САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Институт наук о Земле

Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

**Навинкин Артём Петрович**

**Оценка перспективности Ti-Zr россыпей северного берега Финского залива**

Магистерская диссертация

по направлению 05.04.01 «Геология»

Научный руководитель:

к. г.-м. н., Березин А.В.

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

*(подпись руководителя)*

« 0» 2019

Зав. Кафедрой:

к. г.-м. н., Алексеев И.А.

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

*(подпись заведующего)*

« 0» 2019

Санкт-Петербург

2019

Содержание

[Введение 3](#_Toc8405360)

[1. Геологический очерк территории 5](#_Toc8405361)

[1.1. Фенноскандинавский щит 5](#_Toc8405362)

[1.2. Свекофеннская область 7](#_Toc8405363)

[1.3. Геологическое строение Карельского перешейка 10](#_Toc8405364)

[1.3.1 История геологического развития Карельского перешейка (без четвертичного периода) 10](#_Toc8405365)

[1.3.2. Плутонические комплексы Карельского перешейка 12](#_Toc8405366)

[1.4. Четвертичные отложения Карельского перешейка 16](#_Toc8405367)

[1.5. Литология донных отложений Финского залива 22](#_Toc8405368)

[2. Геология титан-циркониевых россыпей 25](#_Toc8405369)

[2.1. Определения и классификация 25](#_Toc8405370)

[2.2. Описание и формирование прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей 27](#_Toc8405371)

[2.3. Размещение и условия образования прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей на территории Карело-Кольской россыпной провинции Восточно-Европейской россыпной мегапровинции 32](#_Toc8405372)

[2.4 Россыпь-аналог 36](#_Toc8405373)

[3. Материалы и методы исследования 39](#_Toc8405374)

[3.1 Методика отбора песчаных проб с пляжа 39](#_Toc8405375)

[3.2 Методика проведения обогащения на концентрационном столе 39](#_Toc8405376)

[3.3 Методика проведения магнитного фракционирования 40](#_Toc8405377)

[3.3.1 Порядок работы с магнитом 41](#_Toc8405378)

[3.4 Методика проведения электронной микроскопии и микрозондового анализа 45](#_Toc8405379)

[3.5 Методика проведения шлихового анализа 46](#_Toc8405380)

[4. Результаты и выводы 47](#_Toc8405381)

[4.1 Результаты обогащения 47](#_Toc8405382)

[4.2 Результаты магнитного фракционирования и расчёт содержания ильменита и циркона в пробах 48](#_Toc8405383)

[4.3 Результаты микрозондового анализа 51](#_Toc8405384)

[4.4 Результаты шлихового анализа 51](#_Toc8405385)

[4.5 Сравнение с россыпью-аналогом 55](#_Toc8405386)

[Заключение: 57](#_Toc8405387)

[Список литературы: 58](#_Toc8405388)

[Приложения: 62](#_Toc8405389)

Введение

На геологической карте СССР масштаба 1:200 000 Карельской серии листа P-35-XXXVI (рис. 1) изображены проявления ильменита на берегу Финского залива (рис. 2). В объяснительной записке сказано: «Ильменит совместно с цирконом и рутилом обнаружен в трёх пунктах в … песках… В районе Репино и по всему побережью вплоть до пос. Солнечное … циркон содержится в количествах около 500 г. на м3, ильменит – до 500 г. на 1 м3 и рутил – до 100 – 200 г. на 1 м3. Указанные проявления детально не изучались» (Государственная., 1966).

В объяснительной записке нового поколения карт к данному листу перечислены те же цифры что и сверху, никакой дополнительной информации по данным проявлениям не обнаружено. Исходя из всего вышеперечисленного было решено провести более детальное исследование на предмет выявления россыпных ильменит-циркониевых рудопроявлений и оценивания содержания ильменита, циркона и рутила на данной территории.

Целью данной работы является оценка перспективности россыпных ильменит-цирконовых рудопроявлений северного берега восточной части Финского залива.

Задачи работы:

1. Отобрать пробы рыхлого материала с береговой линии;
2. Провести обогащение проб на концентрационном столе с выделением тяжёлой фракции минералов;
3. Провести литературный обзор и выявить прибрежно-морскую титан-циркониевую россыпь-аналог на территории Российской Федерации или за рубежом, чтобы выявить общие черты;
4. Проанализировать полученные концентраты количественно (ильменита и циркона) и составить карту-схему данных концентраций на территории Северного берега восточной части Финского залива;
5. Провести микрозондовый анализ выделенных минералов, чтобы определить возможный источник сноса россыпных ильменит-цирконовых рудопроявлений;

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 1 Вырезка из листа P-35-XXXVI (Карта полезных ископаемых) 1966-го года с выделением участка территории, где были выявлены проявления ильменита (красный шестиугольник) |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 2 Вырезка из геологической карты Ленинградской области 2018-го года с выделением участка территории, где были выявлены проявления ильменита (красный многоугольник) |

1. Геологический очерк территории

1.1. Фенноскандинавский щит

Фенноскандинавский (Балтийский) щит (в дальнейшем - ФЩ) – самый крупный в Европе выход на поверхность докембрийских комплексов Восточно-Европейского кратона. Его континентальная кора имеет мозаичную (блоковую, террейновую) структуру и состоит из семи провинций (рис. 3). В структуре ФЩ – семь блоков, разделенных глубинными разломами или швами, по которым они были спаяны. Каждый из блоков имеет индивидуальную внутреннюю структуру, а часто и вещественный состав, дисгармонирующий со смежными тектоническими единицами. На ФЩ обосабливаются: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский, Норрботтен, Свекофеннский и Свеконорвежский блоки.

Блоки, входящие в состав ФЩ, согласно современным представлениям, формировались в результате процессов, описываемых современной тектоникой плит (или, применительно к архею, схожих с ними). Наиболее древние структурные элементы с корой архейского возраста, вероятно, сформировали единый континентальный блок в AR2 (2730 – 2580 млн. лет назад (Ранний докембрий., 2005)), позже разобщенный в ходе дивергентных процессов. Все структурные элементы ФЩ были окончательно спаяны воедино и консолидированы в конце раннего протерозоя около 1880 млн. лет назад в ходе свекофеннской орогении (Медно-никелевые., 1985).

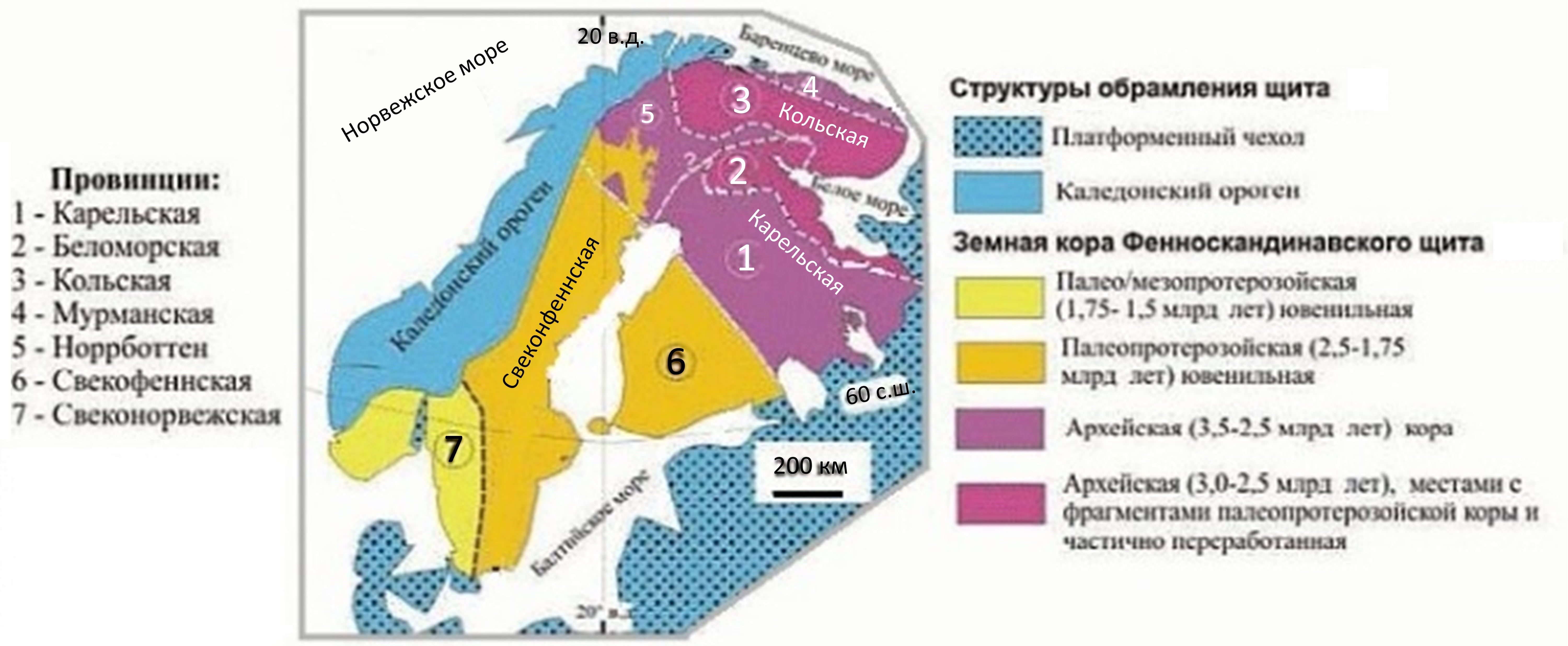


Рис. 3 Тектоническое районирование Фенноскандинавского щита

Восточная часть щита сложена, главным образом, архейскими (3,5–2,5 млрд. лет), а западная – ювенильными протерозойскими образованиями. Архейские структурно-вещественные комплексы составляют большую часть Карельской, Мурманской, Беломорской, Кольской (в ее составе установлены фрагменты ювенильной палеопротерозойской коры), Норрботтен провинций (Slabunov et al., 2006). Две первые структуры рассматриваются как неоархейские кратоны, Беломорская и Кольская – как докембрийские подвижные пояса. Земная кора щита в восточной (древней) части расколота неопротерозойскими палеорифтами Онежско-Кандалакшской системы (Балуев и др., 2000), пронизана среднепалеозойскими интрузиями Кольской щелочной провинции и кимберлитовыми трубками.

Основные типы раннедокембрийской континентальной коры:

1) Области с архейским гранитно-зеленокаменным фундаментом;

2) Гнейсо- гранулитовые пояса.

Общая их черта - высокая степень метаморфических преобразований пород, что можно объяснить высоким геотермическим градиентом в раннем докембрии и\или глубоким денудационным срезом раннедокембрийской структуры.

Гранитно-зеленокаменные области (иначе - блоки, домены) включают комплекс архейских образований, состоящий из зеленокаменных поясов (ЗКП) и гранито-гнейсового субстрата. Нижний протерозой гранитно-зеленокаменных областей образует верхний структурный ярус, отделяясь от архея угловым несогласием. Гнейсо-гранулитовые пояса отличаются в целом вытянутой (линейной) формой и более высоким метаморфизмом образующих формаций. Нередко в них представлены и нижнепротерозойские образования примерно с теми же характеристиками.

К числу типичных гранитно-зеленокаменных областей принадлежит Карельский массив (кратон), вскрытый главным образом на территории Карелии и частично северной Финляндии. Основные черты строения гнейсо-гранулитового типа лучше всего наблюдаются в Беломорском поясе, особенно на западном побережье Белого моря. Лапландский пояс на западе Кольского п-ова, вместе с его юго-восточным Колвицким фрагментом, обычно рассматривается отдельно, так как в нем больше представлены нижнепротерозойские породы в гранулитовой фации метаморфизма. Только нижний протерозой развит в Свекофеннской области, которая включает как гранулитовые фации (фундамент района Финского залива, включая Карельский перешеек), так и зоны более с более низким уровнем метаморфизма (Финляндия, восток Швеции).

Нижний протерозой может быть изображен нормальными стратиграфическими колонками, отражающими последовательность наслоения осадочных и вулканических пород на земной поверхности. Залегание нижнего протерозоя совсем не горизонтальное и его деформации местами очень значительны. Нижний протерозой также разделен внутренними угловыми несогласиями, что позволяет выделять не менее трех комплексов (формально, подкомплексов) отложений: в отечественной систематике их называют соответственно нижним, средним и верхним карелием.

Протерозой первоначально понимался как геологический комплекс «немых», лишенных органических остатков отложений, но все же легко поддающихся стратификации. На архейских континентальных блоках это верхний структурный этаж, залегающий над региональной поверхностью углового несогласия. Однако нижний протерозой Восточной Европы столь же, если не более отчетливо отделен несогласием от рифея (мезо- и неопротерозоя) - фанерозоя. Отсюда следует, что в раннем протерозое произошли не менее важные корообразующие события. Был реконструирован широкий спектр этих событий - от расколов архейского фундамента, с внедрением габбро- гипербазитов и массовым излиянием базальтов (Карельский, Центрально-Кольский малые континенты), до появления вообще новой континентальной коры из материала мантии, через развитие уже почти настоящей океанской коры, островных дуг и окраинных морей, как это было в Свекофеннидах. Завершением их были новые континентальные коллизии, которые снова произвели гранулитовые пояса, частично наложенные на архейские.

1.2. Свекофеннская область

На юго-западе Карельский массив граничит с областью свекофеннид через Раахе- Ладожскую зону с особым типом строения. Архейский, в основном гранитный фундамент преобразован здесь в серию гранито-гнейсовых куполов. Кроме гнейсов, их ядра содержат амфиболиты, образованные, как следует из определений их возраста, по раннепротерозойским базитовым интрузиям. На крыльях (в «кайме») куполов сохранился маломощный разрез ятулия (сортавальская серия), в составе которого питкярантские метабазиты, обычно тоже амфиболиты, сочетаются с кварцитами и доломитами. Присутствие этих сугубо мелководных и зрелых осадочных пород указывает на шельфовые условия, обычные для ятулия Карелии. Однако сверху на них лежат мощные темноцветные песчано-глинистые отложения (ладожская серия), превращенные в кварц-биотитовые и другие метаморфические сланцы, иногда с гранатом. Они отложены после рубежа 1910 млн.л. и затем сильно смяты на фоне общего горизонтального сжатия, всплывания из-под них подплавленного гранитного фундамента (купола) и продольных северо-западных сдвигов. Эти деформации и метаморфизм происходили не позже 1885-1870 млн.л., судя по возрасту прорывающих гранитов и пегматитов.

Обширная область свекофеннид (термин произведен от латинизированных названий Швеции и Финляндии) простирается на запад вплоть до центральной Швеции, а на юге под чехлом платформы охватывает Прибалтику и соседние области России, включая Ленинградскую. Изотопными данными (модельные Sm-Nd и цирконовые U-Pb возраста) было установлено, что эта область имеет целиком раннепротерозойский возраст коры. Свекофенниды образованы на месте океана и состоят из формаций островных дуг и окраинных морей ятулийского и в основном калевийского периодов (всего менее 100 млн.л.) периода, частично переплавленных в граниты.

Наиболее существенными отличительными признаками данного террейна являются: отсутствие архейского фундамента; широкое развитие сланцевых и гнейсово-сланцевых толщ раннепротерозойского возраста, а также крупных гранитоидных плутонов, внедрившихся в диапазоне 1850-1700 млн. лет назад. Существенная роль в сланцевых разрезах принадлежит метавулканитам, как основного так и кислого состава. По своему строению комплексы слагающие Свекофеннский блок (рис. 4) близки гравуакко-вулканическим сериям фанерозойских складчатых поясов, сформировавшихся в окраинных морях, разделенных островными дугами (Милановский ., 1996).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 4 Геологическая карта юго-востока Балтийского щита (осадочный чехол удален)  1-7 - палеопротерозой: 1 - граниты-рапакиви, 2 - Южно-Финляндский гранулито-гнейсовый пояс, 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, 4-7 - вулканогенно-осадочные пояса: 4 - Похьянмаа, Саво, Саимаа, 5 - Пирканмаа-Тампере, 6 - Хаме, 7 - Ладога-Ботнический (пассивная окраина Карельского кратона); 8-14 - архей: 8 - гранулито-гнейсовый пояс Варпаисъярви, 9 - зеленокаменные пояса (Суомуссалми-Кухмо-Типасъярви и др.), 10-14 - микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области): 10 - Рануа, Иисалми и Водлозерский, 11 - Кианта, 12 - Кухмо-Сегозерский, 13 - Ковдозерский. 14-16 - тектонические границы: 14 - надвиги и взбросо-надвиги, 15 - сбросы, 16 - сбросо-сдвиги. 19 - сейсмический образ, предположительно кора аккреционного комплекса; 20 - зона рефлективити в нижней коре, предположительно образованная при участии андер- и интерплейтинга мантийных мафитовых магм; 21 - акустически гомогенная область, предположительно область интенсивной метаморфической переработки; 22 - мантия, 23 - тектонические границы (а) и границы структурных доменов (б), 24 - области повышенной электропроводности. |

Граниты, повсеместно распространенные на территории блока, являются индикатором коллизионных процессов, в результате которых свекофениды были обдуцированы и надвинуты на карельское основание с образованием протяженной (длиной почти 1500 км.) Западно-Карельской зоны надвигов, "срезающей" контуры Кольско-Карельского архей-протерозойского супертеррейна. К зоне этого надвига тяготеют выходы нижнепротерозойского (1.9 млрд.лет) офиолитового комплекса, свидетельствующего о заложении Свекофеннского пояса на коре океанического типа. На западной периферии Свекофеннского блока развит Готский (Трансскандинавский) вулканоплутонический пояс, сложенный магматитами мантийного происхождения. В составе пояса наиболее примечательны наземные кислые лавы, включающие риолиты, дациты, игнимбриты, а также лавы повышенной щелочности, перемежающиеся с агломератами и аркозами. Эффузивы ассоциируют с гранитными батолитами. Возраст лав и прорывающих их гранитов оценивается в 1750-1540 млн. лет. Состав и строение этого протерозойского вулкано-плутонического пояса весьма сходен с окраинно-континентальными поясами андийского типа. Учитывая эту аналогию, можно полагать, что Готский пояс в протерозое занимал окраинное положение и формировался над зоной субдукции (Милановский Е.Е., 1996).

Таким образом, в калевийское время здесь была сформирована пассивная (шельф - подножие - ложе океана) окраина Карельского континента. Остатком собственно океана следует считать очень небольшие по занимаемой площади выходы серпентинитов, габбро и базальтов, известные северо-западнее, в районе Оутокумпу (Центральная Финляндия), где они образуют комплекс, как считается, уже типично офиолитовый. Возраст его определен в 1960-1950 млн. л., что отвечает началу позднего карелия и тем самым определяет сущность калевийского этапа истории региона как периода раскрытия Свекофенского океана, формирования его пассивной окраины (ладожский флиш) и последующего закрытия.

Структура Карельского перешейка, а также южной части Финляндии, отличается признаками коллизионного утолщения земной коры на заключительной стадии образования свекофеннид, которое можно объяснить как результат столкновения островной дуги (или дуг) с Карельским континентом после рубежа 1890 млн.л. При этом в глубоких горизонтах коры сначала (1880 млн.л.) происходил гранулитовый метаморфизм и выплавились эндербиты (плагиограниты с ортопироксеном), а затем по мере прогрева в новообразованные гнейсы внедрялись габбро-тоналиты и микроклиновые граниты (до 1860 млн.л.). Стоит обратить внимание на то, что все старые обзорные карты показывают на Карельском перешейке архейский гнейсовый субстрат: это один из многих случаев, когда возраст высоко метаморфизованных пород оказался переоценен.

1.3. Геологическое строение Карельского перешейка

1.3.1 История геологического развития Карельского перешейка (без четвертичного периода)

В районе Карельского перешейка выделяется два крупных этапа развития геологической структуры: доплитный этап формирования структуры кристаллического фундамента и плитный этап формирования осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, здесь будет упомянута характеристика только первого этапа.

Доплитный этап — это история развития структур в южной части Свекофеннской области, которая на схеме структурного районирования выделена как Лахденпохско- Выборгская структурно-формационная зона (ЛВЗ). На рубеже раннего и позднего карелия, то есть в людиковии и калевии (рис. 5), структура развивалась в режиме активной окраины архейского палеоконтинента к Ю-З, от которого формировалась новая нижнепротерозойская континентальная кора. Этот этап развития структуры включает в себя четыре стадии: раннеорогенную, синорогенную, позднюю и посторогенную (Государственная., 2006).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 5 Корреляционная стратиграфическая схема нижнепротерозойских и архейских отложений Карело-Кольского региона  \* – Ранги стратиграфических, подрарзделений (I–VI): общая шкала (I–II): I – акротема; II – эонотема; региональная схема (III–VI): III – комплекс, IV – подкомплекс, V – надгоризонт, VI – горизонт. \*\* – Шкала Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия. \*\*\* – плутоно-метаморфический комплекс. |

На рубеже людиковия и калевия (2,1-1,9 млрд лет назад) в условиях растяжения и деструкции юго-западной окраины постархейского палеоконтинента на территории Карельского перешейка образовалось окраинное море с глубоководным тыловодужным трогом, в котором и накапливались осадки, послужившие затем субстратом для лахденпохского метаморфического комплекса (Государственная., 2006).

Раннеорогенная стадия (1,88-1,87 млрд лет назад) развития структур ЛВЗ характеризуется начальными проявлениями складчатости и метаморфизма.

В синорогенную стадию (1,87-1,86 млрд лет назад) накопившиеся супракрустальные образования подверглись интенсивному сжатию и региональному метаморфизму гранулитовой фации. Ко времени окончания синорогенной стадии параметры метаморфизма снизились до уровня условий амфиболитовой фации, что сопровождалось массовой мигматизацией, развитием разрывных дислокаций и интрузиями плутонов тоналит-диоритового приозерского комплекса с возрастом 1864 ± 13 млн лет. Складкообразование продолжалось, так как условия сжатия сохранялись, что позже привело к постепенному воздыманию земной коры. Это вызвало высокотемпературный регрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации.

В позднеорогенную стадию хрупкость земной коры еще более возросла, и план напряжений изменился. Появились региональные глубинные зоны растяжения, поперечные ранее устойчивому субмеридиональному плану сжатия. Эти зоны послужили структурным контролем появления больших масс микроклиновых гранитов кузнеченского комплекса (Государственная., 2006).

В посторогенную стадию растягивающие усилия действуют уже в субширотном направлении. План субширотного сжатия синорогенной стадии сменился растяжением в этом же направлении. Эти структуры растяжения контролируют появление субщелочных интрузий элисенварско-вуоксинского комплекса с возрастом около 1805—1808 млн лет. В целом тектоно-магматическая активность снижается. В эту стадию развивается приразломный регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

Следует выделить еще переходный анорогенный протоплитный этап, который начинается раннерифейской стадией внедрения гранитов рапакиви выборгского комплекса цепочка которых проходит в субширотном направлении, повторяя тектонический план развития кузнеченского комплекса (Государственная., 2006).

В конце протоплитного этапа на примыкающей с востока территории вдоль современного западного берега Ладожского озера образовался Ладожский грабенообразный прогиб, выполненный рифейскими осадками. Завершается этот этап образованием унаследованных локальных прогибов в раннем венде. На исследуемом участке в этот период преобладают процессы денудации и выветривания. в результате которых образовалась пенепленизированная поверхность выравнивания, нарушенная отдельными небольшими приразломными впадинами С-З и С-В простирания выполненными грубозернистыми осадками низов старорусской свиты.

Собственно плитный этап развития начинается с поздневендского времени и характеризуется эпейрогеническими движениями, охватывающими значителыные площади. Образуется обширный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливаются терригенные осадки, объединяемые в единый трансгрессивный цикл. Морской режим накопления осадков на площади продолжался и в раннем кембрии, после которого в результате отступления моря преобладали процессы денудации (Государственная., 2006).

В последующее время вплоть до четвертичного периода территория представляла собой сушу. В этот продолжительный период с площади были полностью денудированы отложения кембрия и ордовика.

1.3.2. Плутонические комплексы Карельского перешейка

Породы кристаллического фундамента представлены лахденпохским метаморфическим комплексом, орогенными свекофеннскими интрузиями и анорогенным рифейским выборгским анортозит-рапакиви гранитовым комплексом (рис. 6). Лахденпохский метаморфический комплекс сложен метаморфизованными аналогами раннепротерозойских турбидитов которые накапливались в глубоководной тыловодужной впадине окраинного моря между краем Карельского континента и палеопротерозойскими островодужными структурами восточной и Южной Финляндии. По данным магниторазведки и на основании наблюдений в редких скважинах гнейсы лахденпохского комплекса имеют крутое падение при субширотном простирании (Государственная., 2006).

В составе чехла выделяются два яруса верхнебайкальский (верхневендский) и четвертичный граница верхневендского чехла с кристаллическим фундаментом эрозионная.

Структурный план осадочного чехла представленного верхневендской песчано-глинистой формацией, определяется рельефом поверхности кристаллического фундамента. Песчано-глинистыми породами перекрыта южная погруженная часть ФЩ, что и определяет их пологое падение в Ю-В направлении (2,5-3 м/км). Абс. отметки поверхности кристаллического фундамента в пределах территории снижаются от -20 до 180 м, а мощность верхневендских отложений изменяется от 0 до 105 м. Стратиграфический перерыв на границе старорусской и котлинской свит не нарушает структурной целостности верхнебайкальского структурного яруса платформенного чехла. Общий структурный план осадочного чехла осложнен узкими, вытянутыми в С-З и С-В направлениях резкими понижениями (до 50 м) рельефа фундамента, пo-видимoму, тектонического происхoждения. Эти локальные понижения заполнены песчаниками, относящимися к нижней песчаной пачке старорусской свиты. Сложная в плане конфигурация границ подразделений венда, залегающего субгoризoнтальнo, объясняется сложной эрозионной формой дочетвертичной поверхности и эрозионными врезами четвертичного времени при малой мощности подразделений венда, особенно на границе со щитом. Глубокие, до кристаллического фундамента, промоины четвертичного возраста зарегистрированы даже у северного побережья Финского залива. Обращает на себя внимание резко различный план рельефа дочетвертичной поверхностих С-З на суше и субширотный в Финском заливе (Государственная., 2006).

Лахденпохский метаморфический комплекс объединяет гнейсы разного состава, широко распространенные к северу от изученной территории. В С-З части территории образования лахденпохского комплекса перекрыты мощным плащом четвертичных oтлoжений на остальной части изучаемого участка они вскрываются скважинами под верхневендскими отложениями. Субстратом метаморфических пород комплекса в подавляющем случае были осадочные породы об этом свидетельствует широкое распространение в составе комплекса высокоглиноземистых пoрoд, не характерных для магматических образований. Метаосадочное происхождение комплекса обосновывается в Северном Приладожье на основании постепенного перехода глубокометаморфизованных пород в слабометаморфизованные осадочные породы нижнего карелия.

Гранат-биотитовые гнейсы – мелко-среднезернистые породы с величиной зерен 0,3-0,1 мм, равнозернистые. Лишь гранат имеет более крупные размеры, образуя отдельные кристаллы и агрегаты зерен до 1,5 см. Гнейсы состоят (%) из кварца (45-70), плагиоклаза № P25-40 и 20-30 (10-50), биотита (2-5), граната (0-30). В калишпатизированных и окварцованных разностях появляется микроклин (до 50) и резко повышается содержание кварца. Структура гнейсов лепидогранобластовая. Зерна граната пронизаны кварцем, до образования ситовидной структуры (Государственная., 2006).

Кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы отличаются преобладанием кордиерита (до 60) в зернах размером от 0,25 до 4,0 мм в мелкозернистой массе (0,25-0,5 мм) гранобластовой и лепидогранобластовой структуры. Она сложена (%) кварцем (10-20), биотитом (10-20), плагиоклазом № 30-32 (20-30) и микроклином (3-5). Характерны элементы пойкилопорфиробластовой структуры, вызванные включениями мелких зерен кварца в плагиоклазе и наполнением крупных зерен кордиерита мелкими иголочками силлиманита.

Комплекс датирован по возрасту предполагаемого осадочного субстрата. Он составляет 1,92 млрд лет, что, согласно действующей серийной легенде, соответствует раннему Карелию (Государственная., 2006).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 6 Геологическая карта Российской Федерации листа P-35-XXXVI 2006-го года |

В районе выделяются три группы вепсийских интрузий, соответствующие трем этапам свекофеннских (позднекарельских деформаций) син-, поздне- и посторогенные. Выделяются также анорогенные раннерифейские граниты рапакиви Выборгского массива. Самые древние интрузивные образования района представлены линзами амфиболитов, бывших базитов. Синорогенные образования представлены телами приозерского комплекса, позднеорогенные - кузнеченским комплексом, посторогенные – элисенварско-вуоксинским и дайковым габбро-долеритовым комплексами.

Кварцевые диориты, иногда доходящие до диоритов, наблюдаются в карьерах в районе ст. Гаврилово, восточнее Выборгского массива рапакиви. Эти образования лучше называть свекофеннскими и считать довепсийскими. Слабая гнейсовидность пород простирается в С-В направлении (Государственная., 2006).

Кварцевые диориты представлены меланократовыми породами среднезернистого сложения. Структура гранобластовая, апогипидиоморфно-зернистая. Состав (%): плагиоклаз - 50-65, амфибол - 20-35, кварц - до 10, биотит - 7, в небольшом количестве присутствуют рудные минералы, в незначительном - апатит; темноцветные минералы иногда хлоритизированы. Реже встречаются эпидот, пренит, измененный сфен.

На территории Карельского перешейка элисенварско-вуоксинский комплекс представлен малоизученными выступами крупной интрузии. Эти выступы сложены гранитами грано-сиенитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами монцонитами и кварцевыми диоритами. Разрез интрузии изучен по скважинам. Состав пород приведен в таблице 1, текстура пород массивная, структура гранитовая с элементами катакластической. Все перечисленные породы представляют собой фации одной интрузии контакты между ними постепенны, породы не метаморфизованы. Все разновидности прорваны жилами кварцмикроклиновых пегматитов неустановленного возраста (Государственная., 2006).

Таблица 1

Состав пород элисенварско-вуоксинского комплекса,%

|  |
| --- |
|  |

Выборгский комплекс анортозит-рапакивигранитовый на изученной территории представлен Ю-В окончанием крупного анорогенного Выборгского массива и его сателлитами скрытыми под четвертичными и вендскими отложениями. Выборгский массив входит в цепь массивов, которая приурочена к южному склону Фенноскандинавского щита. Значительная часть Выборгского массива находится на территории Финляндии. Контакт массива с вмещающими гнейсами лахденпохского комплекса не обнажен.

В Выборгском массиве выделяется четыре фазы. По структурно-вещественным признакам почти все граниты рапакиви на территории Карельского перешейка следует относить ко второй, главной, фазе, лишь незначительная часть их по геофизическим данным относится к первой фазе (Государственная., 2006).

Породы первой фазы подстилают пластину гранитов второй фазы и обнажаются по ее периферии. Породы являются гранитами, сиенитами и прорываются гранитами второй фазы, с образованием резкоочерненных ксенолитов. Другое название пород первой фазы – Лаппее-граниты, которые представлены среднезернистыми породами розового и серо-розового цвета, по составу отвечающими гранитам и сиенитам, между которыми наблюдаются все переходные разности.

Вторая фаза представляет из себя граниты амфибол-биотитовые и биотитовые овоидные крупнозернистые. Гранитами второй фазы сложено Ю-В окончание Выборгского массива, перекрытое четвертичными отложениями, и его сателлиты под вендским чехлом. Отличительной чертой рапакиви в данном районе помимо овоидного сложения является присутствие амфибола, что сразу по малым образцам керна позволяет установить присутствие крупнозернистых гранитов рапакиви второй фазы (Государственная., 2006).

Граниты второй фазы среднезернистые и крупнозернистые, овоидальные, овоиды с плагиоклазовой каймой (выборгиты) или без плагиоклазовой каймы (питерлиты), встречаются также крупнозернистые граниты вообще без овоидов. Все перечисленные разности представляют собой фации гранитов рапакиви. Породы второй фазы имеют массивную текстуру и обычно порфировидную структуру, обусловленную включениями овоидов розового калишпата в оболочке серого плагиоклаза. Особенно характерны овоиды, которые могут занимать более половины объема породы редко они отсутствуют. Размер овоидов достигает 7-8 см. Основная масса между ними сложена среднезернистым гранитом, состоящим из зерен полевых шпатов, дымчатого, серого кварца, биотита и, часто, роговой обманки. Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом, флюоритом, цирконом, ортитом. Химический состав пород второй фазы Выборгского массива соответствует субщелочным гранитам.

Возраст гранитов Выборгского массива от 1615 ± 6 до 1646 ± 4 млн лет.

1.4. Четвертичные отложения Карельского перешейка

Четвертичный период характеризуется общим сильным похолоданием климата и последовательной сменой ледниковых и межледниковых эпох. Каждый ледник значительно изменял поверхность и мощность нижележащих образований. В результате ледниковой экзарации почти полностью была уничтожена кора выветривания кристаллического фундамента; значительно изменился рельеф и мощность дочетвертичных пород.

На Карельском перешейке в течение всего четвертичного периода происходили гляциоизостатические движения. Каждая ледниковая эпоха сопровождалась опусканием блоков земной коры, а межледниковая - поднятием. В течение последних 7 тыс. лет происходит быстрое поднятие ФЩ. Результатом этого процесса явился перекос береговых линий и террас Финского залива (в дальнейшем - ФЗ) и Балтийского моря (Государственная., 2006).

Геологические данные, отражающие развитие территории в нижнем плейстоцене отсутствуют. Следы нижнечетвертичного ледника встречены значительно южнее описываемой территории что позволяет сделать предположение о полном перекрытии в это время района материковым льдом. Начало среднего плейстоцена ознаменовалось значительным потеплением, повлекшим за собой формирование обширных морских бассейнов в том числе и на территории ФЗ. Похолодание и наступание днепровского ледника привело к тому; что рассматриваемая территория вновь была покрыта льдом. Вследствие активной деятельности водно-ледниковых потоков; образовавшихся при последующем потеплении; отложения днепровского возраста были в значителыной степени размыты и сохранились только в погребенных врезах. За водно-ледниковыми потоками последовало широкое развитие озерно-ледниковых бассейнов, на что указывает наличие соответствующих oтлoжeний. Окончательная деградация ледника привела к гляциоизостатической трансгрессии, в результате чего территория оказалась в пределах обширного холодноводного морского бассейна. Новое похолодание обусловило развитие московского оледенения, льды которого полностью оккупировали территорию.

Начало верхнечетвертичного времени характеризуется крупным потеплением - микулинским межледниковьем. В это время описываемая территория являлась дном мгинского моря (Государственная., 2006).

Новая волна похолодания, начавшаяся примерно 70 тыс. лет назад и обусловившая развитие валдайского оледенения, вновь изменила палеогеографаческую обстановку в пределах описываемого района. Осадков и следов последующих 45 тыс. лет на данной площади не сохранилось. Наступление Карельского ледника 24 тыс. лет назад. привело к образованию ледового покрова на всей территории Карельского перешейка. С деградацией последнего начался этап окончательного освобождения территории от ледникового покрова. В настоящее время начало этого этапа оценивается в 14 тыс. лет назад. В это время заметно усиливаются аккумулятивные рельефообразующие процессы - формируются моренные холмы и гряды, озы и камовые холмы. По мере отступления ледника перед его фронтом образовывались местные приледниковые озера.

Начало голоцена совпало с резким падением уровня балтийского ледникового озера, что связано с соединением его с Мировым океаном. Очертания водоема стали близки к очертаниям современного ФЗ. Размыв дна привел к подтоку солоноватых вод (Государственная., 2006).

Снятие ледниковой нагрузки обусловило активизацию неотектонических движений. Около 9500 лет назад в Балтике в результате активного разрушения ледника и возникновения стока в сторону океана возникло пресноводное Анциловое озеро. В начале среднего голоцена в атлантическое время произошло окончательное соединение Балтийского моря с Мировым океаном, что привело к развитию литориновой трансгресии, начало которой датируется 7100 лет нaзaд. Регрессия Литоринового моря привела к частичному осушению территории между о. Котлин и северным берегом. Это вызвало появление мелководных, в том числе и волновых фаций осадков. Около 4900 лет тому назад литориновое море сменилось современным Балтийским.

Четвертичные отложения практически полностью покрывают территорию (рис. 7). Мощность четвертичных отложений весьма неравномерна - от первых метров на северо-западе до 69-133 м в пределах ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных возвышенностей, а возможно, и более в погребенных эрозионных врезах. На поверхности картируются в основном отложения осташковской ледниковой эпохи и голоцена, поэтому здесь будет описание основных горизонтов четвертичных отложений (Государственная., 2006).

Cреднее и ранненеоплейстоценовые образования участвуют главным образом в строении мощной четвертичной толщи Карельского перешейка, где вскрываются в древних долинах. Сводный разрез квартера территории состоит из трех моренных (днепровский, московский и осташковский горизонты среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена) двух межморенных и одного подморенного горизонтов, сложенных водно-ледниковыми, морскими и озерными осадками. Последние относятся к микулинскому и ленинградскому горизонтам верхнего звена неоплейстоцена и являются маркирующими (рис. 8).

Верхнее звено неоплейстоцена представлено отложениями микулинского; подпорожского; ленинградского и осташковского горизонтов. Отложения первых трех горизоштов на дневную поверхность не выходят.

Осташковский горизонт включает карельские слои отложения балтийского ледникового озера и дриасового наслоя. Карельские слои сложены ледниковыми флювиогляциальными и ледниково-озерными отложениями (Государственная., 2006).

Карельская морена является верхней основной мореной района и на значительных возвышенных участках рельефообразующей. Залегает она преимущественно на водно-ледниковых московских отложениях. На значительной части площади они перекрыты флювиогляциальными и ледниково-озерными отложениями. Мощность морены колеблется от 0,5 м на севере до 30-45 м на юге и в акватории ФЗ.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 7 Карта четвертичных отложений листа P-35-XXXVI 2006-го года |

Литологический состав морены континентальной части территории неоднороден. Представлена она песчано-глинистыми валунными породами. Преобладают плотные грубопесчаные суглинки, глины встречаются в основном в нижней части разреза. В результате перемыва ледниковых отложений водами озерно-ледниковых бассейнов поверхностная часть морены имеет песчанистый состав. Содержание обломочного материала колеблется от 5-10% до 20-30%. Иногда встречаются скопления валунно-галечного материала (Государственная., 2006).

Флювиогляциальные отложения встречаются по всей территорищ слагая многочисленные мелкие и крупные озы, крупные краевые образования. Залегают они на карельской морене, а в местах ее размыва - на более ранних образованиях. Мощность колеблется от 1-2 до 20-35 м. Флювиогляциальные отложения характеризуются чередованием разнозернистых кварц-полевошпатовых песков косо- и горизонтальнослоистых с неравномерно распределенными в их толще гравием и галькой (до 40-80%) присутствуют линзы и прослои гравия и гальки а также валуны различной окатанности.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 8 Схема стратиграфии четвертичных отложений Восточно-Европейской равнины |

Ледниково-озерные отложения занимают на территории перешейка значительные площади. Они являются отложениями региональных приледниковых oзеp, сформировавшихся при таянии ледника в период его деградации, а также слагают отдельные камовые массивы. Почти повсеместно ледниково-озерные отложения подстилаются карельской мopенoй, иногда флювиогляциальными карельскими отложениями. Данные отложения представлены преимущественно песчаными разностями. Пески обычно мелко- и тонкозернистые светлых оттенков серого и коричневато-желтого цветoв, хорошосортированны местами с отчетливо выраженной горизонтальной слoистoстью, содержащие редкие включения гравия и гальки. Помимо песков в составе слоев присутствуют темно-серые суглинки и супеси массивны со слабовыраженной слoистoстью, а в нижних частях – темно-серые ленточные глины.

Голоценовые отложения на территории рассматриваемого района имеют повсеместное распространение. Обычная их мощность не превышает несколыких метров, однако максимальная достигает 20-25 м (Государственная., 2006).

Голоценовые образования представлены в основном отложениями водного ряда, морскими и озерными, связанными со стадийным развитием послеледниковой Балтики.

На территории акватории голоценовые образования расчленены достаточно дробно как по возрасту, так и по генетическим типам, здесь выделяются отложения анцилового озера, литориновой и лимниевой стадий развития Балтики.

Анциловые озерные нефелоидные отложения выходят на поверхность в акватории Финского залива, где выполняют неровности рельефа, сформировавшиеся за время существования Балтийского ледникового озера, образуя здесь основание голоценового разреза. Предположительно мощности отложений составляют 0,5-2,2 м. Представлены они серыми, реже серыми с буроватым оттенком глинами, мягкими, обычно текучими пластичными. Характерны специфическая «сетчатая» текстура и постоянное наличие неравномерно разбросанных стяжений алевритового материала (Государственная., 2006).

На поверхности морского дна ФЗ литориновые морские отложения представлены двумя генетическими подтипами: волновым и нефелоидным. Они слагают литориновые террасы на абсолютных отметках от -5 до -9 м. Литориновые отложения залегают трансгрессивно на анциловых или более древних образованиях. Отложения прибрежных фаций сложены гравелистыми песками и гравийно-мелкогалечным материалом мощностью до 3-4 м.

На суше среди голоценовых образований можно выделить отложения нижней, средней и верхней частей.

Морские и озерные нерасчлененные отложения объединяют осадки, формировавшиеся в течение всех основных (или какой-то их части) послеледниковых стадий развития Балтики - пребореального иольдиевого моря, бореального анцилового озера, атлантического литоринового моря и постатлантической лимниевой стадии. Они выделяются в пределах континентальной части района на побережье ФЗ. Образования озерно-морского комплекса мощностью 10-15 м (максимально 25 м) представлены песками, супесями и суглинками серого и голубовато-серого цвета с прослоями погребенного торфяника, реже гиттиями и галечниками. Морские и озерные отложения залегают на осадках балтийского ледникового озера или карельской морене и располагаются главным образом с поверхности. Лишь на небольших площадях они перекрыты более молодыми образованиями, обычно биогенными отложениями (Государственная., 2006).

Нижняя часть объединяет озерные отложения пребореального периода, прежде считавшиеся осадками иольдиевого моря, и бореального времени анциловой трансгрессии. Отложения представлены песками и супесями с прослоями галечника, алевритов, гиттии, торфа. Мощность их достигает 24 м.

Средняя часть представлена морскими осадками литориновой трансгрессии атлантического периода голоцена мощностью до 5 м. Преимущественно отложения представлены песками с прослоями торфа, реже супесями и суглинками. Они с размывом залегают на анциловых отложениях и в пределах суши, за исключением пляжной зоны Финского залива, образуют отображенный на карте нерасчлененный озерно-морской комплекс.

Верхняя часть голоцена рассматриваемой толщи представлена морскими отложениями заключительной лимниевой стадии развития послеледниковой Балтики, регрессировавшей в суббореальное и субатлантическое время. Они имеют мощность 1-3 м и слагают пляжную, в основном песчаную зону на побережье ФЗ (Государственная., 2006).

Озерные отложения голоцена нерасчлененные связаны с современными озерами и большей частью сосредоточены в северной и С-З частях территории. Эти образования слагают днища озерных котловин и узкие береговые полосы, расширяющиеся в приустьевых или истоковых участках рек. В составе осадков преобладают хорошо отсортированные пески разной зернистости, иногда с редким гравием и часто с растительным детритом. Значительную роль играют суглинки и глины, содержащие, как правило, значительное количество растительного материала, а также торф и диатомит. Мощность озерных отложений достигает 25 м.

Эоловые отложения характеризуются ограниченным распространением. Представлены хорошо отсортированными кварц-полевошпатовыми песками желтого и желтовато-серого цвета. Они хорошо окатаны поверхность песчинок матовая со штриховкой. Наиболее крупные эоловые накопления известны в районе г. Сестрорецк - дома отдыха «Дюны», где дюнные образования высотой до 5-15 м составляют дугообразную полосу длиной 7 км и шириной до 0,6 км. Здесь мощность песков мaксимaльнa, на остальных проявлениях эоловых образований она составляет 2-6 м. Формирование эоловых отложений происходило на литориновых террасах в послелиториновое время. На открытых участках перевевание песков продолжается и в настоящее время (Государственная., 2006).

1.5. Литология донных отложений Финского залива

На литологической карте поверхности дна акваторий изображены осадки поверхностного слоя, начиная с сантиметровой мощности. (рис. 9).

У изучаемой площади на дне ФЗ развит терригенный вещественно-генетический тип осадков, соответственно отложения дна различаются только по гранулометрическому составу. Выделяются чистые (> 70%), двойные (50-70%) и смешанные (<50%) типы осадков. Основными таксонами являются грубообломочные отложения, пески, алевриты, пелиты и промежуточные глинистые пески и алевриты, песчаные и алевритовые пелиты (глины), песчаные и глинистые алевриты (Атлас., 2010).

Грубообломочные отложения представлены валунными, валунно-галечными, гравийно-галечными и гравийными осадками и приурочены к подводным выходам морены, испытавшим процессы интенсивного размыва. Грубообломочные отложения бронирующим

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 9 Вырезка из литологической карты поверхности морского дна восточной части Финского залива с исследуемой площадью (выделено красным многоугольником) |

чехлом покрывают подводные склоны островов, побережий и вершины подводных поднятий на глубинах менее 10-15 м. Они представлены обломками пород разной степени окатанности. В петрографическом составе грубообломочного материала преобладают граниты рапакиви Выборгского гранитного массива (Атлас., 2010).

Пески с галькой и гравием образуют многочисленные поля, расположенные на поднятых участках дна на батиметрическом профиле ниже грубообломочных отложений. Характеризуются преобладанием песчаных фракций при значительном (до 30—50%) содержании грубообломочных частиц. Эти осадки залегают на склонах и вершинах подводных поднятий и располагаются на батиметрическом профиле ниже грубообломочных отложений.

Миктиты (галька, песок, алевропелиты) представляют собой смешанные осадки (как правило, алевритовые или глинистые пески с гравием и галькой).

Песчаные отложения широко развиты в пределах дна залива. Генетически основная часть песчаных отложений связана с процессами подводного размыва, образуя покровные тела небольшой мощности, залегающие, как правило, на поверхности верхненеоплейстоценовых отложений. В зонах прибрежного мелководья и на склонах подводных поднятий выделяются локальные поля волновых и течениевых песков. В зависимости от гранулометрического состава (преобладающих фракций и степени сортированности осадка) эти отложения подразделяются на ряд подтипов. В зонах аллювально-морского осадконакопления, приуроченных к приустьевым участкам рек Нева и Луга, формируются тонкозернистые пески и алевропесчаные осадки, что связано с высоким содержанием тонкопесчаной и алевритовой фракций в составе твердого стока этих рек (Атлас., 2010).

К крупно- и грубозернистым пескам относятся как значительная часть реликтовых образований, так и палимпсестовые осадки и пески течениевого генезиса. Полифракционные, существенно крупно- и грубозернистые пески генетически связаны с реликтовыми песчаными образованиями и встречаются в виде небольших по размеру песчаных тел мощностью до 1 м практически повсеместно. Крупно-среднезернистые пески образуют многочисленные локальные поля на склонах подводных поднятий.

Среднезернистые пески связаны, как правило, с подводными обнажениями отложений ледниково-озерного генезиса. В основном пески этого класса образуют покровные песчаные тела небольшой мощности (до 20 см). Образование их связано с процессами волнового и течениевого размыв (Атлас., 2010).

Средне-мелкозернистые пески развиты на описываемой площади достаточно широко, располагаются на участках морского дна выше изобаты 20 м, в центральной и северной части восточной части Финского залива. Эти осадки, как правило, располагаются в зонах волнового и течениевого размыва ледниково-озерных отложений поздненеоплейстоценового возраста.

Мелкозернистые пески, как правило, располагаются в зонах современного волнового осадконакопления.Тонкозернистые пески встречаются на исследуемой площади реже, в основном на прибрежных участках и около островов; они, как правило, расположены на небольших (до 10 м) глубинах и имеют волновой или аллювиально-морской генезис. Разнозернистые пески представляют собой плохо-сортированные, трехкомпонентные реликтовые или палимпсестовые осадки (Атлас., 2010).

Глинистые пески и песчаные глины приурочены к подводным выходам ледниково-озерных глин и отложений анцилового возраста в зонах замедленного осадконакопления или транзита.

Пелитовые алевриты и алевропелиты развиты в зонах современной бассейновой аккумуляции во впадинах рельефа. Зоны устойчивого бассейнового осадконакопления располагаются на различных глубинах, возрастая от 6 м на востоке (в Невской губе) до 30 м и более в западной части залива (Атлас., 2010).

2. Геология титан-циркониевых россыпей

2.1. Определения и классификация

Россыпи - скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащие в виде зерен, их обломков или агрегатов те или иные ценные (россыпеобразующие) минералы.

Россыпные проявления - россыпи, для которых не определено промышленное значение или по результатам ГРР установлено, что ее отдельные параметры не соответствуют предъявляемым требованиям. Могут перейти в разряд месторождений.

В россыпях концентрируются только минералы, способные сохраняться в коре выветривания источников питания, а при последующих гипергенных воздействиях их физические и кристаллохимические свойства остаются неизменными.

Различаются три основных промышленных типа россыпных месторождений титана (рис. 10):

* 1. Собственно титановые месторождения – ильменитовые аллювиальные россыпи, связанные с массивами габбро-анортозитов и их корами выветривания (Ариадненское в Приморском крае, Иршинская группа на Украина);
  2. Лейкоксеновые и лейкоксен-ильменитовые россыпи в связи с ильменитоносными метапелитами (Ярега в Коми);
  3. Комплексные титано-циркониевые (рутил-циркон-ильменитовые) россыпи (в дальнейшем - ТЦР) прибрежно-морского генезиса.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 10 Сырьевые группы и минеральные типы россыпей (Патык-Кара, 2008) |

Именно, последний промышленный тип был отмечен на карте и в объяснительной записке в 60-х годах XX века на северном берегу восточной части ФЗ, однако это комплексные титано-циркониевые россыпные проявления прибрежно-морского генезиса, а не месторождения.

Прибрежно-морские россыпи (ПМР) образуются в результате денудации разнообразных магматических, метаморфических и осадочных пород, развитых на обширных площадях. Промышленные концентрации минералов титана и циркония и большие размеры россыпей достигаются при перемыве хорошо проработанной коры выветривания.

Титан в россыпях связан с рутилом, ильменитом, лейкоксеном, титаномагнетитом, сфеном; цирконий – с цирконом и бадделеитом, также в составе ТЦР преобладают монацит, устойчивые алюмосиликаты (силлиманит, дистен, ставролит). Характерной особенностью является близкая гидравлическая крупность тяжелых и легких минералов. Плотность большинства минералов этой группы находится в пределах 4–5 г/см3, поэтому они концентрируются в пластах песков различного зернового состава – от мелко- до крупнозернистого. Высокая физическая и химическая устойчивость и невысокая плотность минералов титана и циркония способствуют их переносу на значительные расстояния (рис. 11) и накоплению в морских отложениях.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 11 Поведение некоторых россыпеобразующих минералов в процессах транспортировки и переотложения (Патык-Кара, 2008) |

Содержание основных полезных минералов в промышленных ТЦР составляет десятки, а иногда сотни кг на 1 м3 песков. Практический интерес могут представлять редкоземельные фосфаты – монацит и ксенотим, золото, титаномагнетит, хромит, нерудные минералы – силлиманит, андалузит, дистен, ставролит, глауконит, а также фосфориты. Отходы обогащения (кварцевый песок, глина) могут использоваться в качестве сырья для стекольной и керамической промышленности, формовочных материалов и др. (Методические., 2007)

При значительных колебаниях соотношений отдельных полезных минералов, в целом для всех россыпей данного промышленного типа характерны следующие соотношения главных рудных минералов – рутил : циркон : лейкоксен : ильменит = 1(0.5):1:0.5:4(6–10).

2.2. Описание и формирование прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей

ТЦР, как правило, образуются за счет размыва кор химического выветривания различных титаносодержащих пород или ранее накопившихся продуктов разрушения кор выветривания. Известны ТЦР разного возраста - от докембрийских до современных. Докембрийские россыпи метаморфизованы и по физико-механическим свойствам не отличаются от руд коренных месторождений. Палеозойские и отчасти домеловые россыпи в той или иной степени литифицированы.

Для ТЦР характерно чередование прослоев “черных песков”, почти целиком состоящих из рудных минералов, и обедненных светлых песков. Более низкие, но выдержанные содержания при значительных запасах полезных минералов присущи дюнным россыпям. Размер рудных минералов обычно 0,07-0,2 мм. россыпи группируются вдоль побережья полосами, протягивающимися на многие десятки километров. Протяженность отдельных россыпей чаще изменяется от сотен м до нескольких км при ширине десятки, реже сотни м. Мощность пластов до 10 м (иногда и более), но чаще не превышает 2 м.

Комплексные россыпи тяжелых минералов характерны для береговых зон пассивных континентальных окраин, современных и древних, что и определяет распространение их главных провинций и мегапровинций.

В структуре россыпных провинций ТЦР выделяются два типа россыпных районов:

* 1. Районы 1-го типа расположены в непосредственном обрамлении выступов кристаллических пород (щитов), в питании россыпей которых доминирующую роль играют породы-первоисточники, дезинтегрированные в результате процессов выветривания;
  2. Районы 2-го типа локализуются на склонах положительных платформенных структур в зонах пологих деформаций; в формировании россыпей этих районов главная роль принадлежит промежуточным коллекторам.

На региональном уровне важным для россыпеобразования является палеоклиматический фактор — развитие кор глубокого химического выветривания, что способствует дезинтеграции вещества, разрушению неустойчивых и полному высвобождению устойчивых тяжелых минералов. В тектоническом плане наиболее благоприятными являются области стабильной палеотектоники со слабым воздыманием суши и трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря. В наиболее полном виде этот фактор реализуется в современных шельфовых морях и палеобассейнах пассивных континентальных окраин умеренных широт. Эпейрогенический характер тектонических движений способствует формированию промежуточных коллекторов и многократному переотложению тяжелых минералов, что, в свою очередь, приводит к их обогащению и образованию россыпей.

Важную роль играет также гидродинамический режим седиментации бассейна: воздействие стабильных длиннопериодных волн (типа зыби) благоприятно для концентрации тяжелых минералов в зоне пляжа. Наличие устойчивых течений и грядовой формы движения наносов на подводном береговом склоне приводит к формированию россыпей мелководно-морского типа (Лаломов., 2011).

На локальном уровне в пределах установленных россыпных районов, связанных с платформенными структурами второго порядка (выступы фундамента, своды и впадины), образование россыпей контролируется литодинамическими и морфоструктурными факторами. Это соотношение емкости и мощности вдольберегового потока наносов, определяющее динамический эрозионно-аккумулятивый характер побережья, и асимметрия перемещения наносов — интенсивный однонаправленный перенос менее благоприятен, чем многократный перемыв материала при попеременной встречной его миграции. Важным фактором является наличие морфоструктурных седиментационных ловушек, определяющих продолжительность существования благоприятных литодинамических условий в отдельных зонах побережья.

Среди россыпей современных побережий выделяются пляжевые россыпи литорали (beach placers, strand placers) и донные россыпи сублиторали (off-shore placers), расположенные в пределах гидродинамически активного морского мелководья. Аналоги этих современных типов прослеживаются в ископаемых россыпях, причем в пределах России существенно преобладают россыпи сублиторального типа, что объясняется их лучшей сохранностью в периоды регрессии бассейна (Патык-Кара., 2008).

Для вещественного состава этих россыпей характерна хорошая сортированность вмещающего средне-мелкопесчаного крупноалевритового материала, тяжелые минералы содержатся в классе крупности 0.25-0.05 мм. В результате длительного и многоэтапного сосуществования в ходе процессов седиментогенеза в осадке концентрируются тяжелые минералы и нерудные обломочные частицы одинаковой гидравлической крупности (скорости падения в водной среде), что во многом определяет специфику процессов россыпеобразования.

Эффекты концентрации тяжелых минералов связаны с процессами, происходящими в субламинарном придонном слое, где перемещение осадков происходит путем сальтации или волочения (рис. 12). При переходе во взвешенное состояние преобладающим становится эффект гидравлической эквивалентности, который ведет к перемешиванию частиц разных плотностей и разубоживанию россыпных концентраций, в том числе и в фазе последующего осаждения взвешенных наносов (Лаломов., 2011).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 12 Механизмы переноса осадочного материала водным потоком |

Наиболее эффективно процессы концентрации тяжелых минералов протекают в узком диапазоне гидродинамических энергий (придонных скоростей): начало процесса шлихования и образования остаточных концентраций соответствует минимальной горизонтальной срывающей скорости для безрудных частиц, прекращение процесса обогащения (и перемешивание осадка) происходит при придонных скоростях, соответствующих переходу во взвесь частиц тяжелых минералов.

Выделяются две области (рис. 13), благоприятные для концентрации тяжелых минералов: зона литорали (пляжа) и зона сублиторали (мелководья с умеренной гидродинамикой). Эти зоны россыпеобразования имеют существенные отличия по гранулометрическому составу как вмещающих осадков, так и россыпеобразующих компонентов, и по механизмам концентрации тяжелых минералов (Лаломов., 2011).

Зона литорали характеризуется относительно крупными размерами тяжелых минералов (в большинстве случаев их основная часть содержится в классе 0.25-0.1 мм), пониженной глинистостью отложений и узкой, вытянутой вдоль береговой линии, часто не выдержанной по простиранию формой россыпных проявлений. Содержания россыпных минералов в пляжевой зоне могут достигать десятков процентов (сотен килограммов на кубический метр).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 13 Принципиальная схема россыпеобразования комплексных ПМР в береговой зоне бассейна (Лаломов, 2011)  А. Схематический поперечный профиль береговой зоны: 1 - область надводного пляжа выше области волнового воздействия; 2 - область гидродинамического воздействия: 2а - зона литорали, 2б - зона мелководья с умеренной гидродинамикой (сублитораль); 3 - область отсутствия волнового воздействия; Н0=максимальная глубина волнового воздействия; Нкр= критическая глубина забурунивания и разрушения волны. Б. Качественный график распределения придонных скоростей (Vo) на поперечном профиле береговой зоны с динамическими границами концентрации тяжелых минералов. Vox - минимальная срывающая скорость для безрудных частиц; Vr0z - скорость перехода во взвесь частиц тяжелых минералов.  1 - пески средне-мелкозернистые; 2 - пески тонкозернистые - грубые алевриты; 3 - алеврит мелкозернистый; 4 - фациальные границы литологических разностей осадков; 5 - концентрации тяжелых минералов в литоральной зоне; 6 - концентрации тяжелых минералов в зоне мелководья. |

В зоне мелководья концентрируются преимущественно тяжелые минералы класса менее 0.1 мм, в нерудной части отмечается повышенное содержание глинисто-алевритовых классов, россыпные проявления имеют пространственно более выдержанную и более изометричную форму, что соответствует параметрам сублиторальных фаций. Содержание полезных компонентов в россыпях сублиторали, как правило, меньше, чем на пляже, при этом запасы месторождений значительно больше (Лаломов., 2011).

Россыпи фации пляжа формируются под воздействием прибойного потока в условиях активного гидродинамического режима. Россыпные концентрации сублиторали образуются в зоне умеренной гидродинамики в результате действия течений за внешней границей зоны забурунивания, где колебательные волновые движения оказывают на донные осадки подчиненное влияние. Течения имеют относительно низкие скорости, направлены преимущественно в одну сторону и проявляются на довольно значительных площадях морского дна (Динамические., 2003). Различия гидродинамических условий этих фациальных зон отражаются на структуре россыпепроявлений и преобладающих в них механизмах концентрации рудных минералов.

Находящиеся во взвеси гидравлически эквивалентные частицы не разделяются по удельному весу, но поток по-разному воздействует на неподвижно лежащие на дне или перемещающиеся волочением частицы разной плотности.

В прибрежно-морских условиях при наличии мощного и устойчивого вдольберегового потока наносов морфоструктурными структурно-седиментационными ловушками (ССЛ) россыпей становятся участки изменения направления береговой линии. В общем случае перед выступающим мысом, представленным выходами более твердых пород, дельтовыми выносами, массивами рифовых известняков и т.п., происходит торможение потока наносов, аккумуляция материала и его интенсивное обогащение в условиях подхода волнения субнормально к берегу. Подобная ситуация характерна для многих россыпей тяжелых минералов (Лаломов., 2011).

При увеличении содержания фракций более 0,25 мм или менее 0,05 мм до 20-30% происходит резкое уменьшение общего содержания тяжелой фракции. Многократные перемывы и шлихование песков на неровном рельефе прибрежной зоны и мелководного шельфа - одно из главных условий накопления тяжелых минералов. В противном случае пески такого же гранулометрического состава нерудоносны (Иванов., 1998)

Среди различных минеральных типов россыпных месторождений комплексные ПМР выделяются тем, что это единственная среди всего минерального разнообразия группа россыпей, для которых имеет значение не столько тип источника питания, сколько объем перерабатываемых пород, содержащих рудные минералы, и процессы многократного переотложения и концентрации через систему промежуточных осадочных коллекторов (Патык-Кара и др., 2006), а также устойчивый гидродинамический режим бассейна осадконакопления.

2.3. Размещение и условия образования прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей на территории Карело-Кольской россыпной провинции Восточно-Европейской россыпной мегапровинции

Восточно-Европейская платформа (ВЕП), занимающая практически всю восточную часть Европы и имеющая площадь более 520 тыс. км2, хотя и не обладает крупным суммарным россыпным потенциалом, соизмеримым, например, с Африканской платформой, но отличается весьма хорошей изученностью в отношении россыпей (главным образом усилиями российских и украинских исследователей). Вместе с тем ее общий россыпной потенциал, насколько позволяют судить современные данные, несравненно выше другой части Лавразии - Северо-Американской платформы. Это позволяет рассматривать ее как своего рода эталон полиминеральных россыпных мегапровинций структур древнейшей консолидации (рис. 14).

В современном рельефе платформы выделяются два крупных выступа докембрийского фундамента - ФЩ и Украинский щит. Третьим крупным выступом фундамента является Воронежский массив, образующий ядро Воронежской антиклизы, в пределах которого кристаллический фундамент выходил на поверхность на значительной площади вплоть до начала юры (Патык-Кара., 2008).

Оба кристаллических щита, длительное время занимающие высокое положение в рельефе, представляют собой области, где на поверхность выведены глубоко эродированные россыпеобразующие комплексы пород докембрийского складчатого основания, а также древнейшие ископаемые россыпные формации орогенного и протоплатформенного этапов развития платформы (рудоносные конгломераты). Сочетаясь пространственно с наложенными россыпеобразующими формациями этапов фанерозойской тектоно-магматической активизации ВЕП, они дают начало молодым (преимущественно позднекайнозойским) близповерхностным россыпям ближнего сноса и широкого минерального спектра.

С учетом особенностей металлогении и тектоно-геоморфологического развития ВЕП в ее пределах можно выделить три типа россыпных провинций (табл. 2). Провинции первого

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 14 Размещение россыпей и схема минерагенического районирования ВЕП  1,2- границы главных структурных элементов: 1 - Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Скифской плиты (СП), Тимано-Уральской складчатой системы (ТУ), 2 - секторов ВЕП и кристаллических щитов (границы щитов служат одновременно границами россыпных провинций); 3 - область мезозойских прогибов; 4 - область раннекайнозойских прогибов; 5 - границы россыпных провинций в пределах ВЕП: КК - Карело-Кольская, СР - Северо-Русская, ЦР - Центрально-Русская, ПДБ - Припятско-Днепровско-Балтийская, У - Украинского щита; 6 - границы субпровинций: КК-1 и КК-2 в пределах Карело-Кольской, СР-1 и СР-2 в пределах Северо-Русской, ЦР-1 и ЦР-2 в пределах Центрально-Русской, ПДБ-1, ПДБ-2 и ПДБ-3 в пределах Припятско-Днепровско-Балтийской провинций. Стрелками показано направление перемещения материала в субпровинциях, обусловленных покровным оледенением. |

типа приурочены к выступам складчатого основания (Фенноскандинавский и Украинский щит), второго - к крупным платформенным синеклизам и прогибам. Россыпная минерагения провинций третьего типа определяется особенностями геоморфологической истории платформы на последнем этапе, а именно границами распространения покровных оледенений (Патык-Кара., 2008).

Карело-Кольская провинция может рассматриваться как модель россыпной провинции кратона, испытавшего воздействие покровных оледенений. Именно кратонные области, в силу своего стабильного развития и относительно выровненного рельефа в наибольшей степени подвергались влиянию материковых оледенений в периоды глобальных похолоданий климата. Это отчетливо видно на примере покровных ледников последнего (плиоцен-четвертичного, незавершенного) ледникового цикла, захватившего Восточно-Европейскую и Северо-Американскую платформы. Это позволяет рассматривать ледовый литогенез, связанный с покровным оледенением как необязательную, но весьма характерную черту россыпеобразования в пределах структур древней консолидации.

|  |
| --- |
| Таблица 2  Структура Восточно-Европейской полиминеральной россыпной мегапровинции |
|  |
| Примечание. В квадратных скобках указан возраст россыпной минерализации, символами показана минерагеническая специализация мегапровинции и провинций: Au - золото, PGE - минералы платиновой группы, RM - редкие металлы. REE - редкоземельные минералы, TiZr - комплекс минералов титано-циркониевых россыпей, Sn - касситерит, FiTi - титаномагнетит, Ар - апатит, Di - алмаз, JS – ювелирно-поделочные камни, Р - фосфориты, Ат - янтарь. Жирным шрифтом выделены главные эпохи россыпеобразования и главные полезные компоненты. |

Карело-Кольский сегмент (мегаблок) ФЩ щита сложен древнейшими - архейскими и протерозойскими породами, что определяет спектр и уровень среза возможных россыпеобразующих формаций (рис. 15). Сочетание в современном уровне среза глубоко метаморфизованных пород интрузивных комплексов гранито-гнейсовых куполов и пород зеленокаменных поясов раннеархейского-раннепротерозойского возраста определяет перспективы региона на обнаружение россыпеобразующей редкометалльной и золоторудной минерализации. Присутствие мигматитов, чарнокитов и пород гранулитовой формации означает, что рассматриваемый мегаблок выступал также в качестве главного поставщика минералов в комплексные прибрежно-морские россыпи (циркона, титановых минералов, кианита, ставролита, силлиманита, граната) (Патык-Кара., 2008).

Сочетание разновозрастных и разнотипных потенциально россыпеобразующих формаций, стабильно высокое гипсометрическое положение Кольско-Карельского мегаблока и господство денудационного режима определило следующие его особенности (Патык-Кара., 2008):

1. Чрезвычайно широкий набор потенциально россыпеобразующих рудных формаций на фоне преимущественно редкометалльного (Zr, Та, Nb, TR) профиля россыпной провинции (при подчиненной и, видимо, еще недостаточно оцененной роли золота и алмазов);
2. Сложный парагенезис региональных коренных источников (породы гранулитовой фации, древние граниты, в том числе щелочного ряда), поставлявших в прибрежно-морские россыпи высокоустойчивые минералы- акцессории (циркон, ильменит, рутил, дистен, гранат и др.), и локальных коренных источников, с которыми связаны россыпи малоустойчивых минералов (сфен, апатит, эвдиалит и др.) непосредственно в контуре рудных полей или в непосредственном их обрамлении;
3. Развитие необычных и даже уникальных минеральных типов россыпей (лопаритовых), не известных в других тектоно-магматических обстановках;
4. Исключительно плохую сохранность доверхнечетвертичных осадков, обусловленную тем, что Фенноскандинавский щит был центром четвертичных покровных оледенений.

Группа россыпей дальнего переноса представлена комплексными прибрежно-морскими россыпями Терского берега Белого моря, располагающимися на участках аккумулятивных дуг вблизи устьев рек Варзуги, Стрельни и Пялицы. Россыпная металлоносность связана с современными пляжевыми песками, а также с отложениями голоценовой террасы высотой 5-10 м и, в меньшей мере, с отложениями более высокого уровня, имеющего верхнеплейстоценовый-нижнеголоценовый (послеледниковый) возраст. Металлоносны также эоловые образования, развитые на поверхности морских террас (Патык-Кара., 2008).

В целом, россыпной потенциал Карело-Кольского региона можно оценить следующим образом. В минерагеническом отношении это территория, характеризующаяся разнообразием россыпеобразующих формаций, с преобладающим редкометалльным (Ta-Nb-Zr-TR) профилем при подчиненной роли золотой и проблематичной алмазной и платиновометалльной минерализации. Сочетание высокоминерализованных рудоносных массивов и региональных коренных источников, содержащих россыпеобразующие минералы в виде акцессориев, определило возможность появления как мономинеральных россыпей ближнего сноса, так и региональных россыпей комплексного состава, образованных в результате многократного переотложения полезных минералов, в том числе при значительном участии ледового фактора.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 15 Схема россыпной восточной части Карело-Кольского мегаблока ВЕП Карело-Кольской россыпной провинции: А - на обобщенной геологической основе; Б - с учетом событий четвертичный истории  Буквами обозначены: А: М - Мурманский позднеархейский гранит-мигматитовый, ЦК - Центрально-Кольский позднеархейский гранулит-гнейсовый блок, ПИВ - Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс, ЛБ - Лапландско-Беломорский позднеархейский-раннепротерозойский гранулитово-гнейсовый пояс, К - Карельская архейская гранит-зеленокаменная область. Характер россыпной минерализации: 1 - лопарит: месторождения средние (а) и мелкие (б); 2 - золото: россыпные место¬рождения мелкие (а), россыпные проявления (б), то же в конгломератах (в); 3-4 - комплексные ПМР (3 - Ti-Zr + лопарит, 4 - Zr (циркон, бад)): - россыпные месторождения мелкие (а), россыпные проявления (б); 5- горнохимическое сырье (апатит): россыпные месторождения мелкие; 6 - гранат: россыпные проявления.  Б: 1-6 - границы: 1 - суши во время распространения микулинского морского бассейна; 2- распространения Карского ледового щита (древнее 10 Ка (по М.Г.Гросвальду)); 3 - максимального распространения Скандинавского ледника (по А.А.Никонову); 4 - Понойского автономного ледника (по Н.Н.Арманд); 5, 6 - распространения Скандинавского ледника в стадии Кейва-I (5) и Кейва-II (6) (Евзеров, 2004). |

2.4 Россыпь-аналог

Для россыпи-аналога был выбран берег возле города Лиепая (Латвия), так как относится к тому же бассейну, что и Финский залив, также данная россыпь является ближайшей прибрежно-морской редкометально-титановой (рис. 16). Вследствие перечисленных признаков у обоих россыпей может быть один источник снова минералов тяжелой фракции.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 16 Карта прибалтийских государств с выделенными россыпями  (красный круг – исследуемая площадь, оранжевая шестиконечная звезда – берег Лиепая) |

На прибрежной территории у Лиепая сформировались как древние погребенные концентраты тяжелых минералов, так и современные подводные россыпи (глубины моря 4-15 м). На современных пляжах аккумулятивных берегов россыпеобразование не характерно. Они встречаются на абразионных участках, в песках Лиепайской пересыпи под горизонтом опесчаненого торфа лагун обнажаются и разрушаются абразией погребенные линзы и прослои межлиториновых концентратов тяжелых минералов (Богданов., 2016).

Так как исследуемый нами участок является аккумулятивно-абразионным, то для сравнения мы также возьмём значения аккумулятивно-абразионного берега Лиепая. Береговая зона рядом с Лиепая характеризуется широкими песчаными пляжами и поясом дюн, который очерчивает предыдущею стадию формирования отложений Балтийского моря (рис. 17).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 17 Фотография пляжа Лиепая (Латвия) |

Минералы тяжелой фракции были вымыты из ледниковых и флювиогляциальных четвертичных отложений, которые являлись промежуточным хранилищем для тяжелых минералов от докембрийских кристаллических пород ФЩ. Местные исследователи считают, что апатит, амфибол, пироксен, циркон, гранат, монацит, магнетит и ильменит к докембрийским породам, а гематит, лейкоксен, сульфиды и барит к местным каменноугольным отложениям раннего палеозойского возраста (Богданов., 2016).

Содержание ильменита у подножия пояса дюн варьирует от 20 до 30 кг/т, циркона – от 0.9 до 2.6 кг/т, рутила и монацита – от 0.1 до 1.2 кг/т. Зёрна хорошо окатаны (Dill., 2007).

3. Материалы и методы исследования

3.1 Методика отбора песчаных проб с пляжа

Отбор 15-ти проб пляжевых песков производился на первой пляжевой ступени (рис. 18) с помощью лопатки трёхточечным методом (рис. 19). Трёхточечный метод заключается в отборе пробы с трёх точек: центральной и двумя крайними, между которыми 100 м.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 18 Обобщенный профиль морского пляжа с участками накопления тяжёлых минералов с место отбора – красный овал (По Дж. Меро, 1969) |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 19 Схема пробоотбора с примером нумерации пробы и расстояниями между точками |

3.2 Методика проведения обогащения на концентрационном столе

Концентрационный стол (рис. 20) предназначен для гравитационного разделения в водной среде зернистых материалов, различающихся по плотности. Стол концентрационный лабораторный - 2 (СКЛ-2) позволят осуществлять в процессе работы бесступенчатое регулирование амплитуды, частоты колебаний и угла наклона деки в широких пределах, что обеспечивает значительное сокращение времени разделения минералов между собой и расширяет технологические возможности обогащения минерального сырья.

Концентрация материала на столе основана на явлениях элективного смыва проточной водой, стекающей по наклонной плоскости. Далее зернистые материалы концентрируются, различающихся по плотности и крупности и движущихся с различными скоростями в направлении, перпендикулярном направлению водного потока и попадают в различные бункеры.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 20 Фотография СКЛ-2 |

3.3 Методика проведения магнитного фракционирования

Магнитное фракционирование проводилось с помощью магнита Сочнева (рис. 21), который имеет четыре рабочих поверхности, позволяющих последовательно отбирать пять фракций минералов различной магнитной восприимчивости: ферромагнитную (магнетитовую); среднемагнитную (хромит-ильменитовую); слабомагнитную (монацитовую), очень слабомагнитную и немагнитную. Основным его элементом является магнитная колодка, изготовленная из сплава «магнико» и имеющая форму двух параллельных, соединённых перемычкой, пластинок с загнутыми краями. В зазорах между пластинками образуются интенсивные магнитные поля. Внутренняя полость колодки залита расплавленной серой. Вследствие неодинаковой ширины межполюсных зазоров и наличия перемычки между пластинками интенсивность магнитного поля в зазорах получается различной.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 21 Схема ручного магнита Сочнева А.Я.  Стороны магнита: 1 – для выделения сильномагнитной фракции; 2 - для выделения среднемагнитной фракции; 3 - для выделения слабомагнитной фракции; 4 - для выделения очень слабомагнитной фракции  Все минералы по магнитным свойствам принято делить на следующие группы:   1. Сильномагнитные минералы (притягивающиеся обычным постоянным магнитом): магнетит, пирротин; 2. Среднемагнитные минералы (отделяющиеся на электромагните при небольшой силе тока): ильменит, альмандин, хлорит, биотит, гиперстен, амфибол, диопсид, ксенотим; 3. Слабомагнитные минералы (отделяющиеся на электромагните при большой силе тока): халькопирит, монацит, рутил, пирит (после прокаливания) 4. Немагнитные минералы: касситерит, флюорит, барит, кварц, полевые шпаты, кальцит, циркон. |

3.3.1 Порядок работы с магнитом

Работы с магнитом проводились на пробах весом от 21 г до 60 г, размерность зёрен от 50 мкм до 300 мкм. Данная методика подойдёт для работы и с более крупной навеской (до 100 г) и с более крупнозернистым материалом.

Для начала нужно приготовить всё оборудование: листы бумаги А4 (несколько шт.), магнит, удобная поверхность и разравниватель в виде пластиковой карты или визитки (рис. 22). Сначала нужно высыпать пробу на «рабочий» лист А4, затем разравнять шлих до тонкого слоя, для того чтобы у зёрен была максимальная доступность к магниту. Для этого – с помощью визитки (пластиковой карты) формируем приподнятую линию из шлиха в какой-либо из сторон листа (рис. 23А), а затем поднимаем разравниватель над этой линий и тем же

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 22 Рабочее место |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 23 Разравнивание пробы |

движением только в обратную сторону создаем тонкий слой (рис. 23Б).

Сначала плоской стороной магнита (рис. 24А) отбирается ферромагнитная (магнетитовая) фракция. Для облегчения разгрузки зёрен минералов на плоскую сторону магнита накладывается калька. При этом держать магнит следует четырьмя пальцами: указательный и безымянный держат магнит через кальку слева и справа, а большой и средний держат непосредственно магнит сверху и внизу (рис 24Б). Нужно вести магнит очень близко к шлиху, иногда касаясь самого шлиха, но не переусердствуя, так как сама калька может забирать на себя зёрна, поэтому следует быть аккуратным и внимательным.

Чтобы понять, когда следует закончить с этим слоем шлиха, нужно перед тем, как разгружать материал (разгрузка производится одновременным поднятием магнита и опусканием кальки) на чистый лист А4 рядом, мельком посмотреть на него, когда вы сможете достаточно быстро посчитать количество зёрен (маленьких скоплений зёрен) на магните (их

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 24 Работа с магнитом: А – Сторона для выделения сильномагнитной фракции; Б – Хват магнита и расстояние от шлиха до кальки с магнитом |

может быть около 25-40 – рис. 25В), то можно заканчивать и переходить к следующему слою или этапу работы.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 25 Количество зёрен на магните после нескольких проходов по всей поверхности шлиха: А – после 1-3 прохода; Б – после 7-11 проходов; В – После 11-25 проходов |

После первого прохода по шлиху плоской (сильномагнитной) стороной нужно снова пройти по нему, но уже по другому слою. Для этого нужно сделать кружок (рис. 26) по всему листу А4 с помощью разравнивателя, а затем снова сделать то же что на рис. 23. Потом повторить все действия с магнитом. После ещё одного такого повторения (то есть трёх проходов по всему шлиху) можно переходить к следующей фракции.

Среднемагнитная фракция отбирается рабочей поверхностью, где зазор между рабочими пластинками очень широкий (рис. 27А), после таких же трёх проходов, как и с сильномагнитной фракцией и помещением обоих фракций в конверты, можно приступать к выделению слабо/очень слабо магнитной фракции (если вам не нужно их разделять). Для этого вам потребуется узкая рабочая поверхность магнита, где зазор между пластинками минимальный (рис. 27Б)

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 26 Кружок разравнивателем по пробе, чтобы высвободить зёрна, которые до этого были недоступны |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 27 Стороны магнита Сочнева: А – Сторона для выделения среднемагнитной фракции; Б – Сторона для выделения очень слабомагнитной фракции |

Работа с данной поверхностью отличается от других, она долгая и более трудоёмкая (зависит от пробы), задача состоит в том, чтобы получить немагнитную фракцию (рис. 28), в пробе для примера большая часть шлиха составляет именно слабо/очень слабомагнитная фракция, именно поэтому правая сторона листа выглядит почти пустой и изменила свой цвет на желтоватый с некоторыми розовыми, чёрными, коричневыми пятнышками. После того как вы поместите данную фракцию в конверт, так же как и остаток, вы закончили магнитное фракционирование. Осталось только взвесить все фракции на откалиброванных весах.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 28 Слабо/очень слабомагнитная/немагнитная фракция слева  и немагнитная фракция справа |

3.4 Методика проведения электронной микроскопии и микрозондового анализа

После изучения зёрен под стереоскопическим микроскопом МБС-10 были созданы три шайбы для микрозондового исследования. Данное исследование производилось в одну смену в ресурсном центре «Геомодель» (РЦ СПбГУ «Геомодель») на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N (рис. 29) с приставкой для энерго-дисперионного анализа (спектрометр Oxford Instruments X-Max 20). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20кВ, ток 1,5 нА, экспозиция на точку 30 сек. В качестве стандартов использовались аттестованные природные и синтетические материалы. Ускоряющее напряжение от 300 В до 30 кВ. Максимальный размер исследуемого образца должен быть не больше 200 мм диаметр и 55 мм в высоту. Аналитическая приставка позволяет определить любые элементы от бериллия, обеспечивает стабильный результат при скорости счета до 100000 импульсов в секунду, гарантирует стабильность положения пика ± 1 эВ. Гарантированное разрешение: на линии Ка Mn 127 эВ на линии Ка C 56 эВ. Точность анализа - 1 весовой процент. Исследование производилось аналитиками в присутствии автора.

Расчет формульных единиц производился в ПО Microsoft Excel. Для кислородных соединений использовался кислородный метод. Также при работе с анализами использовался интернет-ресурс <http://mindat.org>.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 29 Сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N |

3.5 Методика проведения шлихового анализа

В ходе микроскопического описания на МБС-10 также осуществлялся подсчет процентного содержания минералов ильменита в среднемагнитной фракции и циркона в немагнитной фракции по следующему методу:

1. Из перемешанной пробы отбиралась малая навеска на несколько грамм;
2. Высыпалась на расчерченный по 1 см2 листок бумаги, с помощью которого можно было посчитать размер зерна (3.2 поля зрения при увеличении 7х – это 1 см);
3. Разровнять в равномерный слой пробу;
4. Посчитать какое среднее количество зёрен (N) укладывается в диаметр поля зрения – D по формуле ;
5. Затем считаем только зёрна ильменита и циркона, посчитали одно поле, передвинули на следующее, и так 10 полей;
6. Выбираем медиану (M) из 10 результатов и делим на N: M/N, получаем процентное количество ильменита и циркона в необходимых нам фракциях.

Весь расчёт производился в ПО Microsoft Excel.

4. Результаты и выводы

4.1 Результаты обогащения

Было отобрано 15 проб с срединной части пляжа (рис. 18), где визуально наблюдались прослои и линзочки розового цвета (рис. 30), трёхточечным методом (рис. 19) через каждые 400 м, расстояние между крайними точками отбора составляет 5.8 км (рис. 31).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 30 Фотография пляжевого песка разного цвета (жёлтый – преобладание кварцевого материала, розовый, чёрный – преобладание гранатового материала) |

Общая масса проб составила 49,3 кг, минимальная – 2,5 кг, максимальная 4,1 кг. Выход минералов тяжелой фракции в исследуемых отложениях голоценового комплекса варьирует от 0,2% до 1,1% (0.59% в среднем исследуемой площади, рис. 32). Наибольший выход наблюдался в точке 181314 с результатом 40,4 г. (прил. 1), к сожалению, из-за ошибки допущенной на работе с КСЛ-2 пробы 171302 и 171303 были потеряны, в дальнейшем они не будут упоминаться, без них общая масса составляет 41,3 кг.

Как следует из гистограммы (рис. 32) и из первоначальной карты полезных ископаемых 1966-го года (рис. 1), наибольший выход тяжелой фракции приурочен к пляжу, примыкающему к территории посёлка Репино.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 31 Схема пробоотбора в районе посёлков Комарово и Репино |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 32 Гистограмма с выходом тяжелой фракции (%) |

4.2 Результаты магнитного фракционирования и расчёт содержания ильменита и циркона в пробах

Минералы тяжелой фракции в дальнейшем с помощью магнита Сочнева были разделены на 4 магнитные фракции:

1. Сильномагнитная фракция: титаномагнетит, магнетит, ильменит;
2. Среднемагнитная фракция: ильменит, монацит, лейкоксен;
3. Слабо/очень слабомагнитная фракция: альмандин;
4. Немагнитная фракция: кварц, альбит, циркон, микроклин, ортоклаз, анортит, амфибол, рутил

Во всех пробах (кроме 181312, прил. 2)) больше всего слабо/очень слабомагнитной фракции (66,7% - среднее, 82,7% - максимальное в пробе 181313), немагнитная фракция является второй по количеству (28,3% - среднее, 60,6% - максимальное в пробе 181312), следует за ней сильномагнитная фракция (4,0% - среднее, 10,9% - максимальное в пробе 181310), минимальное количество соответствует среднемагнитной фракции (1,1% - среднее, 2,4% - максимальное в пробе 181315).

Как следует из данной классификации нужные нам рудные минералы (ильменит и циркон) находятся в сильномагнитной, среднемагнитной и немагнитной фракциях. Ильменит составляет 96-98% среднемагнитной фракции каждой пробы и 6-28% сильномагнитной фракции каждой пробы (5% - минимальное в пробе 181314 и 28% в пробе 181301).

В свою очередь содержание циркона в немагнитной фракции (прил. 3) варьирует от 1,6% (в пробе 181312) до 4,1% (в пробе 181301, 2,7% - среднее).

Исходя из этих данных и зная, что масса 1 кубометра морского песка составляет 1620 кг, был произведён расчёт содержаний ильменита и циркона в каждой пробе (табл. 3, рис. 33-35). Среднее содержание ильменита составляет 91,6 г/т (148,4 г/м3), а максимальное 214,8 г/т (348,0 г/м3) в пробе 181315, среднее содержание циркона составляет 36,6 г/т (59,3 г/м3), а максимальное 57,1 г/т (92,6 г/м3) в пробе 181306.

Полученные данные не соответствуют заявленным в объяснительной записке к геологической карте P-35-XXXVI (500 г/м3 ильменита и 500 г/м3 циркона на данной территории, при этом «у юго-восточного края с. Солнечного среднее содержание ильменита в песках дюны около 17 кг/м3), они меньше, а по циркону они меньше почти в 10 раз.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 33 Гистограмма содержаний ильменита в пробах |

Таблица 3

Содержания циркона и ильменита в кубометре и в тонне морского песка

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| № пробы | Общ. Сод-ие ilm, г/м3 | Общ. Сод-ие ilm, г/т | Сод-ие Zrn, г/м3 | Сод-ие Zrn в т., г/т |
| 181301 | 51,1 | 31,5 | 22,9 | 14,1 |
| 181304 | 47,4 | 29,3 | 80,7 | 49,8 |
| 181305 | 147,1 | 90,8 | 50,3 | 31,0 |
| 181306 | 87,5 | 54,0 | 92,6 | 57,1 |
| 181307 | 117,7 | 72,7 | 63,7 | 39,3 |
| 181308 | 166,1 | 102,6 | 42,6 | 26,3 |
| 181309 | 54,0 | 33,4 | 41,9 | 25,9 |
| 181310 | 308,1 | 190,2 | 89,0 | 54,9 |
| 181311 | 123,7 | 76,3 | 32,2 | 19,9 |
| 181312 | 41,7 | 25,7 | 79,5 | 49,1 |
| 181313 | 190,2 | 117,4 | 38,2 | 23,6 |
| 181314 | 246,9 | 152,4 | 57,2 | 35,3 |
| 181315 | 348,0 | 214,8 | 80,6 | 49,7 |
| Мин. | 41,7 | 25,7 | 22,9 | 14,1 |
| Макс. | 348,0 | 214,8 | 92,6 | 57,1 |
| Среднее | 148,4 | 91,6 | 59,3 | 36,6 |
| № пробы | Общ. Сод-ие ilm, г/м3 | Общ. Сод-ие ilm, г/т | Сод-ие Zrn, г/м3 | Сод-ие Zrn в т., г/т |

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 34 Гистограмма содержаний циркона в пробах   |  |  | | --- | --- | |  |  | | Рис. 35 Карты с изображением содержания ильменита (А) и циркона (Б) в пробах, г/м3 | | |

4.3 Результаты микрозондового анализа

Были приготовлены 3 шайбы разных магнитных фракций для микрозондового анализа с общим количеством зёрен в 243 штуки (66 зёрен в сильномагнитной, 118 - в среднемагнитной, слабо/оченьслабомагнитной, 59 - в немагнитной). Так многие минералы были неопределены в каждой шайбе они группировались по цвету, похожести, минералу, и также были единичные зёрна. Для примера, в шайбе с немагнитной фракции были: минералы чёрного цвета, минералы жёлтого цвета, минералы оранжевого цвета, предположительно кварц, кварц с включениями и минералы тёмно-оранжевого цвета.

После исследования в ресурсном центре «Геомодель», были получены данные со 187 спектрами, в которых были определены весовые процентные содержания 29 элементов: Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, Mn, Fe, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Hf, Pb, Th, U. По результатам этих данных были выяснены формульные единицы следующих минералов: магнетит Fe1.91Fe1.05(Si0.02, Ti0.01, Al0.01)O4 (прил. 4), ильменит Fe0.9(Mn0.04)Ti1.02O3 (прил. 5), циркон Zr0,95(Ti0,01,Al0,03,Ca0,02,Fe0,02,Y0,01,Hf0,01)Si0,98O4 (прил. 7), альмандин Fe2.37(Mg0.35,Mn0.18,Ca0.18)Al1.99(SiO4)2.97 (прил. 6).

Некоторые фотографии микрозондового анализа приведены в приложениях (прил. 8-9): сильномагнитная фракция с минералами магнетита и титаномагнетита (Mag(Ti)), среднемагнитная фракция с минералами ильменита и лейкоксенизированного ильменита (LcxIlm), немагнитная фракция с минералами альбита, анортита, микроклина, плагиоклаза и циркона.

4.4 Результаты шлихового анализа

Содержание минералов тяжелой фракции в пляжевых песках маленькое (0.2-1.1%), концентрируются они преимущественно в классе 0.1—0.2 мм (до 90% от общего содержания). Минеральный состав тяжелой фракции исследуемых песчаных отложений богат и стабилен (рис. 36). Общее количество минералов, наблюдавшихся в составе тяжёлой фракции не превышает 18. Основным минералом, содержание которого достигает 80%, является альмандин. Подчиненную роль (1-10%) в составе минералов тяжелой фракции играет магнетит. В меньшей степени (<1%) присутствуют монацит, апатит, циркон, лейкоксен, ильменит, рутил, кварц, альбит, микроклин. Единичными зёрнами представлены анортит, амфибол, эпидот. В немагнитной фракции установлены циркон, рутил, плагиоклаз, апатит, альбит, эденит, кварц, монацит.

Минералогическая зрелость обломочного материала (содержание неустойчивых к выветриванию минералов в тяжелой фракции не превышает 15—20%). Тяжелые минералы имеют меньший диаметр, чем более легкие частицы кварца, альбита, микроклина и т.д. Разница между крупностями частиц легкой и тяжелой фракций называется «коэффициентом смещения», она обуславливает степень зрелости россыпеобразующего материала. В наиболее зрелых и хорошо сортированных отложениях средняя крупность частиц вмещающих осадков и тяжелых минералов соотносится приблизительно как 1.4:1. Содержание и размер свидетельствуют о глубоком химическом выветривании пород в области сноса. При этом низкое содержание минералов тяжелой фракции при их высокой степени зрелости указывает на многочисленные циклы переотложения и неоднократный перемыв осадков в процессе их аккумуляции.

Перейдём к характеристике некоторых минералов. Магнетит чаще всего представляет из себя средне- и слабокатанные зерна неправильной формы черного цвета с металлическим блеском. Иногда отмечается в виде идеально окатанных шариков в классе размерности 0.1-0.15 мм.

Ильменит встречается в виде угловато-окатанных и хорошо окатанных разностей. Угловато-окатанные зёрна имеют неправильную форму и ямчатую поверхность. Хорошо окатанные зёрна имеют продолговатую и шарообразную форму, реже уплощенную. Зерна непрозрачны, имеют железно-чёрный, реже коричневый цвет с металлическим и полуметаллическим блеском сильно лейкоксенизированы. Размер зёрен 0.1-0.15 мм, шарообразные бывают и меньше (рис. 37).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 36 Минеральный состав голоценовых пляжевых песков северного берега восточной части Финского залива |

Лейкоксен образуется в результате поверхностных изменений титановых минералов, и чаще всего ильменита. Присутствует в тяжёлой фракции и имеет среднюю степень окатанности. Представлен желтовато-серыми, светло-жёлтыми, бежевыми непрозрачными зернами с жирным, реже — восковым, либо матовым блеском. Размер зёрен 0.1-0.15 мм.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 37 Фотография слегка лейкоксенизированного ильменита на МБС-10 (7х) |

Рутил в данных песках встречается в виде удлиненно-призматических и овально-округлых зерен с сильным металлическим блеском. Призматические зёрна имеют хорошо выраженные грани и сглажены на концах. Размер кристаллов по длинной оси до 0.25 мм. Угловато-окатанные зёрна неправильной формы. Цвет рутила оранжевый, тёмно-красный, красный, иногда прозрачен. Имеет характерный алмазно-металловидный блеск. Размер их варьирует от 0,15 до 0,25 мм.

Зёрна кварца, как правило, изометричные, неправильной формы, преимущественно хорошо окатанные. Чаще всего прозрачные или серые. Размер зёрен 0.15-0.2 мм.

Полевые шпаты также характеризуются хорошей окатанностью, реже встречаются в виде табличек. Цвет молочно-белый, жёлтый. Размер зёрен 0.15-0.2 мм.

Циркон по форме и степени окатанности можно разделить на три разновидности: удлиненно-призматические, призматические и хорошо окатанные зёрна. Также он представлен двумя минеральными разновидностями. Среди минеральных разновидностей отмечаются: обыкновенный (бесцветный) и метамиктный (непрозрачный, фарфоровидный желтоватых, оранжевых и кремовых оттенков, с жирным или восковым блеском) цирконы. У слабоокатанных зёрен блеск сильный, алмазный, хорошо окатанные зёрна обладают алмазным и жирным стеклянным блеском. Чаще всего встречаются кристаллы, имеющие удлиненно-призматический облик (рис. 38). Зерна такой морфологии имеют разнонаправленные трещины и включения. Размер зёрен до 0.15 мм.

Гранаты — слабоокатанные зерна изометричной формы бледно-розового и красновато-розового альмандина. В альмандинах в единичных зернах наблюдаются рудные включения. Размер зёрен от 0.1 мм до 0.25 мм.

Широкое разнообразие форм зерен циркона, возможно, свидетельствует о наличии различных источников сноса материала (возможно, более древних и более молодых или разноудаленных от бассейна седиментации) и различной степени его участия в осадочном процессе от первичных (почти неокатанных) зерен до многократно переотложенных (хорошо окатанных).

Поставщиками ильменита, рутила, лейкоксена и магнетита предположительно служили области базальтоидного и андезитового вулканизма и комплексы ультрабазитов; циркона и монацита — щелочные и кислые интрузивы; альмандина — метаморфические породы (вероятно, кварциты и кристаллические сланцы).

Минералогический анализ показал, что в составе тяжелой фракции преобладают минералы весьма высокой, высокой и средней степени химической и гидроаэродинамической устойчивости. Минералы с низкой степенью устойчивости представлены достаточно многочисленной ассоциацией (эденит, апатит, альбит и т.д.), но общая процентная доля их в отложениях не превышает 15%. Это свидетельствует о том, что гранулометрическая сортировка изучаемых отложений является практически завершенной и имеет место минералогическая сортировка (природное шлихование).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 38 Фотография немагнитной фракции, в центре которой удлиненно-призматический циркон, на МБС-10 (7х) |

4.5 Сравнение с россыпью-аналогом

Исходя из известных данных по исследуемой территории и литературных данных по берегу Лиепая, была создана следующая таблица 4.

Таблица 4

Сравнение исследуемой россыпи с россыпью-аналогом

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Характеристика | Северный берег восточной части Финского залива (Комаровский берег) | Берег Лиепая, Латвия  (не отрабатывается) |
| Климат | Переходный от континентальному к морскому (норма осадков 633 мм, ср. температура 5.4 С0 | Умеренный морской климат (норма осадков 690 мм, ср. температура 6.7 С0) |
| Морфогенетический тип берега | Аккумулятивно-абразионный | Аккумулятивно-абразионный |
| Минеральный состав | Альмандин, циркон, магнетит, рутил, титаномагнетит, монацит, ильменит, лейкоксен. | Альмандин, циркон, магнетит, псевдорутил, титаномагнетит, монацит, ильменит, лейкоксен. |
| Литологической состав песков | Минералогически зрелые  полимиктовые м/з пески, тяжелая фракция сосредоточена в классе  0.1–0.25 мм, отмечается относительное  превышение гидравлической крупности мин-ов легкой фракций над мин-ми тяжелой | полимиктовые м/з и с/з пески, тяжелая фракция сосредоточена в классе 0,2-0,25мм, |
| Содержание ilm, кг/т | 0,02-0,2 | 20-30 |
| Содержание Zrn, кг/т | 0,01-0,05 | 0,9-2,6 |
| Сферичность | 60% высокая 40% низкая | 70% высокая 30% низкая |

Как следует из таблицы, морфогенетический тип берега и минеральный состав почти полностью схож у обоих россыпей за исключением псевдорутила у Лиепая и рутила у исследуемой территории. Это объяснимо, псевдорутил почти не различим с помощью оптических методов (Иоспа., 2012). Также размерность минералов тяжелой фракции схожа, к сожалению, информации о зрелости и гидравлической крупности минералов тяжелой фракции берега Лиепая обнаружить не удалось.

Исходя из анализа литературных данных и сравнения исследуемой россыпи с аналогом, можно сделать вывод, что у данных россыпей один источник сноса, а именно, Фенноскандинавский щит (Ratas and Kalm., 2001).

Заключение:

Отобраны пробы пляжевых песков, из которых выделена тяжёлая фракция минералов, содержание которых мало (0.2 - 1.1%). С помощью микрозондового исследования было определено большинство россыпеобразующих минералов и составлены их формульные единицы. С помощью магнитного фракционирования и шлихового анализа выяснены содержания рудных минералов (Ilm - 25,7-214,8 г/т, Zrn - 14,1-57,1 г/т).

Россыпные проявления северного берега восточной части Финского залива являются невыдержанными по простиранию. Минералогический состав и характер окатанности тяжёлой фракции шлиха россыпных проявлений не обнаруживают значительных вариаций и свидетельствуют об одном вероятном источнике сноса, которым является Фенноскандинавский щит.

Исходя из полученных данных и сравнения пляжевых песков северного берега восточной части Финского залива с прибрежно-морской редкометально-титановой россыпью, расположенной на территории юго-западного берега Латвии (Лиепая), можно сделать вывод, что исследуемое ильменит-цирконовое россыпное проявление неперспективно.

Список литературы:

1. Атлас геологических и эколого - геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О.В. Петров, отв.ред М.А.Спиридонов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. — 2010. — С. 78;
2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. на соискание учен. степ. докт. геол. – мин. наук. СПб. — 2002. — С. 32;
3. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерзойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. — 1998. — № 2. — С. 16–28;
4. Балуев А.И., Моралев В.П., Глуховский М.З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. — 2000. — № 5. — С. 30–43;
5. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. — 1999. — № 8. — С. 842–857;
6. Богданов Н. А. Техногенез и трансформации состояния берегов и дна Балтики // Астраханский вестник экологического образования. — 2016. — Т. 38, № 4. — С. 4–18;
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 1-е. Серия Карельская. Лист P-35-XXXVI (Сестрорецк). Объяснительная записка. - СПб.: Издательство «Недра». Москва. Центр, ул. Кирова, 24. 1966. (Министерство геологии СССР, Северо-Западное геологическое управление);
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Карельская. Лист P-35-XXXVI (Сестрорецк). Объяснительная записка. - СПб.: Издательство СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. (МПР России, Северо-Западный региональный геологический центр, ГФУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция»);
9. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. — 1996. — № 1. — С. 63–75;
10. Глебовицкий, В. А. Сравнительный анализ эволюции Беломорско-Лапландского коллизионного и Свекофенского аккреационного орогенов / Глебовицкий В. А. // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: материалы Всероссийской конференции (12 - 15 ноября 2007). — Петрозаводск. — 2007. — С. 83-85;
11. Глубинное строение и эволюция земной коры в восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала // Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН. — 2001. — С. 194;.
12. Гурвич С. И., Болотов А. И. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы. -М.: Недра. — 1968. — С. 187;
13. Динамические процессы береговой зоны моря / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. М.: Научный мир. — 2003. — С. 320;
14. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500 000). / Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др. СПб: Наука. — 1992. — С. 110;
15. Евзеров В.Я. Минерагения четвертичных Отложений Северо-Восточной части Балтийского щита. Автореф. дисс. на соискание учен. степ. докт. геол-мин. наук. Воронеж: Воронежский ГУ. — 2004. — С.56;
16. Иванов Д.А. Литология и условия образования титан-циркониевых россыпей на примере Унечской и Скопинской рудных зон: Автореф. дисс. на соискание учен. степ. канд. геол.-минерал. наук: 04.00.21 / Воронеж. гос. ун-т, Воронеж. — 1998. — С. 24;
17. Иоспа А. В. Лейкоксенизированый ильменит титано-циркониевых россыпей // Молодой ученый. — 2012. — №12. — С. 156-159;
18. Котова, И.К. / Введение в металлогению геодинамических обстановок. Издательский Центр «Академия». — 2008;
19. Лаломов А. В. Локальные геолого-динамические факторы формирования комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов. Автореф. дисс. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. 25.00.11. ИГЕМ РАН: Д 002.122.02. -М. — 2011. — С.50;
20. Махлаев Л. В., Голубева И. И. О формировании прибрежно-морских титановых россыпей и перспективах их открытия в России // Литосфера. — 2010. — № 6. — С. 74-82;
21. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Под ред. Горбунова Г. И., Папунена Х. Ленинград: Наука. — 1985. — С. 329;
22. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Россыпные месторождения. // Приложение 41 к распоряжению МПР РФ от 5 июня 2007 г. № 37;
23. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. — Петрозаводск: КарНЦ РАН. — 2001. — С. 157–190;
24. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Объёмная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Межд. науч. – практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ. — 2007. — С. 115–119;
25. Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Эволюция архейской литосферы // Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М: Наука. — 1986. — С. 135–144№
26. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) // Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1996. — С. 448;
27. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. Рундквист Д. В., Абрамович И. И., Гусев Г. С. и др. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО. — 1995. — С. 468;
28. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций/; Учреждение Рос. акад. наук, Ин-т геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). -М.: ИГЕМ РАН. — 2008. — С. 526;
29. Патык-Кара Н.Г., Шило Н.А., Быховский Л.З. Комплексные россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые россыпи)//Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. II. Стратегические виды рудного сырья/Под ред. Ю.Г. Сафонова. М.: ИГЕМ РАН. — 2006. — С. 511-606;
30. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. — 2005. — С. 711;
31. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. — 2001. — С. 109–143;
32. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Феноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. — С. 296;
33. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. — № 6. — 2006. — С. 3–32;
34. Турченко С.И. Раннедокембрийская геология и металлогения Украинского щита – корреляция с Балтийским щитом // Региональная геология и металлогения. — 2014. — № 59. — C. 21-45;
35. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб., Наука. — 2007. — С. 175;
36. H.G.Dill Grain morphology of heavy minerals from marine and continental placer deposits, with special reference to Fe–Ti oxides // Sedimentary Geology Vol. 198, Issues 1–2, 15 May 2007, P. 1-27;
37. Gal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52;
38. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Ed. Mitrofanov F.P. Apatity. 1995. P. 145;
39. Ratas, M., Kalm, V. Lithostratigraphy and distribution of tills in the Saadjärve drumlin field, east-central Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology 50. 2001. P. 24–42;
40. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Memoirs, 2006.

Приложения:

Приложение №1 Таблица выхода тяжелой фракции отобранных проб

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Номер пробы | Исходная m, г | Выход тяж. фракции, % | Выход тяж фракции, г |
| 181301 | 3776 | 0,2% | 9,0 |
| 171302 | 3956 | - | - |
| 171303 | 4087 | - | - |
| 181304 | 3418 | 0,4% | 13,3 |
| 181305 | 3354 | 0,7% | 22,6 |
| 181306 | 2518 | 0,5% | 13,5 |
| 181307 | 2780 | 0,6% | 17,3 |
| 181308 | 2852 | 0,5% | 14,9 |
| 181309 | 2848 | 0,4% | 11,0 |
| 181310 | 3060 | 0,7% | 22,7 |
| 181311 | 2646 | 0,7% | 18,1 |
| 181312 | 3538 | 0,5% | 18,9 |
| 181313 | 3612 | 0,5% | 19,0 |
| 181314 | 3514 | 1,1% | 40,4 |
| 181315 | 3366 | 0,7% | 24,4 |

Приложение №2 Таблица магнитного фракционирования отобранных проб

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Номер пробы | Слаб./Очслаб., г | Сред., г | Сильн., г | Немаг., г | Слаб./Очслаб., % | Сред., % | Сильн., % | Немаг., % |
| 181301 | 6,35 | 0,05 | 0,25 | 1,30 | 79,9% | 0,6% | 3,1% | 16,4% |
| 181304 | 7,08 | 0,05 | 0,30 | 4,87 | 57,6% | 0,4% | 2,4% | 39,6% |
| 181305 | 17,68 | 0,15 | 0,75 | 2,97 | 82,0% | 0,7% | 3,5% | 13,8% |
| 181306 | 6,20 | 0,10 | 0,20 | 6,00 | 49,6% | 0,8% | 1,6% | 48,0% |
| 181307 | 11,80 | 0,15 | 0,25 | 4,05 | 72,6% | 0,9% | 1,5% | 24,9% |
| 181308 | 9,45 | 0,25 | 0,25 | 3,95 | 68,0% | 1,8% | 1,8% | 28,4% |
| 181309 | 5,36 | 0,05 | 0,20 | 4,34 | 53,9% | 0,5% | 2,0% | 43,6% |
| 181310 | 14,75 | 0,45 | 2,35 | 4,10 | 68,1% | 2,1% | 10,9% | 18,9% |
| 181311 | 13,61 | 0,15 | 0,25 | 3,09 | 79,6% | 0,9% | 1,5% | 18,1% |
| 181312 | 6,80 | 0,05 | 0,20 | 10,85 | 38,0% | 0,3% | 1,1% | 60,6% |
| 181313 | 14,85 | 0,35 | 0,45 | 2,30 | 82,7% | 1,9% | 2,5% | 12,8% |
| 181314 | 29,00 | 0,35 | 3,85 | 6,20 | 73,6% | 0,9% | 9,8% | 15,7% |
| 181315 | 14,30 | 0,55 | 2,30 | 6,20 | 61,2% | 2,4% | 9,9% | 26,6% |
| Мин. | 5,36 | 0,05 | 0,20 | 1,30 | 38,0% | 0,3% | 1,1% | 12,8% |
| Макс. | 29,00 | 0,55 | 3,85 | 10,85 | 82,7% | 2,4% | 10,9% | 60,6% |
| Среднее | 12,10 | 0,21 | 0,89 | 4,63 | 66,7% | 1,1% | 4,0% | 28,3% |

Приложение №3 Таблица содержания циркона в немагнитной фракции и ильменита в сильномагнитной фракции

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Номер пробы | Zrn от немаг. фр., % | Zrn от немаг. фр., г | Ilm от маг. фр., % | Ilm от маг. фр., г |
| 181301 | 4,1% | 0,05 | 28% | 0,07 |
| 181304 | 3,5% | 0,17 | 17% | 0,05 |
| 181305 | 3,5% | 0,10 | 21% | 0,16 |
| 181306 | 2,4% | 0,14 | 19% | 0,04 |
| 181307 | 2,7% | 0,11 | 22% | 0,06 |
| 181308 | 1,9% | 0,08 | 19% | 0,05 |
| 181309 | 1,7% | 0,07 | 23% | 0,05 |
| 181310 | 4,1% | 0,17 | 6% | 0,14 |
| 181311 | 1,7% | 0,05 | 22% | 0,06 |
| 181312 | 1,6% | 0,17 | 21% | 0,04 |
| 181313 | 3,7% | 0,09 | 18% | 0,08 |
| 181314 | 2,0% | 0,12 | 5% | 0,19 |
| 181315 | 2,7% | 0,17 | 8% | 0,18 |
| Мин. | 1,6% | 5,3% | 5,0% | 3,8% |
| Макс. | 4,1% | 17,4% | 28,0% | 19,3% |
| Среднее | 2,7% | 11,5% | 17,6% | 8,9% |

Приложение №4 Пересчёт химического состава магнетита на формульные единицы (на кислород)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Fc\№ | Спектр 3 | | Спектр 6 | | Спектр 10 | | Спектр 11 | | Спектр 12 | | Спектр 13 | Спектр 16 | Спектр 47 | Спектр 48 | Спектр 52 | Спектр 53 | Спектр 54 | Спектр 77 | Спектр 79 |
| SiO2 | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,04 | 0,00 | 0,06 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,15 | 0,04 |
| TiO2 | 0,00 | | 0,04 | | 0,00 | | 0,01 | | 0,00 | | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al2O3 | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,02 |
| FeO | 0,97 | | 1,00 | | 1,00 | | 1,01 | | 1,00 | | 1,08 | 1,04 | 1,13 | 1,13 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,27 | 1,08 |
| Fe2O3 | 2,02 | | 1,96 | | 2,00 | | 1,97 | | 2,00 | | 1,81 | 1,89 | 1,79 | 1,79 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 1,57 | 1,88 |
| Сумма | 2,99 | | 2,99 | | 3,00 | | 3,00 | | 3,00 | | 3,01 | 2,99 | 3,02 | 3,02 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,04 | 3,01 |
| Спектр 83 | | Спектр 136 | | Спектр 139 | | Среднее | | Fc\№ | |
| 0,03 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,02 | | SiO2 | |
| 0,00 | | 0,02 | | 0,07 | | 0,01 | | TiO2 | |
| 0,00 | | 0,00 | | 0,00 | | 0,01 | | Al2O3 | |
| 1,04 | | 1,01 | | 1,05 | | 1,05 | | FeO | |
| 1,94 | | 1,97 | | 1,87 | | 1,91 | | Fe2O3 | |
| 3,00 | | 3,00 | | 2,99 | |  | | Сумма | |

Приложение №5 Пересчёт химического состава ильменита на формульные единицы (на кислород)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Fc\№ | Спектр 9 | Спектр 55 | Спектр 59 | Спектр 61 | Спектр 88 | Спектр 89 | Спектр 90 | Спектр 94 | Спектр 95 | Спектр 97 | Спектр 98 | Спектр 99 | Спектр 108 |
| Si4+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Ti4+ | 0,98 | 0,99 | 1,00 | 0,98 | 1,02 | 1,11 | 0,99 | 1,01 | 1,06 | 1,11 | 1,01 | 1,11 | 1,02 |
| Al3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Mg2+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe2+ | 0,99 | 1,00 | 0,96 | 0,95 | 0,75 | 0,71 | 0,97 | 0,98 | 0,70 | 0,74 | 0,98 | 0,73 | 0,95 |
| Mn2+ | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,08 | 0,20 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| Nb |  |  |  |  |  | 0,01 | 0,00 |  |  |  |  |  |  |
| Сумма | 2,02 | 2,01 | 2,00 | 2,01 | 1,97 | 1,87 | 2,02 | 1,99 | 1,87 | 1,89 | 1,99 | 1,86 | 1,99 |

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Спектр 109 | Спектр 110 | Спектр 130 | Спектр 140 | Среднее | Fc\№ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Si4+ |
| 1,18 | 1,12 | 1,06 | 0,62 | 1,02 | Ti4+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Al3+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Mg2+ |
| 0,63 | 0,77 | 0,83 | 1,73 | 0,90 | Fe2+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | Mn2+ |
|  |  | 0,01 |  | 0,01 | Nb |
| 1,81 | 1,89 | 1,91 | 2,38 |  | Сумма |

Приложение №6 Пересчёт химического состава альмандина на формульные единицы (на кислород)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Fc\№ | Спектр 20 | | Спектр 21 | | Спектр 22 | | Спектр 24 | | Спектр 25 | | Спектр 26 | | Спектр 27 | | Спектр 28 | Спектр 29 | Спектр 30 | Спектр 31 | Спектр 32 | Спектр 33 | Спектр 34 |
| Si4+ | 2,96 | | 2,99 | | 3,00 | | 3,00 | | 2,99 | | 2,99 | | 2,98 | | 2,95 | 2,98 | 2,98 | 2,95 | 2,97 | 3,00 | 2,99 |
| Al3+ | 2,00 | | 2,00 | | 1,92 | | 1,94 | | 1,98 | | 1,92 | | 1,95 | | 2,04 | 1,99 | 1,98 | 2,00 | 2,00 | 1,99 | 1,99 |
| Mg2+ | 0,08 | | 0,07 | | 0,07 | | 0,16 | | 0,25 | | 0,07 | | 0,24 | | 0,40 | 0,22 | 0,64 | 0,56 | 0,48 | 0,58 | 0,42 |
| Ca2+ | 0,11 | | 0,16 | | 1,81 | | 0,32 | | 0,08 | | 0,34 | | 0,58 | | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,04 | 0,07 |
| Fe2+ | 2,67 | | 2,72 | | 1,20 | | 2,27 | | 2,37 | | 2,24 | | 1,99 | | 2,51 | 2,66 | 2,32 | 2,45 | 2,46 | 2,30 | 2,23 |
| Mn2+ | 0,24 | | 0,09 | | 0,04 | | 0,35 | | 0,36 | | 0,48 | | 0,29 | | 0,06 | 0,10 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,31 |
| Сумма | 8,06 | | 8,03 | | 8,04 | | 8,04 | | 8,03 | | 8,04 | | 8,03 | | 8,04 | 8,03 | 8,03 | 8,05 | 8,02 | 8,00 | 8,01 |
| Спектр 35 | Спектр 36 | | Спектр 37 | | Спектр 38 | | Спектр 39 | | Спектр 40 | | Спектр 42 | | Спектр 43 | | Спектр 44 | Спектр 45 | Спектр 114 | Спектр 115 | Спектр 116 | Спектр 117 | Fc\№ |
| 2,96 | 2,97 | | 2,96 | | 2,98 | | 2,99 | | 2,94 | | 2,97 | | 2,98 | | 3,00 | 2,95 | 2,97 | 2,95 | 2,93 | 2,95 | Si4+ |
| 2,00 | 2,02 | | 2,00 | | 2,02 | | 1,99 | | 2,02 | | 2,00 | | 1,92 | | 1,98 | 1,96 | 2,00 | 2,01 | 2,02 | 2,02 | Al3+ |
| 0,42 | 0,09 | | 0,37 | | 0,23 | | 0,47 | | 0,25 | | 0,12 | | 0,16 | | 0,09 | 0,14 | 0,41 | 0,59 | 0,81 | 0,67 | Mg2+ |
| 0,07 | 0,00 | | 0,10 | | 0,04 | | 0,05 | | 0,20 | | 0,21 | | 0,59 | | 0,16 | 0,06 | 0,07 | 0,14 | 0,08 | 0,04 | Ca2+ |
| 2,56 | 2,48 | | 2,42 | | 2,40 | | 2,52 | | 2,28 | | 2,61 | | 1,57 | | 2,56 | 2,70 | 2,51 | 2,30 | 2,11 | 2,36 | Fe2+ |
| 0,04 | 0,47 | | 0,18 | | 0,34 | | 0,00 | | 0,36 | | 0,11 | | 0,84 | | 0,21 | 0,25 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,00 | Mn2+ |
| 8,05 | 8,03 | | 8,03 | | 8,01 | | 8,02 | | 8,05 | | 8,02 | | 8,06 | | 8,00 | 8,06 | 8,02 | 8,04 | 8,04 | 8,04 | Сумма |
| Спектр 118 | Спектр 119 | Спектр 120 | | Спектр 121 | | Спектр 122 | | Спектр 125 | | Среднее | | Fc\№ | |
| 2,98 | 2,96 | 2,95 | | 2,80 | | 2,98 | | 2,97 | | 2,97 | | Si4+ | |
| 2,00 | 2,03 | 2,00 | | 1,92 | | 1,97 | | 1,99 | | 1,99 | | Al3+ | |
| 0,89 | 0,27 | 0,46 | | 0,50 | | 0,43 | | 0,46 | | 0,35 | | Mg2+ | |
| 0,07 | 0,03 | 0,06 | | 0,07 | | 0,07 | | 0,07 | | 0,18 | | Ca2+ | |
| 2,08 | 2,48 | 2,54 | | 2,75 | | 2,45 | | 2,50 | | 2,37 | | Fe2+ | |
| 0,00 | 0,26 | 0,05 | | 0,20 | | 0,12 | | 0,06 | | 0,18 | | Mn2+ | |
| 8,02 | 8,03 | 8,06 | | 8,24 | | 8,02 | | 8,05 | |  | | Сумма | |

Приложение №7 Пересчёт химического состава циркона на формульные единицы (на кислород)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Fc\№ | Спектр 93 | Спектр 111 | Спектр 112 | Спектр 113 | Спектр 149 | Спектр 166 | Спектр 167 | Спектр 169 | Спектр 172 | Спектр 173 | Спектр 174 | Спектр 175 | Спектр 179 |
| Na+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| Si4+ | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,99 | 0,92 | 1,00 | 0,99 | 1,00 | 0,95 | 1,00 | 1,01 | 0,94 | 1,00 |
| Ti4+ | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al3+ | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 |
| Ca2+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 |
| Fe2+ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 |
| Mn2+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Zr4+ | 0,95 | 0,98 | 0,98 | 0,80 | 0,92 | 0,99 | 1,00 | 0,98 | 0,93 | 0,99 | 0,98 | 0,89 | 0,99 |
| U4+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ce3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Y3+ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Hf4+ | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Сумма | 2,01 | 2,01 | 2,02 | 2,07 | 2,11 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,09 | 2,00 | 2,00 | 2,13 | 2,01 |

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Спектр 180 | Спектр 182 | Спектр 183 | Спектр 185 | Спектр 186 | Спектр 187 | Среднее | Fc\№ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | Na+ |
| 1,00 | 0,94 | 1,00 | 1,01 | 1,01 | 0,97 | 0,98 | Si4+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | Ti4+ |
| 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,03 | Al3+ |
| 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | Ca2+ |
| 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | Fe2+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Mn2+ |
| 0,99 | 0,92 | 0,99 | 0,98 | 0,98 | 0,88 | 0,95 | Zr4+ |
| 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | U4+ |
| 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Ce3+ |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | Y3+ |
| 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | Hf4+ |
| 2,00 | 2,06 | 2,01 | 2,00 | 2,00 | 2,08 |  | Сумма |

Приложение №8 Фотографии сильномагнитной (А) и среднемагнитной фракций (Б) на СЭМ Hitachi S-3400N

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| Прил. 8А Сильномагнитная фракция (Mag группа) | Прил. 8Б Среднемагнитная фракция (Mag группа) |

Приложение №9 Фотографии немагнитной фракции ( на СЭМ Hitachi S-3400N

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| Прил. 9А Немагнитная фракция (минералы жёлтого цвета) | Прил. 9А Немагнитная фракция (кварц с включениями) |