

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра физики

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
бакалавра

На тему Магнитные минералы тагамитов астроблемы Янисъярви

Исполнитель: Васильева Полина Александровна

Руководитель: Елена Сергеевна Сергиенко, к.ф.-м.н., доцент, доцент Санкт-Петербургского государственного университета

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой



(подпись)

капу физ.-мат. н., доцент

(учебная степень, ученое звание)

Боброевский А. Р.

(фамилия, имя, отчество)

«10» 06 2016.

Санкт-Петербург
2016

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра физики

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
бакалавра

На тему Магнитные минералы тагамитов астроблемы Янисъярви

Исполнитель: Васильева Полина Александровна

Руководитель: Елена Сергеевна Сергиенко, к.ф.-м.н., доцент, доцент Санкт-Петербургского государственного университета

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«__» _____ 20__ г.

Санкт–Петербург
2016

Оглавление

Введение.....	2
Цели	3
Задачи	3
1 Импактные породы и астроблемы.....	4
1.1 Ударный метаморфизм.....	4
1.2 Геологическое строение астроблем	8
1.3 Классификация импактных образований	10
1.4 Состав и морфология импактных горных пород	11
1.5 Происхождение импактных образований	13
2 Палеомагнетизм.....	14
2.1 Магнитные свойства вещества	14
2.2 Ферромагнетики	19
3 Объект исследования	24
3.1 Астроблема Янисъярви	24
3.2 Взрывное происхождение озера Янисъярви	25
4 Метод исследования	28
4.1 Пробоподготовка.....	28
4.2 Исследование образцов	30
5 Полученные результаты	38
Заключение	45
Список литературы	46

Введение

В связи с интенсивным изучением космических тел, выявлено большое количество импактных (метеоритных) кратеров на Луне, Меркурии, Марсе и других космических телах. Большое количество импактных кратеров на поверхности космических тел указывает на важность этого процесса в развитии планет. Предполагается, что метеоритная бомбардировка играла особенно большую роль в формировании земной коры на ранних этапах ее развития. Исследование метеоритных кратеров на Земле способствует изучению истории развития земной коры, ее состава, строения, а также дает возможность понять процессы, происходящие на других планетах.

Изучение импактных кратеров затруднено из-за того, что по мере течения времени, в результате эндогенных и экзогенных процессов, пропадают их внешние, морфологические и структурные признаки.

Астроблема Янисъярви является интересным объектом для исследования особенностей метеоритных кратеров. С одной стороны, она в достаточной степени подвержена эрозии и поэтому потеряла многие внешние морфологические и геологические признаки астроблем. С другой стороны, в ней сохранились характерные для крупных метеоритных кратеров породы, со всеми характерными для них признаками воздействия ударной волны на вещество земной коры.

Цели

- Исследование импактных пород с Янисъярви на наличие ферримагнитных минералов.

Задачи

- Изучение и определение минералов, содержащихся в экземплярах пород.
- Установление магнитного минерала-носителя характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности.

1 Импактные породы и астроблемы

Палеомагнитные данные и результаты анализа магнитных свойств и структурно-фазового состава минералов-носителей естественной остаточной намагниченности импактных пород уже давно доказали свою полезность при исследовании ударных кратеров Земли в области стратиграфии, литологии, оценки возраста астроблем, решения вопросов тектоники и геодинамики, построения физических моделей ударного воздействия и термического режима их формирования и воздействия на региональную геологическую обстановку. Об этом говорит множество публикаций, освещенных в наиболее известных базах данных и каталогах импактных структур.

1.1 Ударный метаморфизм

Ударный метаморфизм – своеобразный процесс, не похожий на другие геологические процессы, происходящие как на Земле, так и на других планетах. Результатом ударного метаморфизма являются форма и размеры астроблем, а так же характер преобразования в них (астроблемах) пород земной коры. Метаморфизм развивается при соударениях космических тел друг с другом: вследствие высвобождения очень большой энергии за крайне малое время в момент удара давление достигает нескольких гигапаскалей, а температура – десятков тысяч градусов.

Энергия соударения космического тела с поверхностью планеты зависит от его массы, скорости и угла сближения. Скорость сближения Земли и астероида лежит в пределах 11,2–72,8 км/с. Минимальная величина определяется второй космической скоростью (11,2 км/с), а максимальная – векторной суммой второй космической скорости, скорости вращения Земли вокруг Солнца и скорости метеорного тела вдали от Земли. [1]

При скоростях соударения до 3–5 км/с образуются ударные кратеры – лунки и воронки, – по размеру соответствующие метеориту-ударнику. Породы мишени дробятся и выбрасываются равномерно вокруг воронки при вертикальном падении или вперёд по направлению падения при ударе под углом.

При больших скоростях происходит взрыв вследствие резкого торможения космического тела и перехода его кинетической энергии частично в механическую, частично в тепловую. Суммарная энергия, высвобождаемая в процессе соударения (10^{19} – 10^{23} Дж), примерно того же порядка, что и энергия катастрофических вулканических извержений. Однако результаты вулканического взрыва и импактного события совершенно несопоставимы – в вулканическом процессе энергия расходуется не одномоментно, а в серии следующих друг за другом пароксизмов на протяжении 10^3 – 10^5 с, в импактном же процессе – за время от нескольких миллиардных долей секунды до нескольких секунд (тем дольше, чем больше суммарная энергия). Это определяет колоссальные градиенты давления и температуры и – как следствие – очень большие скорости протекания механических и тепловых процессов. Например, скорость механического деформирования пород в эндогенных геологических процессах составляет 10^{-13} – 10^{-16} м/с, а при импактных соударениях 10^3 – 10^4 м/с, т.е. на 16–20 порядков больше.[2]

Резкое торможение космического тела при столкновении с поверхностью планеты приводит к возникновению ударной волны сжатия, которая движется от точки столкновения в породах мишени (земной коры) и в веществе ударника (космического тела). Давление может составлять 100–300 ГПа, а время достижения максимальной величины сжатия измеряется наносекундами. Сжатие, естественно, вызывает нагрев вещества до нескольких десятков тысяч градусов за столь же краткие промежутки времени. Чем больше общая энергия соударения, тем дольше вещество остаётся в сжатом состоянии (от нескольких наносекунд до нескольких секунд).

Ударное сжатие сменяется разрежением (разгрузкой), которое сопровождается механическим преобразованием породы, её дроблением и адиабатическим охлаждением вещества. Эти процессы происходят медленнее, чем возрастание при сжатии давления и температуры (рисунок 1.1.1).



Рисунок 1.1.1 – Изменение ударного давления (1) и температуры (2) во время импактного события.

И самое главное, если давление в горных породах при разгрузке почти сразу возвращается к исходному, то температура – нет. Это связано с тем, что на нагрев вещества при сжатии расходуется намного больше энергии, чем на само сжатие (до 70% и более), а температура спадает медленнее, чем давление. Поэтому послеударная температура вещества в точке удара оказывается очень высокой, достигая 10 000–15 000 °С.[3][4]

Ударная волна от точки соударения движется во все стороны, и в начальный момент её фронт имеет сферическую форму. Однако очень быстро она искажается из-за неоднородности свойств пород мишени, а её амплитуда падает (на краю кратера – 0,001 ГПа и менее). Механическое и тепловое

воздействия на породы мишени также быстро уменьшаются. Поэтому в образующемся метеоритном кратере в центре (у точки удара) возникает зона испарения вещества, где породы нагреваются до многих тысяч градусов, затем следует зона плавления вещества (при нагреве до 1500 °C и выше) и, наконец, зона дробления пород (нагрев не превышает нескольких сотен градусов). Продукты испарения, плавления и дробления горных пород мишени (и, конечно, ударника) вовлекаются ударной волной в движение – вверх, в атмосферу планеты, и в стороны, за пределы кратера. Расширение пара опережает движение расплава и твёрдых обломков и благодаря очень высокой скорости создаёт эффект взрыва. Следовательно, импактный процесс, начинаясь, как удар, заканчивается, как взрыв.[5]

Описанная последовательность элементарных процессов характерна для любой точки в кратере. В целом все они идут одновременно по всему кратеру – сразу, мгновенно (в человеческом масштабе времени) – благодаря очень высокой скорости движения ударной волны, измеряемой километрами в секунду. После затухания ударной волны формирование астроблемы продолжается: падают выброшенные в атмосферу обломки, оседают борта воронки, деформируется её дно, перемешиваются в движении обломки и расплав, кристаллизуется расплав, остывают породы кратера – импактиты. Это стадия переработки (модификации) метеоритного кратера. Она происходит уже намного медленнее. Если образование воронки занимает секунды (в самых крупных кратерах – десятки секунд), то стадия модификации – это уже геологический процесс (по скорости протекания), он растягивается на тысячи, десятки тысяч, сотни тысяч и миллионы лет.

1.2 Геологическое строение астроблем

Особенности геологического строения астроблем зависят от многих причин, среди которых главными являются две – энергия соударения и угол встречи ударника с мишенью. Энергия соударения определяет общие размеры метеоритного кратера и сложность его внутреннего строения, от угла встречи зависит форма астроблемы. Большая часть метеоритных кратеров имеет в плане округлую форму, что свидетельствует о крутом (близком к вертикальному) движении ударника. Пологое падение приводит к появлению вытянутого кратера, причём вытянутого тем больше, чем меньше угол встречи.

Небольшие (обычно диаметром до 3–4 км) астроблемы имеют простую чашеобразную форму (рисунок 1.1.2.а). Их глубина составляет около трети диаметра. Это является одним из признаков, позволяющих отличать импактные кратеры от вулканических (у которых отношение глубины к диаметру обычно не менее 0,42). При больших диаметрах в центре кратера возникает поднятие (рисунок 1.1.2.б) благодаря упругой отдаче пород мишени в области их максимального сжатия (под точкой удара).

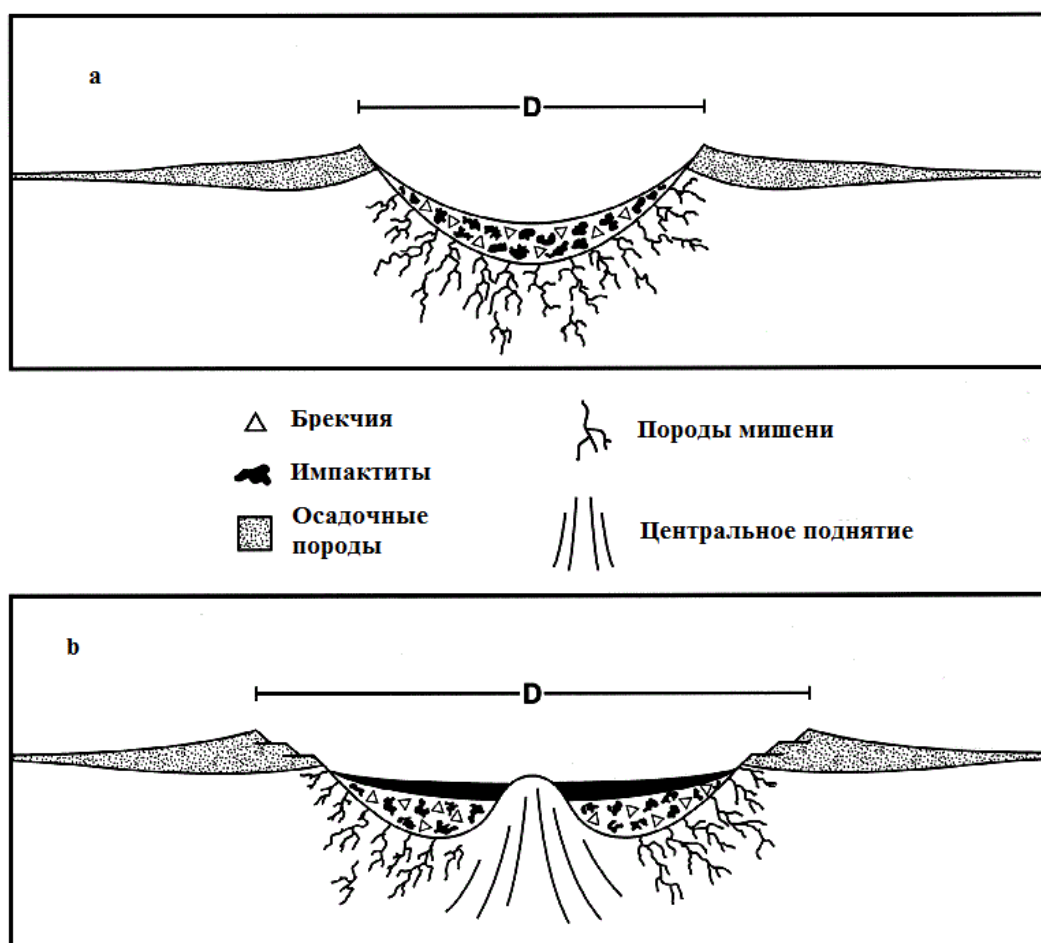


Рисунок 1.1.2 – Строение метеоритных кратеров: а – простая форма; б – кратер с центральным поднятием.

При диаметре воронки более 14–15 км появляются кольцевые поднятия. Иногда в кратере наблюдаются и центральное, и кольцевое поднятия одновременно. Отношение глубины к диаметру с увеличением поперечника быстро падает до 0,05–0,02, и полость астроблемы становится уплощённой. Под кратером образуется зона трещиноватости, которая постепенно затухает с глубиной.

Округлая воронка кратера окружена валом, образованным задранными пластами горных пород мишени (цокольный вал), перекрытыми выброшенными при взрыве обломками пород, которые слагают насыпной вал.

Часть обломков переносится взрывной волной ещё дальше и даёт шлейф закратерных выбросов, который по мере удаления от центра кратера становится всё тоньше.

Внутри кратера располагаются продукты взрыва (импактиты) – обломки пород мишени, стёкла, пемзы и другие производные импактного расплава, смесь дроблёного и расплавленного материалов. А сверху обычно всё перекрывают осадочные породы (отложения озера, заполнившего кратер после взрыва).[6][7]

1.3 Классификация импактных образований

Импактные (коптогенные) породы – продукты преобразований исходных пород (магматических, метаморфических, осадочных и др.), возникшие при соударении малых космических тел с поверхностью Земли.

Классификация горных пород импактного происхождения производится в зависимости от степени преобразования исходных пород, характеру залегания, типу и литологическому составу фрагментов (кластов) и химическому составу продуктов импактного плавления, их количественному соотношению с кластами и другим признакам.

Классы импактных образований выделяются исходя из типа преобразования исходных пород места удара (пород мишени).

Выделяется 3 основных класса импактных образований:

- Ударно-метаморфизованные исходные породы – коптометаморфизованные образования, содержащие 0-10% продуктов импактного плавления.
- Импактные литические брекчии – коптометаморфические образования, содержащие 0-10% продуктов импактного плавления.

- Импаكتиты – коптометаморфические образования, содержат более 10% продуктов импактного плавления или целиком состоят из них.[8]

1.4 Состав и морфология импактных горных пород

Состав импактных (коптогенных) горных пород очень разнообразен, он зависит от первичного состава пород, подверженных импактному метаморфизму.

Коптогенные горные породы включают ударно – метаморфизованные исходные горные породы, а также породы, возникшие при их плавлении, дроблении, переносе (выбросе) и аккумуляции расплавленного и раздробленного материала. Перенос и осаждение этого материала могут осуществляться как в субаэральных, так и в субаквальных обстановках. Коптогенные породы обладают признаками ударно – волновых преобразований (ударного метаморфизма и плавления), выраженными в структурно – текстурных особенностях пород, их минералов и различных стёкол, а также в их составе.

Компонентами горных пород импактитного происхождения являются:

- обломки различных исходных пород места удара и их минералов;
- минералы исходных пород, преобразованные при ударном сжатии от 5–10 ГПа и выше и при последующем повышении температуры (диаплектовые минералы и диаплектовые стекла по ним, минералы, возникшие при термическом разложении и инконгруэнтном плавлении);
- ударные мономинеральные стекла, являющиеся результатом плавления минералов при разгрузке за фронтом ударной волны и последующей закалки расплавов, возникающих также при участии водного флюида;

- импактные полиминеральные стекла, образующиеся при перемешивании и закалке нескольких ударных мономинеральных расплавов;
- полиминеральные стекла, возникшие при наложенных пирометаморфическом и других типах плавления, а также полиминеральные стекловатые кристаллизационные остатки;
- различные продукты девитрификации, раскристаллизации и вторичного изменения различных стекол;
- кристаллы новообразованных минералов, возникших при охлаждении различных расплавов;
- гипербарические минеральные фазы;
- новообразованные кристаллы и их агрегаты, возникшие при перекристаллизации, бластезе или гидротермальных преобразованиях перечисленных выше компонентов при общем охлаждении всей массы коптогенных пород.

В коптогенных породах нередко наблюдаются различные сложные сочетания перечисленных выше компонентов, отражающих ряд последовательных стадий превращения вещества исходных горных пород при импактных ударно-волновых преобразованиях, механических перемещениях и некоторых наложенных изменениях, протекающих в рамках единого процесса. Такие сочетания могут иметь диагностическое значение как показатели принадлежности пород к коптогенному типу.[9]

1.5 Происхождение импактных образований

Минералого-петрографические признаки коптогенных пород (геобарометры и геотермометры) позволяют оценить параметры преобразований, происходивших при импульсном сжатии от первых до многих десятков ГПа, последующей разгрузке и высокотемпературном (при 1500–1800° и более) плавлении минерального вещества. Отдельные признаки таких преобразований являются макроскопическими (конусы разрушения).

Коптогенные породы иногда контаминированы распыленным веществом ударивших космических тел, присутствие которого определяется геохимическими методами. Различные признаки ударного метаморфизма, наряду с особенностями залегания, служат основными критериями отнесения тех или иных пород к коптогенному типу, а также критериями их отличия от других типов горных пород.

Коптогенные породы могут также подвергаться сопровождающим кратерообразование воздействиям пирометаморфизма, дислокационного метаморфизма, бластеза, гидротермальных изменений, накладывающихся на признаки ударно-волновых преобразований и в ряде случаев стирающих эти признаки. Ряд петрографических особенностей коптогенных пород из земных импактных структур аналогичен тем, которые наблюдаются в метеоритах, а также в образцах лунных пород, что позволяет судить об общности механизмов воздействия на минеральное вещество процессов, происходящих при высокоскоростных соударениях космических тел.[10]

2 Палеомагнетизм

Палеомагнетизм, наука, занимающаяся исследованием изменений в направлении и силе магнитного поля Земли на протяжении всей геологической истории. Имеет большое значение в исследовании теории континентального дрейфа. Поскольку «магнитная память» горных пород поддается измерению, то с ее помощью ученые определяют, какая ориентация по отношению к северу была у этих горных пород во время их отвердевания. Полярность Земли изменялась на обратную уже по крайней мере 20 раз за последние 4-5 млн. лет (более ранние изменения сегодня еще нельзя определить). [11]

Первый шаг палеомагнитного исследования состоит в том, чтобы получить картину геомагнитного поля прошлых геологических эпох. Это означает, что палеомагнетизм требует знания общей картины геомагнитной поля: пространственное распределение современного геомагнитного поля по земному шару, вариации поля. Уже первые шаги в изучении геомагнетизма приводят к необходимости обсуждения магнитных свойств горных пород.[12]

2.1 Магнитные свойства вещества

Для пары магнитных зарядов (масс) $\pm m$, разделенных бесконечно малым расстоянием l , магнитный момент диполя или, более просто, магнитный момент $\vec{M}$ может быть определен так:

$$\vec{M} = ml \quad (2.1.1)$$

Для замкнутого витка площади S с электрическим током I , магнитный момент равен:

$$\vec{M} = IS\vec{n} \quad (2.1.2)$$

где $\vec{n}$ – нормаль к поверхности витка.

Вращающий момент $\vec{L}$, испытываемый моментом $\vec{M}$ в магнитном поле $\vec{H}$, равен векторному произведению этих векторов:

$$\vec{L} = \vec{M} \times \vec{H} = MH \sin(\theta) \quad (2.1.3)$$

где θ – угол между векторами $\vec{M}$ и $\vec{H}$ (рисунок 1.2.1.1).

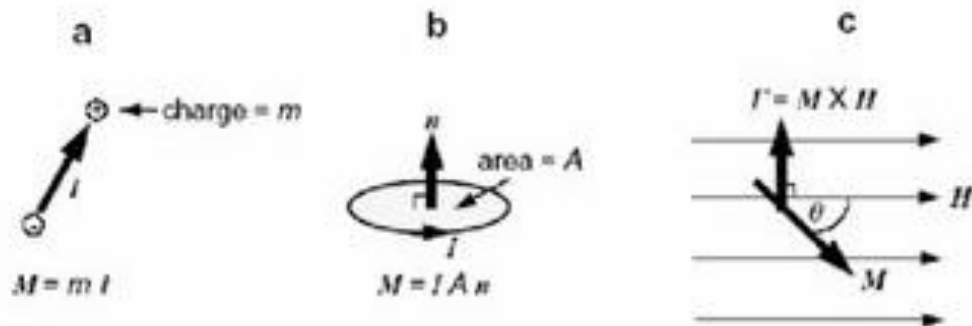


Рисунок 2.1.1 – (a) Магнитный диполь, построенный из пары магнитных зарядов. (b) Магнитный диполь, построенный из круглой петли электрического тока. (c) Диаграмма, иллюстрирующая вращающий момент $\vec{L}$ для магнитного

момента $\vec{M}$, который помещен в магнитное поле $\vec{H}$. Угол между $\vec{M}$ и $\vec{H}$ равен θ ; $\vec{L}$ перпендикулярен плоскости, содержащей $\vec{M}$ и $\vec{H}$.

Магнитный момент, который может свободно вращаться, ориентируется по направлению магнитного поля. Игла компаса "устроена" так, что ее магнитный момент выравнивается вдоль горизонтальной компоненты геомагнитного поля, что позволяет определять магнитные азимуты направлений на местности. Энергия выравнивания магнитных моментов в магнитном поле:

$$E = -\vec{M}\vec{H} = -MH\cos(\theta) \quad (2.1.4)$$

Отрицательный знак в этом выражении требуется, чтобы минимум энергии достигался, когда $\vec{M}$ параллелен и сонаправлен $\vec{H}$. Намагниченность $\vec{J}$ материала это – величина магнитного момента единицы объема магнетика. Чтобы вычислять намагниченность однородно намагниченного тела, его полный магнитный момент надо разделить на объем тела:

$$\vec{J} = \frac{\sum_i \vec{M}_i}{V} \quad (2.1.5)$$

Намагниченность может быть двух видов: полная (индуктивная) намагниченность и остаточная намагниченность. Когда материал находится под действием магнитного поля $\vec{H}$, он приобретает "полную" намагниченность $\vec{J}_i$. Эти величины связаны через магнитную восприимчивость χ :

$$\vec{J}_i = \chi \vec{H} \quad (2.1.6)$$

Таким образом, магнитная восприимчивость χ может быть расценена как «намагничиваемость» вещества. Вышеупомянутое выражение использует скаляр для восприимчивости, подразумевая, что $\vec{J}_i$ является параллельным $\vec{H}$.

Однако, некоторые материалы показывают магнитную анизотропию, отчего $\vec{J}_i$ – не параллелен $\vec{H}$. В анизотропном веществе намагниченность не параллельна направлению магнитного поля. Для анизотропных веществ магнитная восприимчивость есть тензор K , требующий для своего полного описания 3×3 -матрицы. Кроме индуктивной намагниченности, отвечающей действующему магнитному полю, материал может также обладать остаточной намагниченностью $\vec{J}_r$. Эта остаточная намагниченность – результат воздействия «прошлых» магнитных полей, которые действовали на материал. В палеомагнетизме направление вектора геомагнитного поля на поверхности Земли обычно определяется углами, показанными на рисунке 2.1.2.

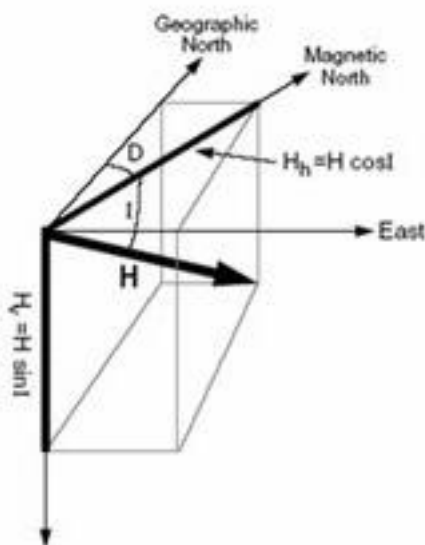


Рисунок 2.1.2 – Элементы геомагнитного поля.

Вертикальная компонента H_z (H_v) геомагнитного поля $\vec{H}$ определена как положительная, если направлена вниз и равна:

$$H_z = |\vec{H}| \sin(I) \quad (2.1.7)$$

где I – отклонение $\vec{H}$ от горизонтального: в пределах от -90° до $+90^\circ$, определенное как положительное – если вниз.

Горизонтальная компонента $\vec{H}$ равна:

$$H_h = |\vec{H}| \cos(I) \quad (2.1.8)$$

Северная и восточная компоненты равны, соответственно:

$$H_x = H_h \cos(I) \cos(D) \quad (2.1.9)$$

$$H_y = H_h \cos(I) \sin(D) \quad (2.1.10)$$

где D – склонение, азимутальный угол между направлением на географический север и горизонтальной компонентой, изменяется от 0 до 360° , положителен – по направлению часовой стрелки. Задание углов D и I полностью определяет направление геомагнитного поля.

Когда известны компоненты магнитного поля, его полная величина определяется как:

$$|\vec{H}| = \sqrt{H_x^2 + H_y^2 + H_z^2} \quad (2.1.11)$$

2.2 Ферромагнетики

Рисунок 2.2.1 иллюстрирует три фундаментальных типа магнитных свойств, наблюдаемых в эксперименте, в котором выполняется намагничивание тела в магнитном поле.

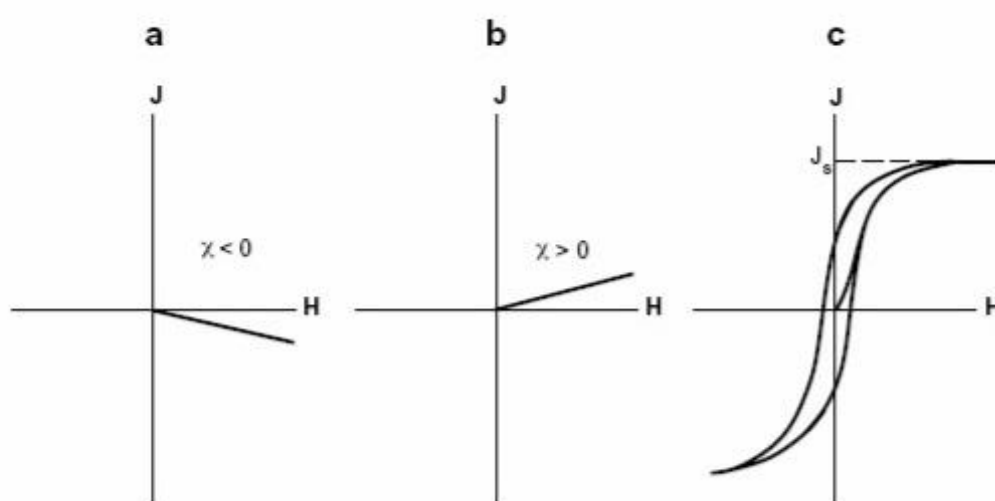


Рисунок 2.2.1 – Зависимости намагниченности $\vec{J}$ от поля $\vec{H}$: (a) для диамагнитного вещества. Магнитная восприимчивость χ является отрицательной постоянной; (b) для парамагнитного вещества. Магнитная восприимчивость χ является положительной постоянной; (c) для ферромагнитного вещества. Кривая намагничивания демонстрирует гистерезис (необратима), и магнитная восприимчивость χ не является постоянной величиной.

Ферромагнетики имеют атомы с магнитными моментами, но в отличие от парамагнитного случая, соседние атомные моменты сильно взаимодействуют.

Следствием взаимодействия в ферромагнетиках является их намагниченность, которая может быть по порядку величины больше, чем в парамагнетиках в таком же магнитном поле. Для данного ферромагнитного материала и температуры существует максимальная (предельная) намагниченность, называемая намагниченностью насыщения $\vec{J}_s$ (рисунок 2.2.1.с); после достижения намагниченности насыщения $\vec{J}_s$, дальнейшее увеличение $\vec{H}$ не будет приводить к последующему увеличению намагниченности. Намагниченность насыщения уменьшается с увеличением температуры до нуля при температуре Кюри T_C , которая является характеристической величиной для каждого ферромагнитного материала (580°C для магнетита и 680°C для гематита). Выше температуры Кюри материал становится парамагнитным.

Фундаментальной, и важной в палеомагнетизме, особенностью ферромагнетиков – их способность "записывать" направление приложенного магнитного поля. При "снятии" намагничивающего поля, намагниченность не возвращается к нулю, но сохраняет память о приложенном поле. Кривая намагничивания $\vec{J}$, как функция приложенного поля $\vec{H}$, называется петлей гистерезиса. Как следствие гистерезиса, магнитная восприимчивость ферромагнитных материалов не может быть записана так же просто, как диамагнитных или парамагнитных тел. "Сцепление" смежных атомных моментов в ферромагнитном материале - результат обменного взаимодействия квантовомеханической природы.

Мы ограничимся качественным объяснением ферромагнетизма. Принцип Паули утверждает, что только один электрон в атоме может иметь один и тот же набор из четырех квантовых чисел n , l , l_z , и s_z . Для ансамбля атомов внутри кристаллической решетки происходит частичное взаимоналожение электронных орбиталей. Это наложение может приводить к тому, что электроны смежных атомов начинают удовлетворять принципу Паули обоим атомам одновременно. В результате, электронные состояния и магнитные моменты смежных атомов становятся взаимозависимыми. Эта

взаимозависимость показывает, что кристаллическая структура и число атомов в веществе определяют, окажется ли вещество парамагнетиком (никакого перекрытия орбиталей) или – ферромагнетиком (существенное взаимоперекрывание орбиталей и результирующее обменное взаимодействие). Поскольку межатомное расстояние увеличивается при тепловом расширении, сила обменного взаимодействия и результирующая $\vec{J}_s$ уменьшаются с увеличением температуры. При температуре Кюри T_C расширение решетки таково, что межатомные расстояния увеличились настолько, что обменное взаимодействие исчезает. Атомные магнитные моменты тогда независимы, и материал становится парамагнитным. В общем случае процесс обратим, так что обменное взаимодействие и ферромагнетизм снова появляются, когда материал охлажден ниже T_C .

Намагниченность ферромагнитного кристалла наиболее легко достигает насыщения вдоль некоторых кристаллографических направлений, называемых магнитокристаллическими легкими направлениями, а кристаллографическая зависимость ферромагнетизма называется магнитокристаллической анизотропией. Эта кристаллографическая зависимость от направления возникает потому, что электронные орбитали должны вращаться, когда в результате намагничивания кристалла атомные магнитные моменты принуждены вращаться. Поскольку межатомные расстояния зависят от кристаллографического направления, степень (объем) орбитальных перекрытий (и результирующая обменная энергия) также зависит от кристаллографического направления. Результат – магнитокристаллическая анизотропия с обменной энергией, зависящей от кристаллографического направления намагничивания. Магнитокристаллическая анизотропия для палеомагнетизма – главный источник стабильности намагниченности в горных породах. Обменная энергия может обуславливать или параллельное, или антипараллельное обменное выравнивание. Тип выравнивания зависит от вида переходного элемента и от

кристаллической структуры. Варианты обменного выравнивания приведены на рисунке 2.2.2.

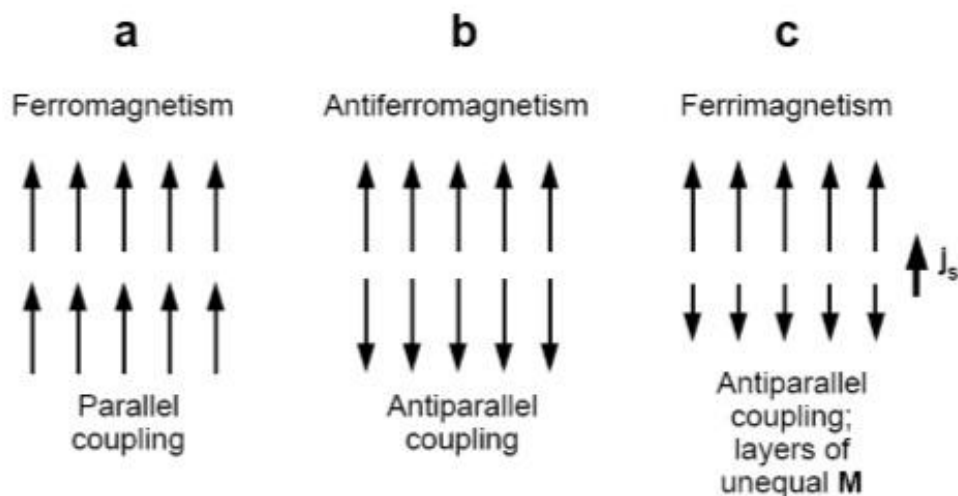


Рисунок 2.2.2 Варианты обменного выравнивания.

Можно применять общий термин "ферромагнетизм" ко всем трем типам выравнивания атомных магнитных моментов в материале. Строго говоря, термин ферромагнетизм следует относить только к магнетикам с параллельным выравниванием смежных (соседних) атомных магнитных моментов (рисунок 2.2.2.a). Ситуации, изображенные на рисунках 2.2.2.b и 2.2.2.c, иллюстрируют параллельное выравнивание внутри слоев атомных магнитных моментов, но антипараллельное – между слоями. Если слои имеют равный магнитный момент, слои с противостоящими моментами компенсируют друг друга; в результате: $\vec{J}_s = 0$. Этот тип выравнивания определяет антиферромагнетизм. Если антипараллельны слои неравного магнитного момента, то результирующие $\vec{J}_s$ совпадают с направлением моментов слоев с большими моментами. Такие материалы называются ферримагнетиками, и многие из важных естественных "ферромагнитных" минералов являются фактически ферримагнетиками. Из этого следует, что с помощью термина "ферромагнетизм" мы объединяем магнитные материалы с обменным взаимодействием. [13][14]

3.1 Астроблема Янисъярви

Импактная структура (озеро) Янисъярви (рисунок 3.1.1) расположена в российской Карелии в юго-восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита, около 220 км севернее Санкт-Петербурга. Относится к бассейну Ладожского озера.

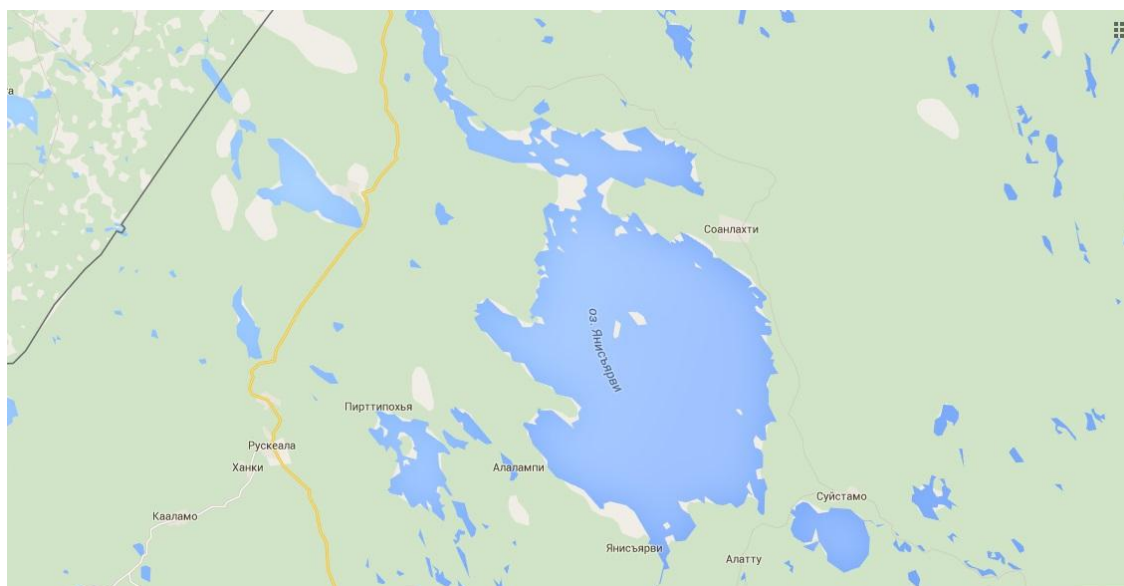


Рисунок 3.1.1 – Географическое положение озера Большое Янисъярви.

Возраст Большого Янисъярви, как астроблемы, по К-Аг методу составляет 770 ± 10 млн.лет.

По гравитационным данным диаметр структуры составляет около 14-16 км. Современная форма озера эллиптическая, а максимальная глубина составляет около 50 м, что нетипично для Карелии, где большинство озер вытянутые и мелкие благодаря их ледниковому происхождению. На

батиметрической карте озера выделяется хребет высотой 20-30 м, который проходит через центральную часть озера и образует 3 острова: Пиени - Селькясаари, Исо - Селькясаари и Хопесаари.

Структура расположена на Балтийском щите близко к границе архейских и протерозойских пород. Архейский кристаллический фундамент, состоящий из гнейсового гранита и мигматитов, обнажается в 3-4 км к северу от озера и на северном берегу Ладожского озера. Импактные структуры Янисъярви расположены в протерозойских кристаллических сланцах. Основные минеральные фазы – это плагиоклаз, биотит, кварц с второстепенным мусковитом, гранатом, старволитом и кордиеритом. [21][22]

3.2 Взрывное происхождение озера Янисъярви

Несомненно, самый первый признак – это обнаруженные в северо-западной, западной и северной частях озера простирания радиальной и концентрической систем трещиноватости в кольцевой зоне. И эти системы трещиноватости направлены вглубь озера. Нигде, кроме вышеперечисленных мест, трещиноватости больше не обнаружены. Вторым признаком является наличие высокобарных минералов в астроблеме. Это минералы коэсит и стишовит. Эти минералы образуются при очень больших температурах и давлениях.

Коренные выходы импактитов можно осмотреть на маленьких островах в центре озера, а также на мысе Леппяниеми на западном берегу озера. Аллогенная брекчия встречается на берегу озера юго-западнее м. Леппяниеми и на острове Хопесаари.

Представляется, что аллогенная брекчия и зювиты перекрываются тагамидами. В зювитах присутствуют обломки сланцев и микросланцев только ладожской свиты, иногда с хорошо сформированными конусами сотрясения,

обломки стекол, а также фрагменты ударно-метаморфизованных кварцевых и полевошпат-кварцевых жил.

Данные о внутреннем строении кратера Янисъярви противоречивы. С одной стороны предполагается, что кратер имеет простое строение - центральное поднятие отсутствует, тогда как другие исследователи предполагают наличие центральной горки. Возможно присутствие алмазов в импактитах.

В данной работе исследовался магнитоминеральный состав тагамитов астроблемы Янисъярви, коллекция которых была отобрана сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета на островах Пиени-Селькясаари и Исо-Селькясаари. Основная цель – установление магнитного минерала-носителя характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности. [23]

Геологическое строение района астроблемы Янисъярви показано на рисунке 3.2.1. Цокольный комплекс (мишень) сложен метаморфизованными породами ладожской серии (свиты наатселькя и пялкъярви), которые представлены переслаивающимися кварц-серицит-биотитовыми, кварц-биотитовыми, биотит-кварцевыми сланцами и микросланцами с порфиробластами ставролита, андалузита, граната, кордиерита.

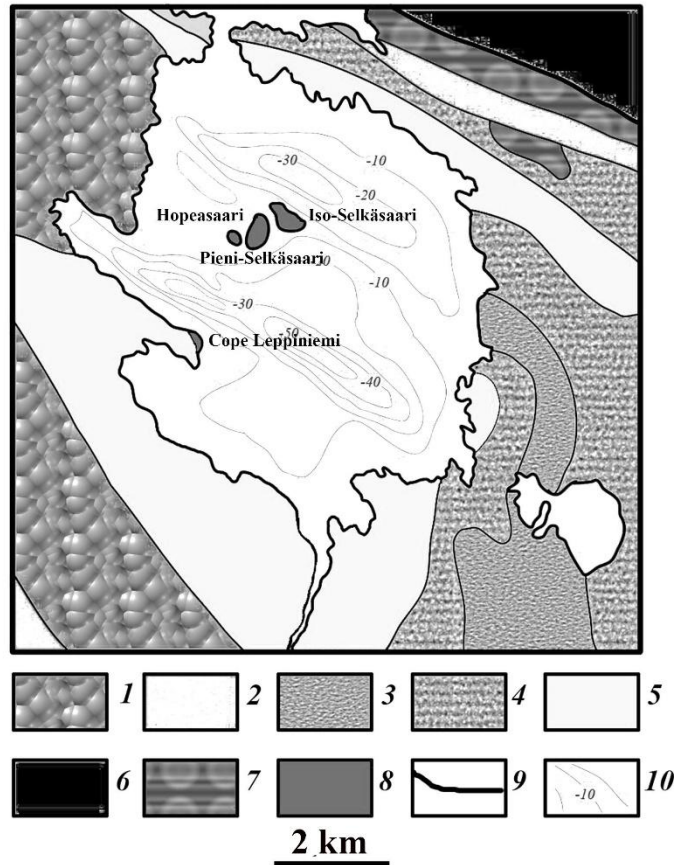


Рисунок 3.2.1 – Схематическая геологическая карта района астроблемы Янисъярви и точки отбора образцов: 1 – свита пялкъярви; 2 – 5 – свита наатселькя (2 – нерасчлененная, 3 – нижняя, 4 – средняя и 5 – верхняя подсвиты); 6 – ранний- средний протерозой; 7 – габбро-диабазы; 8 – импактиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – изобаты озера Янисъярви.

4 Метод исследования

4.1 Пробоподготовка

Для удобного обнаружения рудных минералов, образцы пород изучались в отраженном свете, поскольку рудные минералы обладают металлическим блеском. Для этого образцы были выполнены в виде аншлифов.

От образцов были отколоты фрагменты размером примерно 10×10 мм. Далее каждый фрагмент был зафиксирован в эпоксидной смоле, при давлении 100-150 мБар, в шайбу диаметром 25 мм с помощью системы вакуумной заливки образцов StruersCitoVac (рисунок 4.1.1).



Рисунок 4.1.1 – Система вакуумной заливки образцов StruersCitoVac.

Каждая шайба была отшлифована и отполирована с помощью полуавтоматического станка Buehler Minimet 1000 (рисунок 4.1.2).



Рисунок 4.1.2 – Полуавтоматический станок Buehler Minimet 1000.

4.2 Исследование образцов

В первую очередь, образцы исследовались с помощью поляризационного научно – исследовательского микроскопа Leica DM4500 P (рисунок 4.2.1).



Рисунок 4.2.1 – Поляризационный научно – исследовательский микроскоп Leica DM4500 P.

Технические характеристики микроскопа Leica DM4500 P:

- Система освещения с 100Вт галогеновыми лампами по Келлеру с автоматической настройкой обеспечивает оптимальные условия освещения.
- Револьвер на 5 объективов с независимой центровкой каждого. Увеличения установленных объективов: 5х, 10х, 20х, 63х, 100х позволяют

проводить исследования препаратов с увеличениями 50 – 1000х. Все объективы производства Leica.

- Поляризаторы для проходящего и отраженного света поворотные (до 360 градусов) выдвижные. Интегрированная в штатив выдвижная линза дополнительного увеличения с фактором 1,6х.
- Прецизионный вращающийся столик с автоматической фиксацией через 45 градусов от любого заданного положения оснащен механической системой перемещения образца с фиксацией каждые 2мм, позволяющий определять положение на образце с точностью до 0.1мм.
- Цифровая камера Leica DFC 495 с 8-ми мегапиксельной CCD предназначена для быстрого получения изображений с высоким разрешением.
- Предварительное интуитивное сканирование в разрешении SXGA обеспечивает до 18-ти кадров в секунду (FPS) и позволяет настраивать и фокусировать образец непосредственно на экране компьютера.
- Программное обеспечение LeicaApplicationSuite специально разработанное для микроскопов и цифровых камер Leica предназначено для получения микрофотографий. Программный комплекс содержит инструменты для настройки камеры и частичной настройки микроскопа, цветовой коррекции изображения, измерения линейных размеров объектов в кадре.[5]

Исследование на данном микроскопе проводилось для обнаружения областей скопления магнитных минералов в аншлифе. Это значительно упрощает дальнейшее исследование. Белые пятна на снимках и есть магнитные минералы. Снимки с микроскопа Leica DM4500 P с разным масштабом приведены ниже, на рисунках 4.2.2–4.2.6.

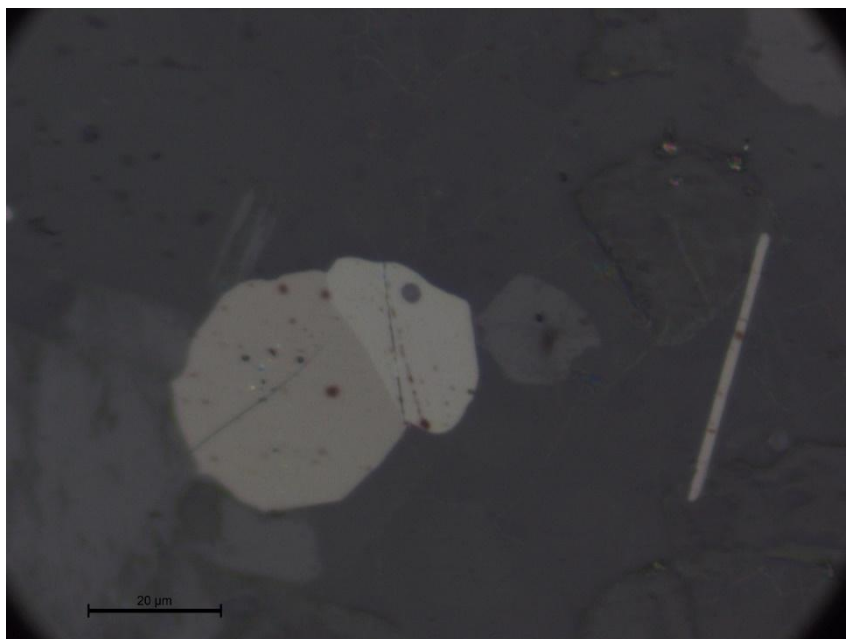


Рисунок 4.2.2 – Снимок с микроскопа Leica DM4500 P с увеличением 100х.

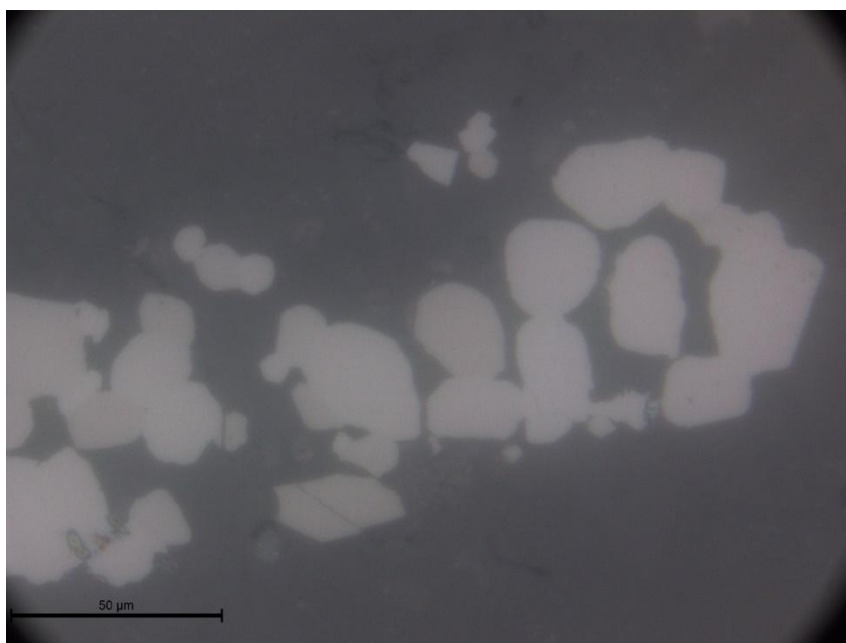


Рисунок 4.2.3 – Снимок с микроскопа Leica DM4500 P с увеличением 63х.

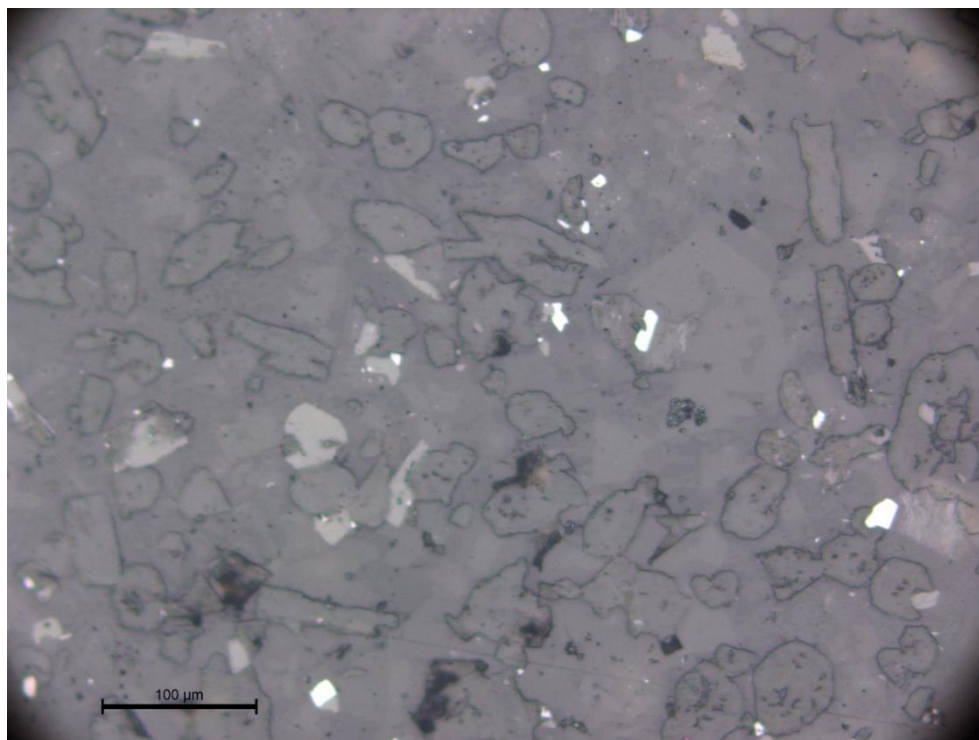


Рисунок 4.2.4 – Снимок с микроскопа Leica DM4500 P с увеличением 20х.

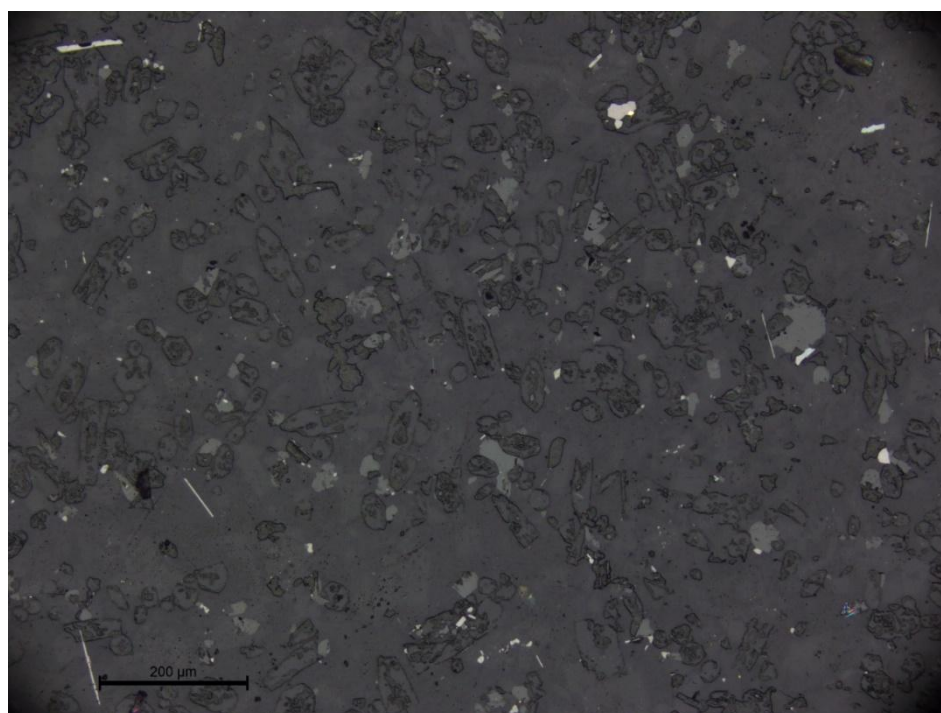


Рисунок 4.2.5 – Снимок с микроскопа Leica DM4500 P с увеличением 10х.

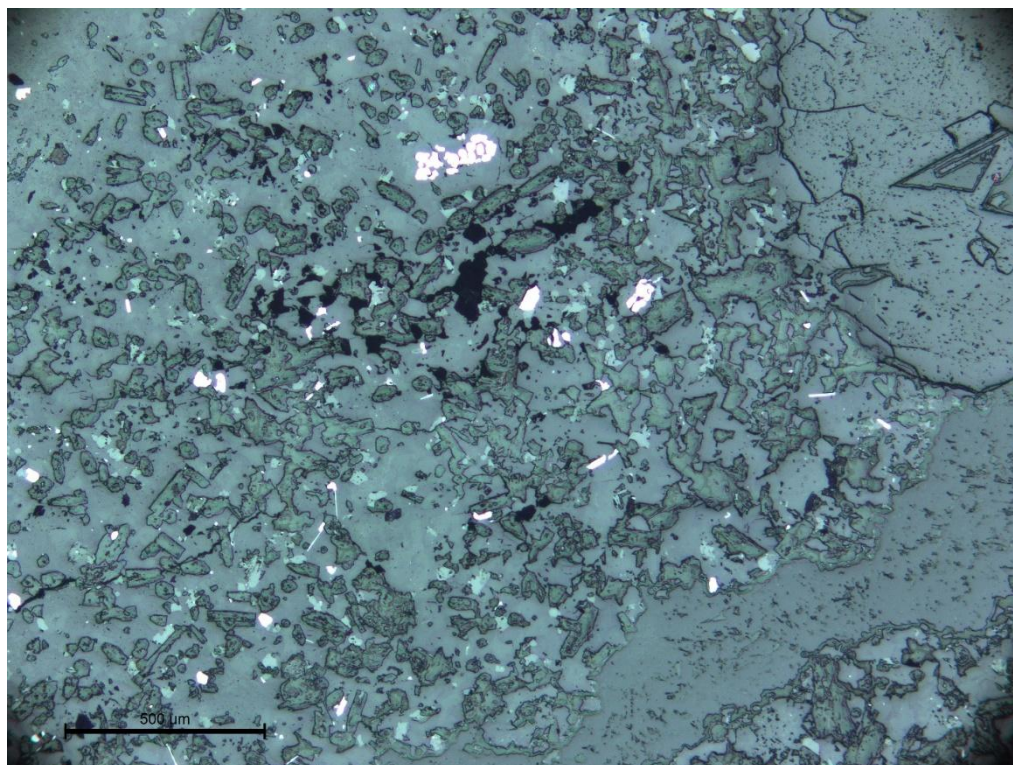


Рисунок 4.2.6 – Снимок с микроскопа Leica DM4500 P с увеличением 5х.

Поскольку этот микроскоп не позволяет определить какие именно минералы мы обнаружили, дальнейшее исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками (рисунок 4.2.7).



Рисунок 4.2.7 – Сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставками.

Технические характеристики сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N:

- Разрешение до 3 нм (30 кВ ускоряющее напряжение, SE)
- Разрешение до 10 нм (3 кВ ускоряющее напряжение, SE)
- Ускоряющее напряжение от 300 В до 30 кВ

Из аналитических приставок использовался спектрометр IncaWave 500 System для волнового анализа.

Технические характеристики спектрометра IncaWave 500 System:

- Пять кристаллов: LiF, PET, TAP, LSM80 позволяют производить анализ элементов от бора.
- Анализ элементов-примесей (< 0.1 - $< 0.01\%$)

- Разделение близко расположенных пиков, отдельное измерение элементов, дающих один сигнал в ЭДС
- Точная идентификация пиков
- Наилучшая чувствительность для анализа легких элементов

С помощью компьютера на изображении образца выделялись интересные точки на образце, в этих точках проводился рентгеноспектральный анализ (рисунок 4.2.8).

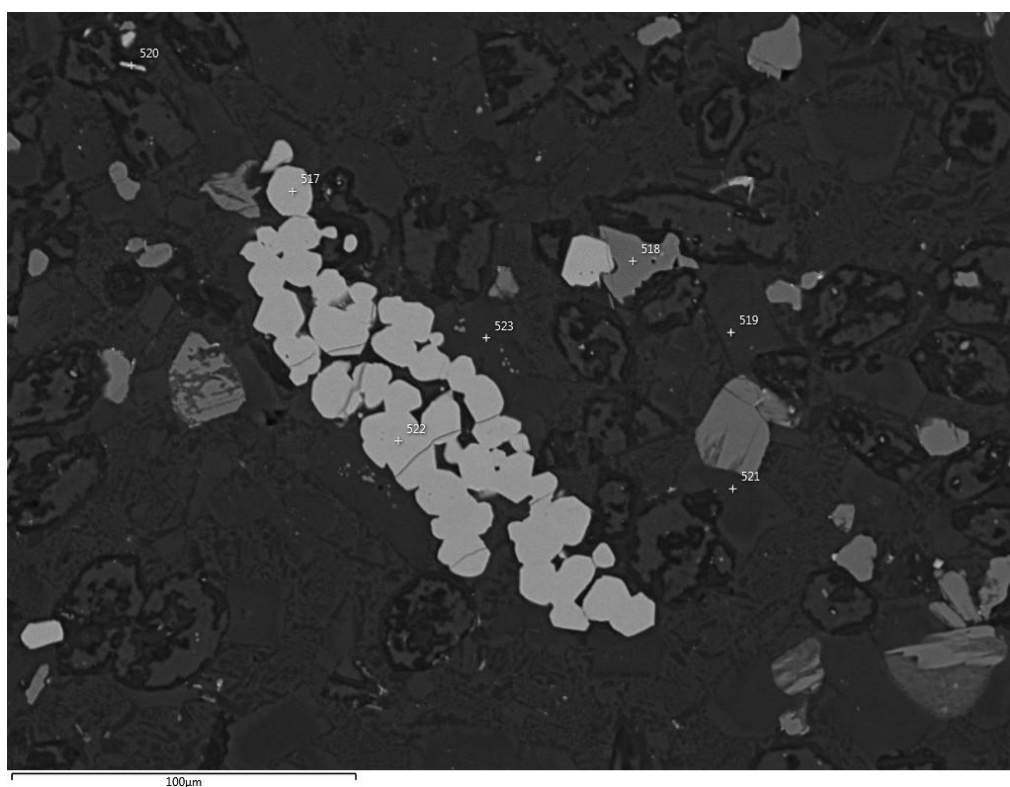


Рисунок 4.2.8 – Снимок с микроскопа Hitachi S-3400N.

Проводился рентгеноспектральный анализ вмещающей матрицы и интересующих нас магнитных вкраплений. Поскольку размер большинства магнитных зерен меньше диаметра пучка, проводилось сравнение спектров двух точек: точки вмещающей матрицы и точки зерна (рисунок 4.2.9).

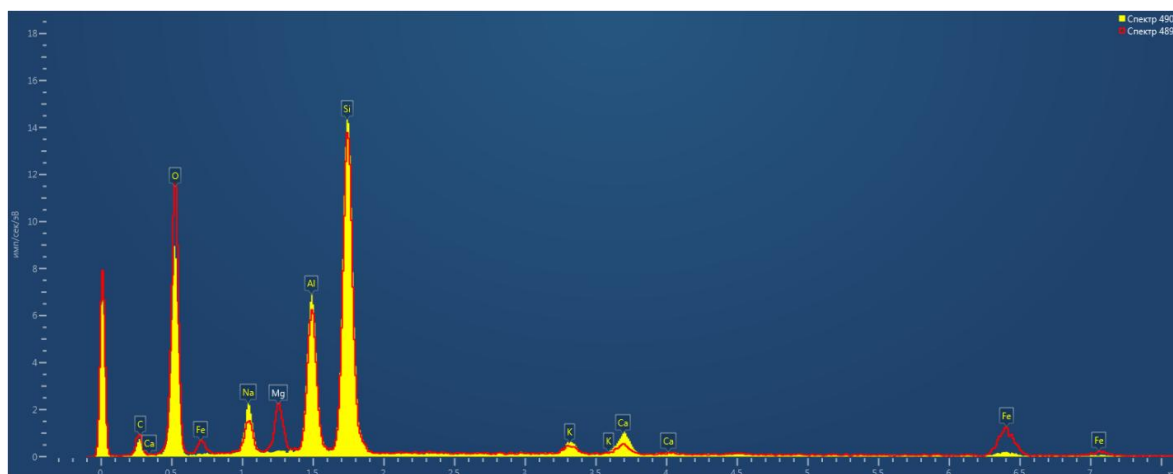


Рисунок 4.2.9 – Сравнение спектров вмещающей матрицы и зерна.
Красный спектр – спектр зерна, желтый – вмещающей матрицы.

Таким образом, исключая элементы вмещающей матрицы, очевидно, что зерно состоит из кислорода железа и магния.

5 Полученные результаты

Рентгеноспектральный анализ показал, что вмещающая матрица представлена силикатами и алюмосиликатами:

- Плагноклаза – породообразующий минерал, входящий в группу каркасных алюмосиликатов (полевых шпатов), общая формула $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Al}, \text{Si})\text{AlSi}_2\text{O}_8$;
- Кордиерит – алюмосиликат магния и железа, общая формула $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$;
- Биотит –листовой алюмосиликат, общая формула $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$;
- Гиперстен – силикат, $(\text{Fe}, \text{Mn})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$;
- Кварц – силикат, общая формула SiO_2 .

Анализ рудных минералов показал, что тагамиты по большей части состоят из:

- Ильменит – FeTiO_3 ;
- Титаномагнетит – Fe_2TiO_4 ;

Помимо ильменита и титаномагнетита был обнаружен минерал с высоким содержанием железа. По нашим предположениям, этот минерал – ферритмагнитный, а значит является минералом – носителем естественной остаточной намагниченности.

Ферритмагнитный минерал в образцах содержится в виде скоплений мелких зерен (пыли). Спектры, соответствующие этому минералу представлены в таблице 5.1.

Таблица 5.1 Спектры, соответствующие ферромагнитному минералу.

№ спектра	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	Ni
Спектр 494	36,86	3,67	5,96	13,14	1,59	0,51	31,96	1,68
Спектр 526	37,79	4,94	1,31	23,25	0,37		32,34	
Спектр 569	45,19	9,79	0,6	1,03		5,74	35,98	
Спектр 582	36,96			7,5		1,18	46,41	
Спектр 612	39,58	3,45	8,87	16,42			31,68	
Спектр 639	37,4	6,11	1,64	23,72			31,13	
Спектр 662	37,55	7,4	0,9	23,61			30,53	
Спектр 644	47,04	4,19	7,9	21,37		0,76	18,74	
Спектр 645	40,63	6,59	3,27	22,76			26,75	

На рисунках 5.1 – 5.9 приведены изображения образцов с данными спектрами.

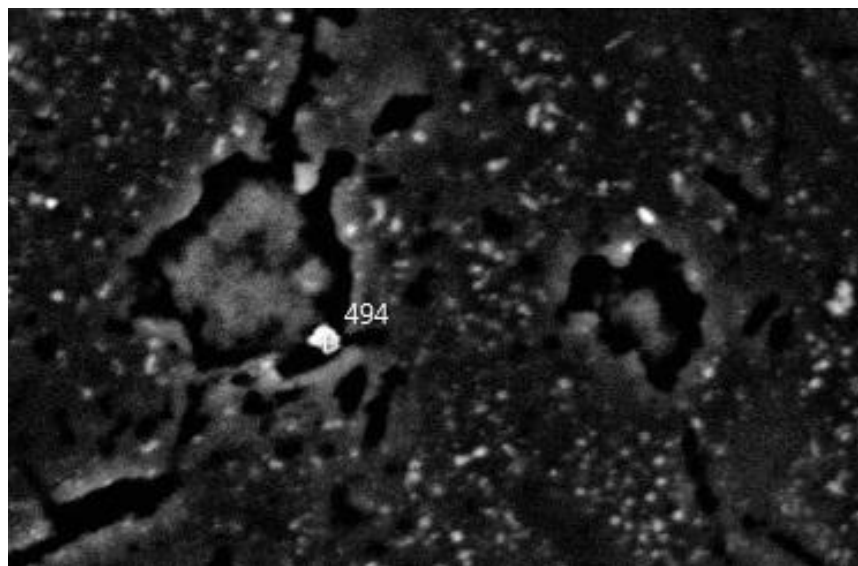


Рисунок 5.1 – Снимок минерала со спектром №494.

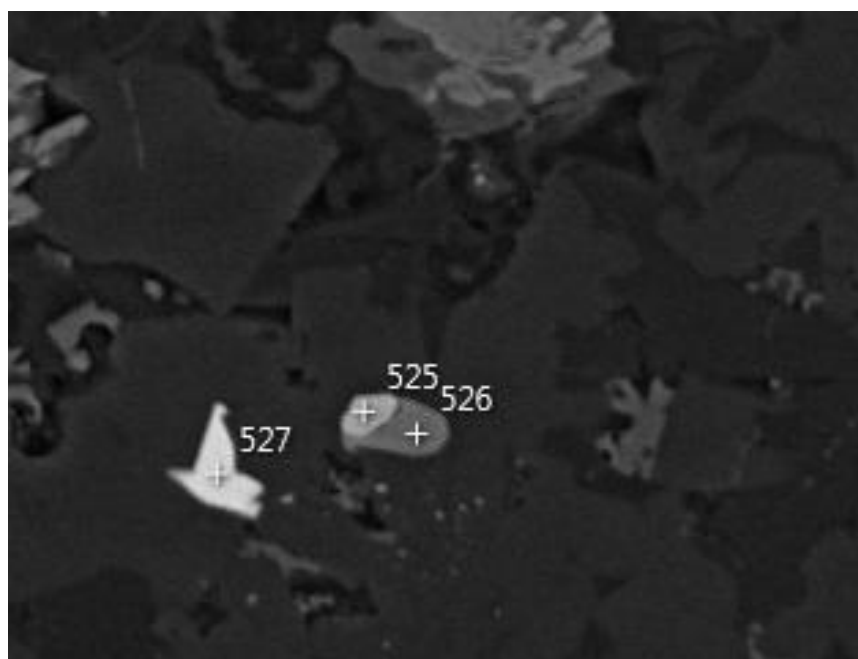


Рисунок 5.2 – Снимок минерала со спектром №526.

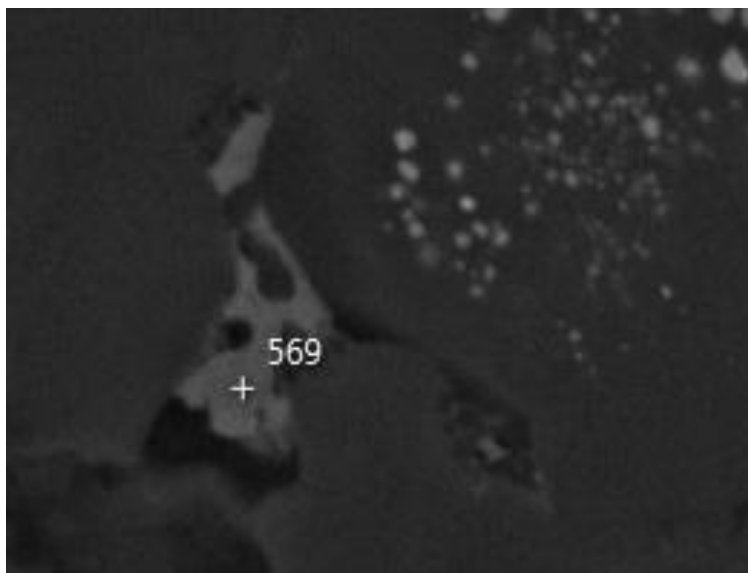


Рисунок 5.3 – Снимок минерала со спектром №569.

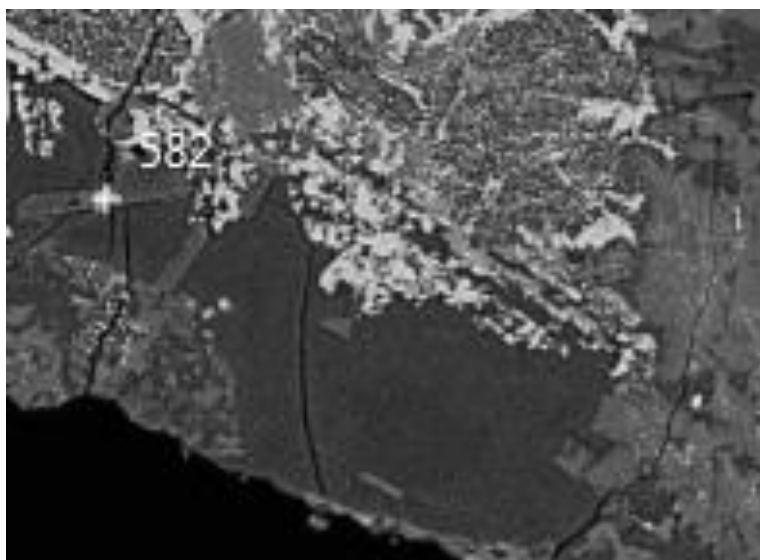


Рисунок 5.4 – Снимок минерала со спектром №582.

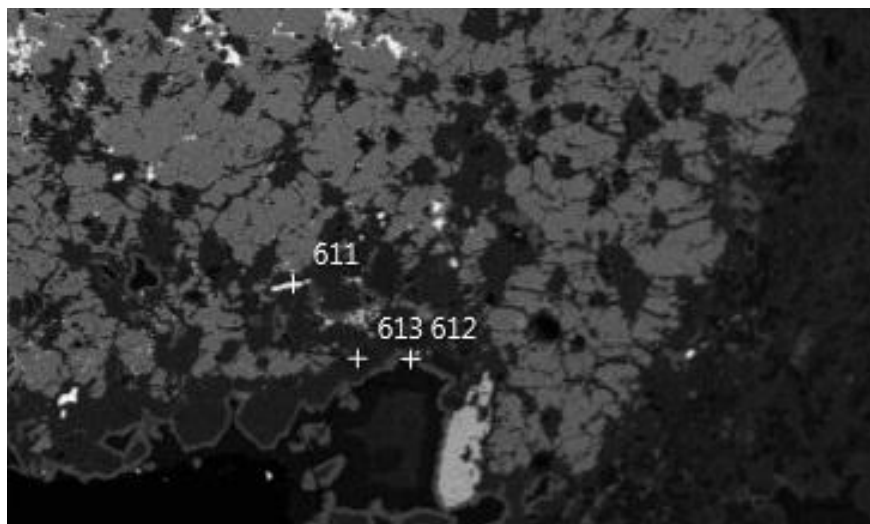


Рисунок 5.5 – Снимок минерала со спектром №612.

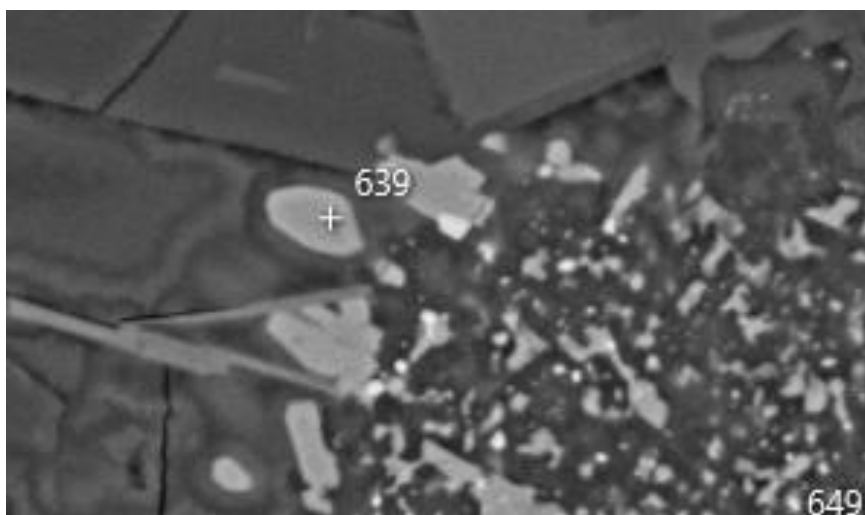


Рисунок 5.6 – Снимок минерала со спектром №639.

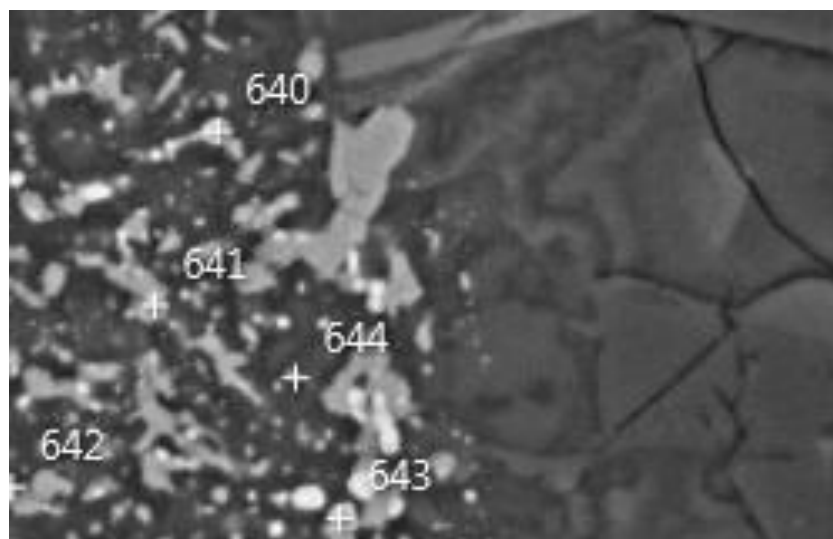


Рисунок 5.7 – Снимок минерала со спектром №644.

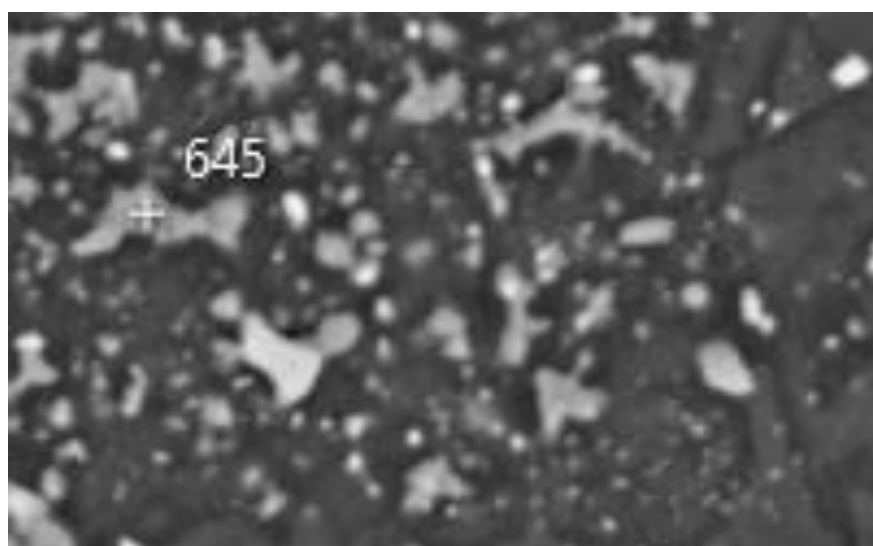


Рисунок 5.8 – Снимок минерала со спектром №645.

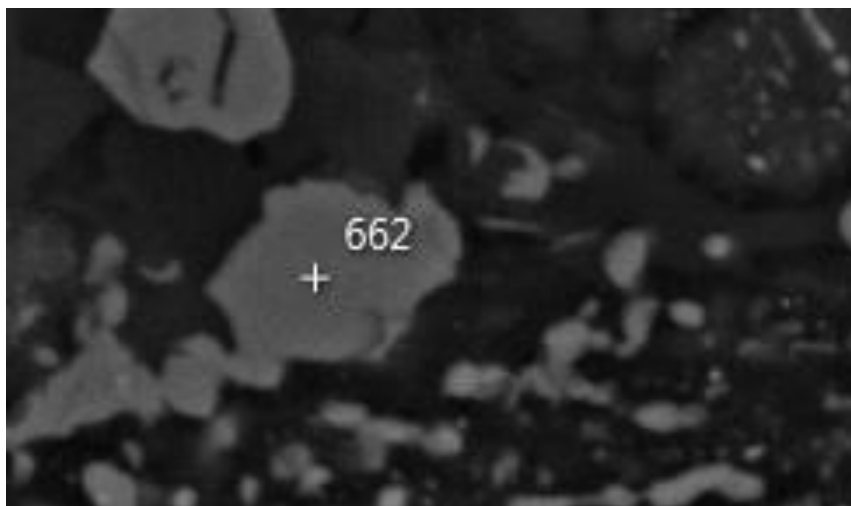


Рисунок 5.9 – Снимок минерала со спектром №662.

Заключение

В ходе работы мы определили, что вмещающая матрица состоит из силикатов и алюмосиликатов. Так же мы выявили, что в составе тагамитов имеются ильмениты, титаномагнетиты и минерал, с высоким содержанием железа.

Выявленный нами ферримагнитный минерал представляет наибольший интерес, поскольку он является минералом-носителем характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности.

Обнаружение нами тагамитов лишний раз доказывает, что озеро Янисъярви произошло вследствие падения метеорита. Дальнейшее исследование тагамитов, их структуры и условий залегания, позволит лучше понять процесс образования астроблемы Янисъярви.

Определение направления остаточной намагниченности найденных ферримагнитных минералов позволит использовать направление намагниченности как критерий степени перемагничивания более древних вмещающих астроблему пород, а это в свою очередь, дает возможность оценить влияние падения метеорита на протерозойские разрезы района работ – влияние самого удара, прогрева, химических преобразований и т.д.

Список литературы

1. Белюстов В.Н. Астроблемы – звездные раны Земли [Электронный ресурс] / Белюстов В.Н. – Электронные текстовые данные. – Воронеж. – Режим доступа: <http://fiz.1september.ru/articlef.php?ID=200501607>, свободный.
2. Роберт Ф. Батлер. Палеомагнетизм: от магнитных доменов до геологических террейнов. [Электронное издание] / Роберт Ф. Батлер; пер. с англ. В.А. Шашков. – Электронные текстовые данные. – Петродворец: 1998. – Режим доступа: http://palaeo.ru/books.php?booktype=1_books, свободный.
3. Сазонова Л.В. Петрография импактитов астроблемы Янисьрви[Текст]: дис. канд. геолого – минералогических наук / Сазонова Л.В. – Москва, 1984. – 268 с.
4. Белоусов В.В. Земля, её строение и развитие, М., 1963, с. 140.
5. Бирман Б.И. Расчёт влияния перегрева расплава на продвижение фронта кристаллизации и тепловое поле в твёрдой фазе. - В сб.: Рост кристаллов, т. 5. М., "Наука", 1965, с. 135.
6. Дабижа А.И., Федынский В.В. (1977). Особенности гравитационного поля астроблем. Метеоритика, No.36, с. 113-119
7. Райхлин А.И., Селивановская Т.В. (1979). Брекчии и импактиты взрывных метеоритных кратеров и астроблем.. Метеоритные структуры на поверхности планет., М.: Наука, с. 65-80
8. Масайтис В.Л. (1979). Основные черты геологии астроблем СССР.. Метеоритные структуры на поверхности планет., М.: Наука, с. 173-191
9. Фельдман В.И. (1987). Каталог астроблем и метеоритных кратеров Земли. Метеоритика, Issue 46, с. 154-171

10. Гужова А.В., Фельдман В.И., Сазонова Л.В. (1988). Изменение биотита при ударном метаморфизме. Метеоритика - Москва, No.47, С. 197-206
11. D. H. Lindsley, The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides, in: Oxide Minerals, ed: D. Rumble, III, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 1976a, pp. L1–L60.
12. R. Thompson and F. Oldfield, Environmental Magnetism, Allen and Unwin, London, 227 pp., 1986.
13. Трофимова Т.И. Курс физики. Учебное пособие./ Т.И. Трофимова. - М.: Высш. шк., 1999.- 542 с.
14. Ландсберг: Т. П. Электричество и магнетизм. - 11-е изд. - М.: Наука, Физматлит, 1995. - 480с.
15. D.J. Dunlop, Viscous magnetization of .04–100 mmagnetites, Geophys. J. R. Astron. Soc., v. 74, 667–687, 1983.
16. Рентгенография основных типов породообразующих минералов/В.С.Власов, С.А.Волкова, Н.П.Вяхирев и др. - Л.: Недра, 1983, 360 с.
17. Сазонова Л.В. Некоторые особенности расплавных импактитов. Материалы УШ конференции молодых ученых МГУ. Геохимия и полезные ископаемые, 1981, с.44-50.
18. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм: Справочное пособие для специалистов из смежных областей науки.- М.: Наука, 1985. - 128 с.
19. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 332 с.
20. Сазонова Л.В., Кононкова Н.Н. (1988). Ильменит импактитов астроблемы Янисъярви. Минерал. ж., Vol.10, No.6, С. 28-35
21. Шелемотов А.С. (2000). Средний химический состав метатурбидитов Ладожской формации: реконструкция по

тагамитам метеоритного кратера Янисъярви (Северо-западное Приладожье) .Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и центра России., Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, С. 106-107

22.Вишневский С.А., Пальчик Н.А., Мороз Т.Н., Леонова И.В. (2002). Ударный метаморфизм углеродистого вещества в импактитах астроблемы Янисъярви (Карелия). Докл. РАН , Vol.387, No.5, С. 674-677

23.Гилярова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембриявосточной части Балтийского щита. Л., 1974, 224 с.

24.Бокай Г.Б., Порай-Кошиц М.А., Рентгеноструктурный анализ, М., 1964.