

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ» (СПбГУ)

Институт наук о Земле

**Бучнев Илья Николаевич**

**Генезис рудообразующего флюида золотоносного месторождения Педролампи  
(Карелия) по изотопным Rb-Sr, Sm-Nd, C, O системам в карбонатах.**

Магистерская диссертация

по направлению – Геология

магистерская программа - «Петрология и изотопные исследования»

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

проф., доктор геол.-мин. наук **А.Б. Вревский**

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_» \_\_\_\_\_

Заведующий кафедрой:

проф., кандидат геол.-мин. наук **К. И. Лохов**

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_» \_\_\_\_\_

Санкт-Петербург

2016

<b>Содержание</b> .....	2
<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1.</b> Геологическое строение Карельского кратона (ГЗО) .....	4
<b>1.1</b> Основные черты геологическое строения .....	5
<b>1.2</b> Метаморфизм .....	17
<b>1.3</b> Метасоматоз .....	23
<b>Глава 2.</b> Аналитические методики .....	30
<b>2.1.</b> Sr-Nd изотопные исследования .....	30
<b>2.2</b> C-O изотопные исследования .....	32
<b>Глава 3.</b> Геологическое положение и геохимические особенности пород месторождения Педролампи и пород сопредельной территории (Эльмусской площади) .....	34
<b>Глава 4.</b> Результаты изотопно-геохимических и петрографических исследований .....	47
<b>4.0</b> Геолого-петрографическая характеристика образцов .....	47
<b>4.1.</b> Результаты Sr-Nd и C-O изотопных исследований .....	50
<b>Заключение</b> .....	56
<b>Список литературы</b> .....	57

## Введение

Особое внимание к изотопно-геохимическому изучению именно карбонатов, прежде всего, связано с тем, что этот минерал обычно присутствует в большинстве типов золотоносных метасоматитов на низкотемпературных орогенных месторождениях. Такие метасоматиты образуются в сдвиговых зонах под воздействием локализованного флюидного потока, часть компонентов которого фиксируется в карбонатах. Поэтому изучение их изотопных характеристик позволяет оценить источник золотоносных флюидов.

За последние годы, в ходе детальных исследований месторождения Педролампи, различными авторами, было подробно изучено геологическое строение месторождения, локализация и характеристика золотого оруденения, рудоконтролирующие факторы и структуры, минералого-геохимическая характеристика руд. Однако, авторы так и не пришли к единому мнению о природе рудоносного метасоматизирующего флюида, об источнике его происхождения. Это обосновало необходимость доизучения рудных пород месторождения и позволило сформулировать следующие защищаемые положения:

1. Рудообразующий флюид, зафиксированный в карбонатах из золоторудного месторождения орогенного типа Педролампи, имел гетерогенный (корovo-мантийная смесь) изотопный состав Nd, Sr, C, O.

2. Карбонат-турмалин-кварцево-жильных породы рудной зоны характеризуются типично мантийными параметрами изученных изотопных систем:  $\delta^{13}\text{C},\text{‰}$  -5.7 и -5.4,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  – 0.70318 и 0.703334 и  $e_{\text{Nd}}(t)$  5.0 и 3.9.

3. Для метасоматитов из карбонат-турмалин-хлоритовой зоны и вмещающих metabазальтов установлены следующие коровые значения  $\delta^{13}\text{C},\text{‰}$  -4.2 -3.7,  $e_{\text{Nd}}(t)$  -2.5 - +8.3,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  –0.710375-0.705821 .

Для достижения поставленной задачи, были проведены изотопно-геохимические (масс-спектрометрические) и петрографические исследования метасоматических пород рудной зоны.

Новизной работы и ее актуальностью является применение Sm-Nd изотопно-геохимической систематики для изучения карбонатов метасоматических пород месторождения Педролампи с аномальными концентрациями золота до 80 г /т и ее использованием в дальнейшем в качестве перспективного прогнозно-поискового критерия

золоторудных месторождений в обстановках проницаемых зон сдвиговых деформаций (в мезотермальных орогенных условиях)

## ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (ГЗО)

Карельский кратон расположен в юго-восточной части Фенноскандинавского щита на территории Восточной Финляндии и Карелии, занимая площадь более 130 тыс. кв. км. Границы кратона на юго-западе со Свеккофенской складчатой областью и Беломорским подвижным поясом на северо-востоке имеют тектоническую природу (рис. 1).

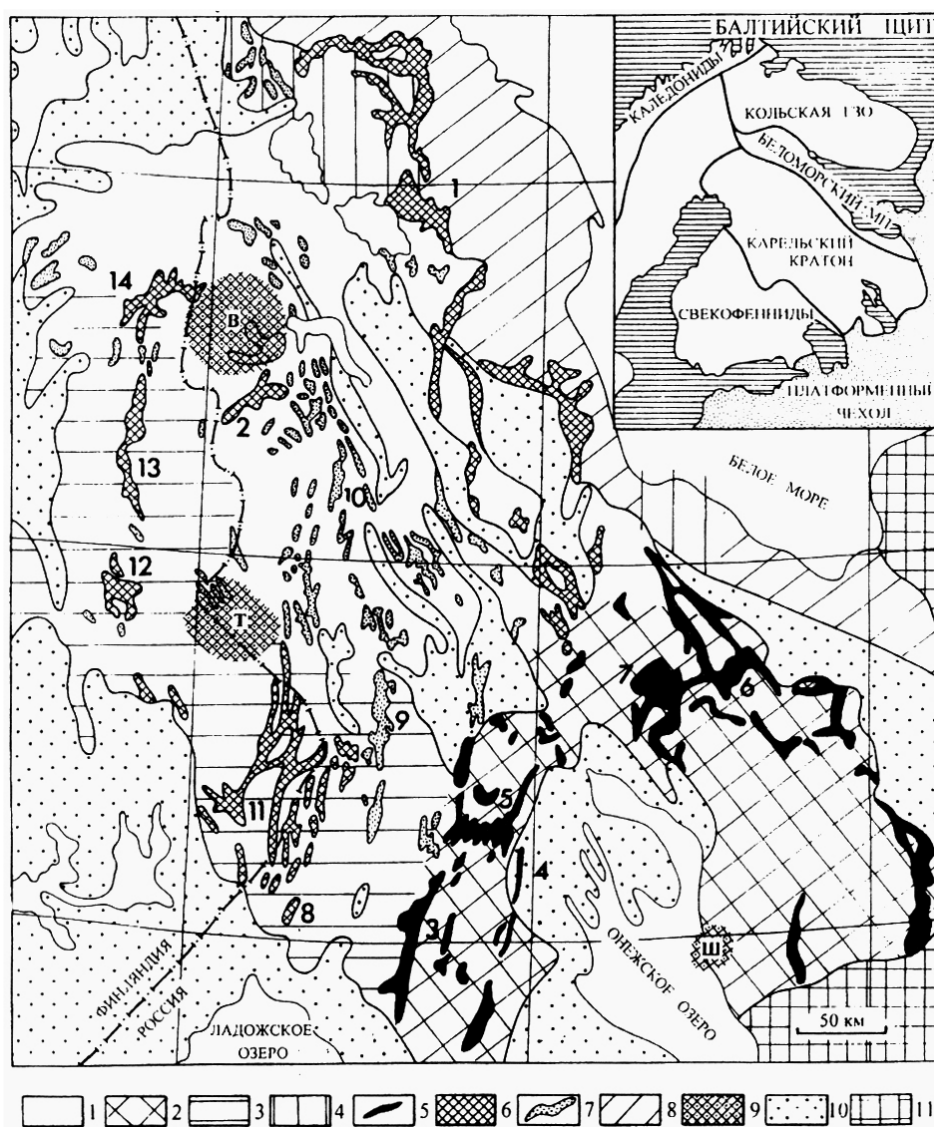


Рис. 1. Схема геологического строения Карельского кратона (Кожевников, 2000). 1-4 архейская кора с возрастом: 1- неопределенным; 2- 3.5-3.0 млрд. лет; 3- 3.0-2.8 млрд. лет; 4- 2.85-2.7 млрд. лет; 5-7 архейские ЗКП с возрастом: 5 >2.9-3.0 млрд. лет; 6- 2.8±0.05млрд. лет; 7- неопределенным; 8-

Беломорский мобильный пояс (БМП); 9- гранулитовые блоки в Западной Карелии: Вокнаволоцкий (В), Тулосский (Т), Шальский (Ш); 10- протерозойские супракрустальные породы; 11- платформенные образования; Зеленокаменные структуры: 1- Хизоваара; 2- Костомукша, 3- Хаутаваара; 4- Койкары; 5- Семчь- Суна; 6- Каменные озера; 7- Шилос; 8- Ялонваара; 9- Гимолы- Суккозеро; 10- Большозеро-Хедозеро; 11- Хатту-Иломанси; 12- Типасьярви; 13- Кухмо; 14- Суомуссалми.

Формирование граничных шовных зон проходило в интервале 1.85–1.75 млрд. лет в связи с коллизионными процессами, протекающими на заключительной стадии развития Свекофенской складчатой области. Близкую природу имеет и северо-западная граница кратона с протерозойскими структурами Панаярви-Куусамо. Юго-восточная граница кратона с Русской платформой перекрывается отложениями венда-палеозоя.

### **1.1 Основные черты геологического строения**

Карельский кратон (Карельская гранит-зеленокаменная область – КГЗО) крупная тектоническая структура, в строении которой принимают участие супракрустальные метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования лопийского комплекса (мезоархей), формирующие до 20% от общего объема пород, и инфраструктурные гранито-гнейсовые комплексы (75%) (Геология Карелии, 1987), представленные гранитами и гранито-гнейсами различного возраста и генезиса с содержащимися ксенолитами супракрустальных пород. Среди гранито-гнейсового комплекса выделяется ассоциация древних гранитоидов и тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ) Водлозерского блока, которые сопоставляются с высокометаморфизованными образованиями (эндербиты, чарнокиты) Западной Карелии из Вокнаволоцкого и Тулосозерского блоков (Володичев, 2002). Завершение формирования Карельского кратона произошло в период 2.6 млрд. лет. В последующем регион претерпел реактивацию, вызванную началом рифтогенеза, инициировавшим новый период конвергентных микроблоковых взаимодействий в палеопротерозое (2.45–2.40 млрд. лет) и формирование сумийских андезибазальтовых ассоциаций окраинно-континентального (Андийского типа) (Светов и др., 2004). Впоследствии этап сменился стабилизационным режимом, в ходе которого происходило образование протоплатформенного чехла, сложенного осадочными и вулканическими породами сариолия, ятулия и вепсия. Протерозойские комплексы образуют в Центральной и Восточной Карелии ряд крупных и мелких синклинальных структур и практически отсутствуют в Западной Карелии и Восточной Финляндии. В последующее время все комплексы подверглись тектонической активизации, связанной со свекофенской орогенцией. Сложное строение Карельского кратона находит свое отражение и в геофизических картах региона, для данной

территории характерны в целом пониженные значения магнитного и гравитационного поля. Положительными аномалиями отмечаются мобильно-проницаемые зоны различного порядка, ядерные части блоков, где на уровне эрозионного среза развиты образования «диоритового» слоя, представленные «серыми гнейсами» тоналитового ряда. В целом на общем низком фоне контрастно проступают области, большая часть из которых представлена вулканогенными образованиями мезо-, неогархейского и палеопротерозойского возраста, а также интрузиями мафитов-ультрамафитов, что значительно облегчает картирование такого рода объектов. Блоковая гетерогенность (наличие блоков 1, 2, 3 порядков) в пределах Карельского кратона четко маркируется благодаря разделяющих их зонам глубинных разломов различного порядка. Для кратона выделяются две главные системы разломов: ортогональная и диагональная, которые не всегда четко проявлены. Существующие геофизические критерии – зоны высоких горизонтальных градиентов силы тяжести; крутое и резкое ограничение аномалий; торцовое сочленение аномалий; пересечение аномалий различного простирания (Металлогения Карелии, 1999), позволяют маркировать большинство разломных нарушений. Наиболее древней является система разломов (ортогональных и диагональных) глубинного заложения, контролирующая размещение верхнеархейских зеленокаменных поясов (Рыбаков, 1987). Среди них выделяются разломы, разграничивающие блоки второго порядка (геоблоки) и линеаменты более высоких порядков, при этом межгеоблоковые разломы подчеркивают линейный характер зеленокаменных поясов. В южном фрагменте Карельского мегаблока (кратона), выделяются крупные тектонические нарушения, разделяющие его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутавааро-Гирвасский и Онежский (Глубинное строение... 2004). Хаутаваарско-Гирвасский блок в своем строении имеет области глубинных разломов (в пределах Хаутаваарской структуры), секущих земную кору и уходящих в верхнюю мантию (ориентировочные глубины >70 км). В его пределах мощность земной коры варьирующая от 37 до 47 км (средняя расчетная мощность земной коры Карельского кратона составляет в среднем от 34 до 42 км (Металлогеническая эволюция..., 1993).

#### Комплекс древних гранитоидов Водлозерского блока

Водлозерский Блок имеет четкие западные и восточные границы. Древний комплекс гранитоидов блока сложен преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, высокометаморфизованными и тектонизированными породами, содержащими небольшие

количества линз и прослоев амфиболитов двух возрастных типов: 3.15 и 2.85 млрд. лет, более древние амфиболиты по геохимической характеристике соответствуют толеитовым базальтам и могут быть рассмотрены как комагматы базальтовых ассоциаций позднеархейских зеленокаменных поясов (Чекулаев, 1996). Супракрустальные мафические породы (коматииты и высокомагнезиальные базальты) сохранились лишь в пределах Чревской структуры (Куликова, 1993). Они рассматриваются, как фрагменты раннеархейской протоокеанической коры с Sm-Nd изотопный возраст которых  $3391 \pm 76$  млн. лет (Куликова и др., 1990; Пухтель и др., 1991), которая впоследствии была подвергнута значительным изменениям за счет внедрения гранитоидных массивов. Возраст ТТГ – комплекса Водлозерского блока составляет  $3540 \pm 60$  млн. лет (Сергеев и др., 1990), Правда имеется ряд других датировок, которые выполнены по циркону из тоналитов и ранних мигматитов:  $3210 \pm 12$ ,  $3166 \pm 14$ ,  $3138 \pm 63$  млн. лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Гранитоиды представлены серогнейсовыми ТТГ-ассоциациями, прорванными интрузивными образованиями эндербитов-чарнокитов с ксенолитами супракрустальных пород, метаморфизованных в гранулитовой фации (Володичев и др., 2002).

#### Высокометаморфизованные комплексы Тулосского и Вокнаволоцкого блоков

В границах Карельской гранит-зеленокаменной области наиболее древние комплексы сложены породами Вокнаволоцкого блока и Тулосского блока, которые расположены в Западной Карелии и прилегающих районах Восточной Финляндии. Блоки выделяются по наличию слабopоложительных гравитационных аномалий изометричной формы, и характеризуются широким развитием диафторированных пород, сформировавшихся в условиях метаморфизма гранулитовой фации – в основном пород эндербитового и чарнокитового ряда и супракрустальных образований основного и среднего состава – гранулитов (Володичев и др., 2002).

#### Гранито-гнейсовые ареалы

Ареалы гранито-гнейсовых комплексов представлены биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами и другими схожими по типу породами, формирование которых происходило субсинхронно с образованием нескольких генераций зеленокаменных поясов Карельского кратона в период 3.05–2.95 и 2.85–2.75 млрд. лет и на завершающем этапе становления кратона в интервале 2.72–2.65 млрд. лет (Чекулаев и др., 1997). В интервале 3.0–2.9 млрд. лет формируются гранито-гнейсовые ареалы в восточной части кратона, где они незначительно распространены на территории

Водлозерского блока и на его границах, в примыкающих частях к Центральной и Юго-Восточной Карелии, в области распространения зеленокаменных поясов ранней генерации (Кожевников, 2000). В интервале 2.85–2.75 млрд. лет закладываются ТТГ-ареалы Западной и Северной Карелии, Восточной Финляндии, где зона их развития частично совпадает с областью формирования гранитоидов первого этапа в Центральной и Юго-Восточной Карелии. На третьем этапе на территории Карельского кратна происходит формирование двуполевошпатовых гранитов, а также, субщелочных образований, формирующих локальные син-, поздне- и пост-складчатые интрузии (Чекулаев и др., 1997; Кожевников, 2000).

### Супракрустальный комплекс

Вулканоогенно-осадочные образования лопия на современных эрозионных срезах выделяются лишь среди гнейсо-гранитных ареалов в виде реликтов протяженностью от первых километров до 200–320 км и шириной от сотен метров до 50–60 км. На основе геофизических исследований они прослеживаются до глубин в 5–7 км. Линейный характер расположения реликтов зеленокаменных структур показывает линейное расположение первоначальных вулканических поясов региона (Зеленокаменные пояса..., 1988). Территория Карельского кратона представлена (Вулканизм архейских..., 1981) несколькими крупными зеленокаменными поясами («суперпояса» по К. Конди (Конди, 1983) ) : Кухмо-Суомуссалми, Иломанси-Ялонвара-Тулос, Гимольско-Костомукшский, Южно-Выгозерский, Ведлозерско-Сегозерский, Парандово-Тикшозерский, Сумозерско-Кенозерский. В пределах поясов, развитие отдельных зеленокаменных структур во многих случаях носит автономный характер. Для них установлено отсутствие достоверных базальных породных ассоциаций на границе с гранитоидными комплексами; тектонические границы между страто-тектоническими ассоциациями (СТА); стратифицированный характер толщ в СТА; фрагментарность разрезов и сложность их корреляции в пределах СТА; асимметрия структурного плана зеленокаменных доменов; осложнение структур большим количеством проницаемых-сдвиговых зон, преимущественно субмеридионального заложения, приуроченных к внешним границам супракрустальных ассоциаций. Исторически выделяются несколько типов разрезов: хаутаваарский (с полимодальным вулканизмом и андезитами в нижней части разреза), костомукшский (с бимодальным вулканизмом и ассоциацией турбидитов и BIF в верхней осадочной части разреза) и пезозерский (с преобладанием в разрезе осадочных пород) (Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987).. Наиболее широко распространенными



породными ассоциациями в зеленокаменных структурах восточной части Фенноскандинавского щита являются: коматиит-базальтовая ( $\pm$  ферробазальты); андезитовая ( $\pm$  андезибазальты); андезидацитовая ( $\pm$  риолиты) и осадочная (хемогенные, вулканогенно-кластические, терригенные и породы смешанного генезиса). Выделяется несколько периодов формирования зеленокаменных поясов: 1) 3.4–3.2 млрд. лет, гранит-зеленокаменная система Водлозерского блока; 2) 3.05–2.95 (до 2.87) млрд. лет, зеленокаменные пояса обрамления Водлозерского блока, с севера – Каменоозерский, Южно-Выгозерский, с запада Ведлозерско-Сегозерский; 3) около 2.8 млрд. лет, зеленокаменные пояса: Костомукшско-Гимольский, Типасьярви, Кухмо-Суомуссалми, а так же Северо-Карельская группа зеленокаменных поясов от северной части оз. Выгозеро до оз. Тикшозеро и Кичаны. Геологические исследования последних лет показывают возможность выделения еще одной дополнительной группы гранит-супракрустальных комплексов в интервале 2.72–2.65 млрд. лет, приуроченных к периоду трансрессии и трансенсии коллизионного этапа развития Карельского кратона в бассейнах типа «pull-apart» (Кожевников, 2000; Володичев и др., 2002; Светов, 2005). К настоящему времени на современном уровне детально изучено лишь небольшое количество зеленокаменных структур (поясов, доменов) Карельской гранит-зеленокаменной области – Каменноозерская (Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 1999), Костомукшская (Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000), Хизоваарская (Кожевников, 1992; Щипанский и др., 1999; Кожевников, 2000), Иринегорская (Щипанский и др., 2001). В геологических обобщениях приводится большое количество аргументов в пользу применения плейт-тектонической концепции для объяснения эволюции формирования как отдельных страто-тектонических ассоциаций (СТА), так и архейских зеленокаменных поясов в целом. В ряде работ рекомендуется рассматривать их в качестве аккреционных орогенных систем не зависимо от масштаба объектов (Кожевников, 2000), включая в историю их формирования два основных этапа – латеральную аккрецию (Лобач-Жученко и др., 2000; Puchtel et al., 1998, 1999; Светов, 2005) и коллизию (Sorjonen-Ward et al., 1997).

#### Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс

Мезоархейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс центральной Карелии (рис. 2) протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км. В современном эрозионном срезе он состоит из Хаутаваарской, Койкарской, Семченской, Эльмусской, Паласельгинской, Остерской, Бергаульской, Совдозерской, Киндасовской и других структур.

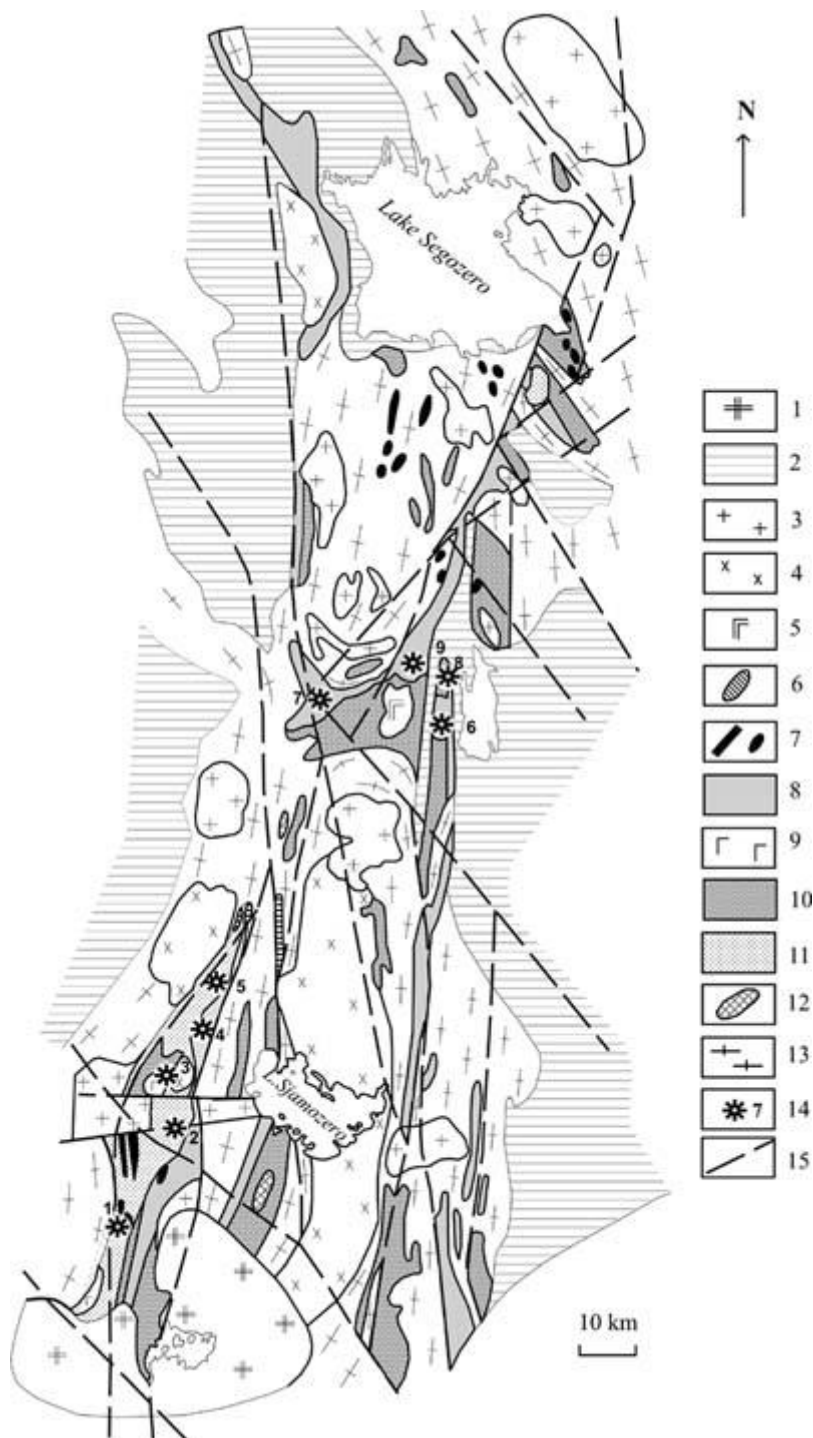


Рис. 2. Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. 1, 2 - Палеопротерозойские образования: 1- граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд. лет), 2 – супракrustальные образования (2,50–2,10 млрд. лет); 3, 4 – Неоархейские образования: 3- плагиомикроклиновые граниты (2,85–2,87 млрд. лет), 4- диориты, гранодиориты, санукитоиды (2,74 млрд. лет), 5- габбродиориты, 6- габбронориты, 7- основные и ультраосновные породы, 8 – 11 мезоархейские образования: 8 – андезидацитовые вулканиты, адакиты и осадки (2,86–2,85 млрд. лет), 9- высокомагнезиальное габбро, 10 – коматиит-базальтовая ассоциация (лавы, туфы)(3,0–2,95 млрд. лет), 11 – вулканиты БАДР-серии, адакиты

(3,05–2,94 млрд. лет), 12- амфиболиты, 13- гнейсо-граниты и мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд. лет), 14- палеовулканические постройки: 1- Няльмозерская, 2- Игнойльская, 3- Хаутаваарская, 4- Масельгская, 5- Чалкинская, 6- Янишская, 7- Корбозерская, 8- Эльмусская, 9- Семченская (1-5 Хаутаваарская структура, 6-9 Койкарско-Семченская структура); 15- разломы.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают вулканы коматиит-базальтовой и известково-щелочной серии, формирующие вулканические постройки центрального типа. Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах (Вулканические постройки 1978; Вулканизм архейских... 1981; Светова, 1988). Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км. Хаутаваарская структура вытянута в меридиональном направлении на 100 км и имеет максимальную ширину 10–12 км. Супракрустальные породы, объединяемые ранее в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность до 5.5–6 км. В опорном стратиграфическом разрезе серии выделяются 5 свит (Стратиграфия докембрия..., 1992) интерпретируемых (Светов С.А., 2005), как ансамбль совмещенных геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций (снизу вверх):

Древнейшая базальт-андезит-дацит-риолитовая СТА (Виетуккалампинская свита). Включает БАДР-ассоциацию и сопутствующие вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканогенно-терригенными породными ансамблями. U-Pb возраст крупнопорфировых дацитов Игнойльского субвулканического нека равен  $2995 \pm 20$  млн. лет (Сергеев, 1989), субвулканического штока андезитов Остерской структуры –  $3020 \pm 10$  млн. лет, субвулканической дайки андезитов (секущей коматииты Паласельгинской структуры) –  $3000 \pm 10$  млн. лет (Лобиков, 1982).

Коматиит-базальтовая СТА (Лоухиваарская свита). Представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими им туфами, туффитами и хемогенно-экзгальционными породами с общей мощностью 2.7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Sm-Nd изохронный возраст свиты –  $2921 \pm 55$  млн. лет (Светов, Хухма, 1999).

Молодая андезидацитовая СТА (Каляярвинская свита), разделяется на три пачки – нижняя, терригенная (полимиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутриформационные конгломераты, вулканические арениты, аркозы, графитистые

алевролиты) мощностью до 320 м., средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава, и третья пачка – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты – силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Породы свиты прорываются Хаутаваарским массивом гранодиоритов –  $2850 \pm 50$  млн. лет (Тугаринов, Бибилова, 1980), дайкой риолитов –  $2854 \pm 14$  млн. лет (Сергеев, 1989) и дайкой дацитов –  $2862 \pm 45$  млн. лет (Овчинникова и др., 1994).

Базальтовая СТА (Кульюнская свита) сложена подушечными и массивными базальтами с единичными линзами гиалокластитов и туфов. Граувакки присутствуют в основании свиты, сменяя конглобрекчии в стратиграфической колонке вверх по разрезу. Общая мощность свиты - 600 м (Светов С.А., 2005).

Верхняя осадочная СТА (Усмитсанъярвинская свита), завершает разрез Хаутаваарской структуры, сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами, видимой мощности до 200 м, встреченными в локальных разрезах (Светов С.А., 2005).

В пределах Койкарской структуры (рис. 2, № 6–9) сохранился фрагмент стратиграфического разреза, представленный двумя стратотектоническими ассоциациями (свитами): Коматиит-базальтовая СТА (Питкилампинская свита – аналог лоухиварской в Хаутаваарской структуре) слагает нижнюю часть стратиграфического разреза и выполнена коматиит-базальтовой ассоциацией, общей мощностью 1000–1200 м. Разрез свиты представлен массивными, подушечными, вариолитовыми, дифференцированными лавовыми потоками с тонкими прослоями туфового материала. Пирокластические фации не превышают 5–7% от их общего объема. Базальты перекрывают коматииты или чередуются с ними в разрезе. Верхняя часть свиты включает в себя кору выветривания, продукты перемыва коры, граувакки с редкими линзами аркоз и гравелитов общей мощностью в 200–230 м. (Светов С.А., 2005). Возраст коматиит-базальтовой ассоциации –  $2944 \pm 170$  млн. лет (Sm-Nd, изохрона) (Светов, Хухма, 1999). Молодая андезидацитовая СТА (Кивилампинская свита – аналог Калаярвинской свиты в Хаутаваарской структуре). Стратотектоническая ассоциация перекрывает коматиит-базальтовый ансамбль (питкилампинскую свиту) и разделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена андезитовыми вулканитами в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами, и верхняя – терригенными (конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы), хемогенными и

вулканогенно-осадочными породами, общей мощностью до 940 м. В северной части структуры возраст нека субвулканических дацитов равен  $2860 \pm 15$  млн. лет (Самсонов и др., 1996). В прочих структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в современном эрозионном срезе реконструируемые стратиграфические последовательности представлены лишь фрагментарно, что является результатом его сложнодеформированного, слайдерного (пластинчатого) глубинного строения (Светов С.А., 2005).. Стратотектонические ассоциации Сегозерско-Ондозерской пластины (северный фрагмент Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) надвинуты на расположенные восточнее породные комплексы Ведлозерского блока. Плоскость надвига на глубинах 11–13 км сливается с разломом, ограничивающим Центрально-Карельский террейн и подчеркивает бескорневой характер пластины (Глубинное строение..., 2004). Реликты разрезов зеленокаменных структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса сохранились на глубине в виде фрагментов коллажированных пластин меньшего масштаба, выклинивающихся на глубинах от первых до нескольких километров (Глубинное строение..., 2004).

#### Палеопротерозойские комплексы

Палеопротерозойские геологические формации, являются производными Карельского тектоно-магматического цикла, слагают (типичные для Карельского кратона) депрессионные структуры (рифтогенные структуры, наложенные впадины). В строении карелия в общей стратиграфической шкале выделяются две эратемы: нижний карелий ( $K_1$ ) и верхний карелий ( $K_2$ ). В региональной шкале нижнекарельские образования подразделяются на пять надгоризонтов (снизу вверх): сумийский ( $K_1^1$ ) (2500-2400 млн. лет), сариолийский ( $K_1^2$ ) (2400-2300 млн. лет), ятулийский ( $K_1^3$ ) (2300-2100 млн. лет), людиковийский ( $K_1^4$ ) (2100-1920 млн. лет) и калевийский ( $K_1^5$ ) (1920-1800 млн. лет); верхнекарельские образования представлены вепсийским надгоризонтом (1800-1650 млн. лет).

Состав отложений, включаемых в отдельные из перечисленных надгоризонтов, и их взаимоотношения трактуются геологами по-разному, однако взгляды на общий характер последовательности в целом единообразны, по крайней мере, в части интерпретации условий их формирования.

Сумийский надгоризонт в основании представляет собой маломощные коры физического выветривания и высокозрелые осадки, перекрытых мощной толщей

основных вулканитов (андезибазальтов). Мощность лав достигает 1,5 км. Формирование осадков происходило в аридных условиях в обстановке пассивной окраины. Быстрое накопление мощной толщи лав при спокойном характере извержений позволяет сопоставить данный вулканический комплекс с древнейшей прототрапповой формацией. В составе лав преобладают массивные, миндалекаменные, вариолитовые, плагиофировые, брекчированные разности, реже подушечно-шаровые и пенистые в кровле потоков. Иногда почти треть верхней части разреза составляют брекчированные и пенистые лавы. Туфы в разрезе встречаются в виде маломощных слоев, редко фиксируются линзы грубых туфов.

Сариолийский надгоризонт – представлен продуктами разрушения складчато-глыбовых сооружений сумия с образованием мощных толщ грубообломочных пород – сариолийских полимиктовых конгломератов. Денудации, видимо, способствовала деятельность ледников – вначале горных, затем покровных. (Коросов, 1991). Ледниковая деятельность обусловила образование тиллитоподобных конгломератов и осадочных, слоистых песчаников, завершающих разрез сариолия. Мощность отложений колеблется от 0,5-0,6 до 1-1,5 км.

Ятулийский надгоризонт - начинается с площадных силикатных кор химического выветривания, которые установлены практически во всех районах развития ятулия в Карелии. Представлен тремя ритмически повторяющимися толщами – осадочными (кварциты, песчаники, конгломераты или карбонаты) в основании и вулканическими (базальты) в кровле. Мощность ятулия различна в разных структурах от первых метров до 2 км. Ятулийский платформенный эвапоритовый бассейн занимал практически весь архейский кратон (Хейсканен, 2001). В раннем ятулии происходило компенсационное заполнение бассейна существенно монокварцевыми осадками, перекрывавшееся базальтовым вулканизмом. В позднеятулийское время бассейн приобрел черты, свойственные карбонатной платформе. Тяжелый изотопный состав углерода ятулийских карбонатов придает им статус глобального маркера. Для осадочных карбонатных (доломитовых) комплексов ятулия характерны фитогенные постройки – строматолиты и микрофитолиты (п. Райгуба, д. Пялозеро, Южный Олений остров и др.) (Макарихин, Кононова, 1983). Карелия является классической областью распространения ятулийского базальтового вулканизма в условиях установившегося платформенного режима. Относительно спокойные трещинные излияния лав сформировали обширное лавовое плато, аналогичное фанерозойским трапповым комплексам. Выявлены подводящие

каналы и палеовулканические постройки, среди которых особое место занимает Гирвасский вулкан, как наиболее уникальный и хорошо сохранившийся древний вулкан Европы (Светов, Голубев, 1967). Здесь представлены все структурно-текстурные особенности строения вулканической постройки: однородные и массивные лавовые покровы базальтового состава, вулканические эруптивные брекчии, заполняющие жерло вулкана, лавовые языки течения лавы, подушечные лавы, трубка взрыва, гидротермальные проявления – минеральные агрегаты хлорита, турмалина, кварца, эпидота, талька, кальцита, пирита, халькопирита и др. С ятулийскими формациями связаны стратиформное оруденение медистых песчаников, меднорудное с базальтах и силлах, железорудное в доломитах, золотоносных кварцевых конгломератов (золото-мартиновый минеральный тип), а также проявления каменных строительных материалов (кварцитов, мраморов) и др.

Людикийский надгоризонт – сложен первично-глинистыми, карбонатными и существенно углеродистыми породами. В Онежской структуре людикийский надгоризонт представлен заонежской и суйсарской свитами. Заонежская свита мощностью 1,3 км кроме осадков вмещает большое количество пластовых тел основных пород, в средней части свиты с базальтами чередуются шунгитсодержащие туфоалевролиты, аргиллиты, силициты, лидиты, известняки и доломиты. К данному уровню приурочены линзовидные тела высокоуглеродистых (30-7-% углерода) пород типа Заонежского и Шунгского месторождений. Суйсарская свита (о. Суйсари) представлена 650-метровой толщей, сложенной туфами и лавами пироксеновых, плагиоклазовых и пикритовых базальтов. В людикийское время кардинально изменилась геодинамическая ситуация – возникает океан Ермуа (по линии С. Приладожье – Кируна) с офиолитовым комплексом и более масштабный бассейн вдоль современного лапландского гранулитового пояса. Интенсивный вулканизм проявился на фоне специфического углеродистого седиментогенеза. Геологические формации людикийского надгоризонта являются рудовмещающими и рудоконтролирующими для месторождений и проявлений многих металлических и неметаллических полезных ископаемых, таких как ванадий, уран, платиноиды, золото, молибден, вольфрам, олово, шунгиты, вспучивающиеся сланцы и др. Породы надгоризонта содержащие большое количество твердых углеводородов, в принципе могут рассматриваться в качестве возможного нефтегазоносного резервуара, питание которого могло быть обеспечено собственными ресурсами.

Калевийский надгоризонт - объединяет отложения флишевого типа большей мощности от 3-3,5 до 10 км, с конгломератами в основании залегающие с резким угловым и азимутальным несогласием на складчатых породах Сортавальской серии и ятулийских толщах. Терригенные породы представлены монотонным чередованием ритмично-слоистых биотитовых, кварц-биотитовых и биотит-кварцевых пород, часто содержащих порфиробласты глиноземистых минералов и известково-кремнистые конкреции. Среди них присутствуют вулканогенные образования по составу изменяющиеся от андезибазальтов до риолитов и хемогенные осадки. Климат калевийского времени был гумидным. Формация пород калевийского надгоризонта пока не имеет существенного значения в контроле оруденения, но в перспективе могла бы рассматриваться в составе промежуточного, возможно нефтегазоносного платформенного комплекса.

Вепсийский надгоризонт – представлен породами аллювиально-озерно-дельтового континентального типа, терригенными толщами в виде алевролит-песчаниковой формации. Породы надгоризонта лучше всего обнажаются в Шокшинской свите Онежской структуры (на побережье Онежского озера -Шокшинский карьер), которая характеризуется чисто кварцевым составом обломочного материала, ярко-красной, малиновой и вишнево-красной окраской а так же наличием специфических текстурных признаков (косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя, струи стекания и пр. на плоскостях слоистости). В основании свиты залегают линзы олигомиктовых конгломератов с гальками подстилающих пород калевия и людиковия. Мощность свиты около 200м, в центре площади развития свиты мощность достигает 1 км. В теле свиты прослеживается вмещенный крупный габбро-диабазовый силл. (карьеры Роп-ручей, и др.). В отложениях вепсия также проявлены онколитовые горизонты, образованные в мелководных лагунных фациях. Породы вепсия залегают практически горизонтально. Тектонически они слагают мульдообразные впадины (грабены). Кварциты и кварцитопесчаники шокшинской свиты, благодаря своим специфическим декоративным характеристикам, являются уникальным поделочным и облицовочным материалом.



## 1.2 Метаморфизм

Региональный метаморфизм и метасоматоз являются одними из важнейших геологических процессов в раннедокембрийской истории Карельского региона. Совместное рассмотрение метаморфизма и метасоматоза обусловлено генетической близостью проявления данных процессов. Во многих случаях метасоматоз происходит в условиях регрессивной стадии метаморфизма, когда крупные порции растворов (метаморфогенных флюидов) вовлекаются в миграцию в зонах складчато-разрывных деформаций. По этой причине докембрийские метасоматические породы значительно отличаются по составу и рудоносности от метасоматитов фанерозойских неметаморфизованных комплексов.

Разновозрастные деформационные, магматические, метаморфические и метасоматические процессы, проявленные в докембрийское время на территории Карелии, объединяют в тектоно-метаморфические циклы (Котова Л. Н., 1993). Под тектоно-метаморфическим циклом понимается закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма (Якобсон К. Э., Геология Карелии, 1971, Якобсон К. Э., Крылов, Сов. Геология, 1977). К полнопроявленным относятся лопийский (ребольский, поздний архей, 2,6-2,8 млрд. лет) свекофенский (ранний протерозой 1,7-1,9 млрд лет) и рифейский (предположительно 1,5-1,0 млрд лет) циклы. Саамский (ранний архей, более 3,1 млрд. лет) и селецкий (около 2,4 млрд лет) циклы, выделяемые рядом исследователей, проявлены локально.

### **Саамский тектоно-метаморфический цикл (палео- и мезоархей)**

Метаморфизм пород архейского фундамента изучен сравнительно слабо. В большинстве случаев раннеархейские ассоциации либо затушеваны более поздними процессами, либо их выделение неоднозначно (Гос. доклад «Об экологической ситуации...», 2013). Для наиболее ранних проявлений метаморфизма, возраст которых оценивается в 3,1-3,2 млрд. лет (саамий), предполагаются условия высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фаций умеренно повышенных давлений. Так, например, в обрамлении Уросозерской зеленокаменной структуры (Астафьев Б. Ю. «Флюидопроницаемые тектонические зоны...» 2008) сохраняются реликты гранат-биотитовых гнейсов (иногда с силлиманитом и кордиеритом), условия образования которых резко отличаются от условий позднеархейского метаморфизма. По парагенезису силлиманит-гранат-биотит-кварц-плаггиоклаз различными методами были получены значения температуры 690-710°C при давлении 7-10 кбар. Возраст раннеархейского

метаморфизма, определенный U-Pb методом по циркону из жильного мигматита оценивается в  $3210 \pm 10$  млн лет (В. Г. Легкова и др., Объяснительная записка, 1986). Сходные данные известны для смежной территории Восточной Финляндии (район Варпайсьярви).

По современным представлениям (Задорожный И. М., «Отчет о групповой геологической съемке...», 1988) в этот период были сформированы древнейшие «сиалические ядра». К ним относятся западная часть Водлозерского блока (домена), где формированию древнейших сиалических пород предшествовало образование амфиболитов и биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (метавулканитов известково-щелочной серии) в условиях амфиболитовой фации. Распространение этих пород ограничено. Наибольшим развитием пользуются породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. В ряде мест (р. Выг) в них встречаются реликтовые участки меланократовых гнейсов и амфиболитов (Задорожный И. М., «Отчет о групповой геологической съемке...», 1988). Возраст гранодиорита ТТГ серии составляет  $3138 \pm 63$  млн лет.

### **Лопийский тектоно-метаморфический цикл (неоархей)**

Неоархейский метаморфизм в докембрии юго-восточной части Балтийского щита большинством исследователей рассматривается как важнейший геологический процесс, в ходе которого формировалась континентальная земная кора этого региона. Геологическое строение Карельской гранит-зеленокаменной области в основном характеризуется многостадийным метаморфизмом андалузитового типа в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений.

Для пород зеленокаменных структур характерны следующие минеральные ассоциации: в metabазальтовых коматиитах - амфибол-серпентин-цоизит±плагиоклаз, в metabазальтах - эпидот-амфибол-плагиоклаз, в метаандезитах - эпидот-биотит-амфибол-плагиоклаз. В породах средне-кислого состава (метадациты-метариолиты) биотит-мусковит (серицит)-кварц-плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Амфибол в metabазальтах и метаандезитах принадлежит к группе обыкновенных роговых обманок. Биотит характерен для метаандезитов (до 15 % объема породы). Минералы группы эпидота распространены повсеместно. Плагиоклаз в породах среднего состава представлен андезином, в основных породах андезин-лабрадором. Анализ типовых ассоциаций показывает, что процессы метаморфизма происходили в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций при температурах  $580-600^{\circ}\text{C}$  и давлении около 4-5 кбар (Максимов А. В., Богданов Ю. Б., 2016).

Для зонального метаморфизма позднеархейских зеленокаменных поясов характерно увеличение P-T параметров до низкотемпературной части амфиболитовой фации. Зональный метаморфизм наблюдается в Хаутоваарском, Семченском и других зеленокаменных трогах. Одновременно резко усиливаются складчатые деформации с признаками пластичного течения, метаморфической полосчатости и линейности в полностью перекристаллизованных породах, теряющих исходные текстурно-структурные особенности осадочных или вулканических образований. Степень метаморфизма в зональных комплексах возрастает от центра к периферии зеленокаменных структур. В типовой последовательности выделяются несколько метаморфических зон: 1 - альбит-эпидот-актинолитовая, 2 - эпидот-роговообманковая, 3 - андезин-роговообманковая.

В первой зоне сохраняются первичные магматические структуры. Степень перекристаллизации пород различная. Среди пород зоны преобладают различные амфиболовые сланцы. Амфибол представлен игольчатыми кристаллами актинолита. По актинолиту развивается сине-зеленая роговая обманка. Новообразованный плагиоклаз представлен альбитом. В средней зоне появляются амфиболиты, в них амфибол представлен роговой обманкой, а также амфибол-эпидот-биотитовые плагиосланцы и гнейсы (метаандезиты). Основность плагиоклаза меняется от альбит-олигоклаза до андезина. Типичными представителями пород третьей зоны являются разноминеральные амфиболиты. Таким образом, метаморфизм ряда зеленокаменных структур проявился в формировании метаморфической зональности в условиях умеренного давления от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации.

По данным С. Б. Лобач-Жученко и В. С. Байковой в породах зеленокаменных поясов Центральной Карелии выделяются два этапа и несколько стадий регионального метаморфизма. Метаморфизм второго этапа преимущественно эпидот-амфиболитовой фации сопряжен с формированием регионально развитой сланцеватости и наложился на ранний зональный метаморфизм. В свою очередь Л. Н. Котова (Петрографический кодекс, 1995) указывает на три этапа метаморфизма. В гнейсо-гранитных ареалах в ходе первых двух этапов достигались условия эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений. Третий этап был проявлен весьма локально и неоднородно - от амфиболитовой фации низких давлений до гранулитов умеренных давлений, известных в Тулосском блоке Западной Карелии. В этом районе, расположенном в северо-западной части Карельского региона, среди главных групп пород выделяются амфиболиты и кристаллические сланцы, гнейсы, по составу отвечающие вулканитам известково-щелочной серии, мигматиты с гнейсовым субстратом, а также интрузивные образования. Имеющиеся данные (Задорожный И. М., «Отчет о групповой геологической съемке...»,

1988) показывают, что гранулитовый метаморфизм наложен на тоналиты, на секущие их дайки амфиболитов, а также на жильные тела двуполевошпатовых гранитов. Умереннобарический гранулитовый метаморфизм (около 5,5-7,5 кбар) является частью метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. При прогрессивном метаморфизме возрастает титанистость биотита, зеленая роговая обманка сменяется бурой, микроклин переходит в ортоклаз, появляется моноклинный, а затем и ромбический пироксен. Метаморфические зоны имеют сложнопостроенные, нередко тектонизированные границы. Радиологические датировки, полученные в районе оз. Тулос U-Pb методом и Pb-Pb методом (Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Доклады РАН, 1996), в среднем составляют около 2,65 млрд лет.

Большинство выделяют две зоны метаморфизма. в супракрустальных комплексах, в позднеархейской региональной метаморфической зональности Карельской гранит-зеленокаменной области по режиму давлений. Первая из них (Восточно-Карельская) включает Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс. Для этого района характерен сравнительно однородный зеленосланцевый метаморфизм умеренных давлений (Корсакова М. А. и др. Объяснительная записка, 1985). Вторая зона охватывает центральную, западную и южную части Карельской гранит-зеленокаменной области (Гимольско-Костомукшский и Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменные пояса, а также структуры Восточной Финляндии). Здесь позднеархейские осадочно-вулканогенные породы испытали зональный метаморфизм андалузитового типа в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций (Яковлева В. В., Объяснительная записка, 1965). Режим пониженных давлений надежно фиксируется по информативным парагенезисам с андалузитом, куммингтонитом, кордиеритом, а также данным термобарометрии. P-T параметры преобразований обычно отчетливо увеличиваются к периферическим частям зеленокаменных структур. Изограды метаморфизма и фронт гранитизации конформны общим контурам зеленокаменных структур, уровень метаморфизма заметно повышается в северо-западном направлении (Максимов А. В., Богданов Ю. Б, 2016) и возрастает контрастность метаморфической зональности в пределах зеленокаменных структур. Лопийский метаморфизм завершается формированием средне-низкотемпературных метасоматитов, разрозненные радиологические датировки по которым попадают в очень широкий интервал - 2860-2515 млн лет. Вероятно, что выделенные этапы регионального лопийского метаморфизма соответствуют формированию разновозрастных генераций зеленокаменных поясов.

Часть Южного Беломорья, представляющая собой часть зоны сочленения с породами Беломорского пояса., характеризуется условиями позднеархейского

высокотемпературного амфиболитового метаморфизма повышенных давлений, сложена преимущественно гранито-гнейсами при отсутствии реликтов древних гранулитов.

### **Свекофеннский тектоно-метаморфический цикл (палеопротерозой)**

Палеопротерозойские осадочно-вулканогенные породы на территории Карелии метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-хлоритовой и мусковит-хлорит-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации. В центральной части синкликорных прогибов иногда сохраняются парагенезисы пренит-пумпллиитовой фации (Онежский прогиб), а в их краевых частях достигались условия эпидот-амфиболитовой фации. Для свекофеннского метаморфизма Карельского геоблока определяются условия низких или умеренных давлений андалузитового типа с локально проявленными приразломными зонами кианитового метаморфизма (Корсакова М. А. и др. Объяснительная записка, 1985). Нижнепротерозойские породы прогибов Центральной Карелии были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации низких давлений (400-500°C, 2-3 кбар). В узких зонах складчато-разрывных дислокаций, где фиксируются повышенные давления, в Западной Карелии нередко обнаруживается кианит, иногда в полосах мощностью в десятки и первые сотни метров. Возрастной интервал свекофеннского метаморфизма можно оценить сравнительно точно (1,8 – 1,9 млрд лет), однако на территории Карельского кратона геохронологическая изученность метаморфических процессов остается недостаточной.

Свекофеннский метаморфизм Северного Приладожья рассматривается как классический пример проявления высокоградиентной метаморфической зональности. P-T условия метаморфизма увеличиваются в южном и юго-западном направлениях.

В Северном Приладожье раннедокембрийские породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фаціальная серия), южнее условия метаморфизма достигают гранулитовой фации. В последние годы предлагается выделять в Приладожье два крупных блока земной коры с различной геологической историей. Северо-Приладожский блок (зона Раахе-Ладога) характеризуется прогрессивной метаморфической зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В Свекофенском тектоническом районе широко проявлен сравнительно однородный ультраметаморфизм с наложением парагенезисов амфиболитовой фации на гранулиты умеренных давлений (до 750-850°C и 5-7 кбар) при интенсивно проявленной мигматизации (Задорожный И. М., «Отчет о групповой геологической съемке...», 1988).

В северной части зоны сочленения Свекофеннского пояса и Карельского кратона-

Раахе -Ладога в районе оз. Янисярви фрагментарно сохранились породы фации зеленых сланцев. Породы зеленосланцевой фации представлены переслаивающимися метапесчаниками и метаалевролитами с характерным выдержанным парагенезисом биотит-мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварц. Южнее они сменяются гранат-биотитовыми, гранат-ставролитовыми, андалузитовыми сланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Альмандиновый гранат и ставролит образуются приблизительно при одинаковой температуре, их изограды пространственно сближены. Условия метаморфизма отвечают интервалу температур 460-510<sup>0</sup>С при давлении 2,5-3,5 кбар, что соответствует низкотемпературной части ставролитовой зоны. Дальнейшее возрастание степени метаморфизма фиксируется полосой андалузит-биотит- мусковитовых сланцев.

И, наконец, у побережья Ладожского озера фиксируется первое появление волокнистого силлиманита (фибролита), что соответствует переходу к силлиманит-биотит-мусковитовой субфации при Т- 650<sup>0</sup>С и Р- 4,5кбар. В зоне этой субфации появляются первые мигматиты. Юго-западнее г. Сортавала распространены наиболее высокотемпературные образования амфиболитовой фации: гранат-кордиерит-ортоклазовые и силлиманит-ортоклазовые гнейсы (Задорожный И. М., «Отчет о групповой геологической съемке...», 1988). Переход к гранулитовой фации отмечается появлением ортопироксена в основных породах. Субконформный характер метаморфической зональности нарушается субмеридиональной зоной дислокаций Янисярви-Ляскеля, где наблюдается снижение степени метаморфизма до уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Таким образом, в зоне сочленения Свекофеннского метаморфического пояса и Карельского кратона породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), а южнее условия метаморфизма локально достигают условий гранулитовой фации (Котова Л. Н., 1993). Возраст метаморфизма на смежной территории Финляндии оценивается в 1800-1833 млн лет.

В Свекофеннском тектоническом районе широко проявлен сравнительно однородный ультраметаморфизм с наложением парагенезисов амфиболитовой фации на гранулиты умеренных давлений (до 750-850<sup>0</sup>С и 5-7 кбар) при интенсивно проявленной мигматизации.

## **Рифейский тектоно-метаморфический цикл**

Метаморфизм рифейского возраста на территории региона (Ладожский грабен, пос. Салми, месторождение Карку) достигает лишь самых низкотемпературных (цеолитовых) ступеней и в настоящее время остаётся недостаточно изученным. В ряде случаев преобразование позднепротерозойских осадочных пород остаётся на уровне катагенеза.

Таким образом, метаморфическая история докембрийских пород на территории Карельского региона отличается большой сложностью, обусловленной региональной зональностью, полистадийностью каждого из тектоно-метаморфических циклов и полиметаморфизмом. Поэтому на схематической карте метаморфизма и метасоматоза показаны пространственные соотношения метаморфизма разного возраста и фациальных условий.

### **1.3 Метасоматоз**

На территории Карелии известны метасоматические образования различного происхождения. В литературе описывались разнообразные по составу метасоматиты, связанные с метаморфизмом, вулканизмом и гранитным магматизмом. Кроме того, известны “автономные” метасоматические породы, не проявляющие связи с какими-либо метаморфическими событиями или магматическими и вулканическими породами. К регионально проявленным из вышеперечисленных можно отнести только метаморфогенные метасоматиты. Данные образования к настоящему времени исследованы наиболее детально и пользуются наибольшим распространением на территории Карелии. Поскольку метасоматические породы маркируют регрессивные (заключительные) этапы регионального метаморфизма, они нередко являются репером окончания тектоно-метаморфического цикла и минеральным индикатором его условий. В настоящее время выделяются четыре периода интенсивной метасоматической активности: позднеархейский (позднеребольский, 2,7-2,6 млрд лет), два раннепротерозойских (ранне- и позднесвекофенские, около 1,90 и 1,76 млрд лет соответственно), а также позднепротерозойский (1,15-1,05 млрд лет).

Регионально распространенные докембрийские метасоматиты на исследованной территории обладают признаками метаморфогенного происхождения (Глебовицкий В.А., 1996). Их геологическая позиция определяется заключительными регрессивными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов мигрировали крупные объемы высокоминерализованных флюидов. В пределах этих зон содержание метасоматитов возрастает на 1-2 порядка, они образуют многочисленные линейно-вытянутые, часто кулисообразные тела, густой сетью “пропитывающие” вмещающие их

породы. Нередко к этим же тектоническим зонам приурочен интенсивный аллохимический порфиробластез, разнообразный по своему минеральному составу (амфиболы, гранат, ставролит, карбонаты, слюды и полевые шпаты). Наиболее часто это проявлено в образовании крупно- и даже гигантозернитых амфиболовых, гранатовых, ставролитовых, хлоритовых и слюдистых пород.

Результаты определения возраста метасоматитов и сопоставление изотопно-геохронологических данных, полученных различными методами (SHRIMP-II (циркон), ID-TIMS (монацит, гранат), Pb-LS (гранат, апатит), а также Rb-Sr (порода в целом, слюды) и Sm-Nd (гранат, порода в целом)) позволяют уточнить время закрытия различных изотопных систем в метасоматических комплексах. Это дает возможность проводить региональную корреляцию данных образований, за основу которой было принято локальное U-Pb датирование по цирконам.

Метасоматиты разделяются на группы фаций по щелочности-кислотности (кислотные, основные, щелочные) и температуре (высоко-, средне- и низкотемпературные). Кроме того, высоко-среднетемпературные фации различаются по режиму повышенных или пониженных давлений (Буслович А. Л., Лутковская О. А, 1988).

### **Минеральные типы метасоматитов**

Минеральные типы метасоматитов региона отличаются большим разнообразием минерального состава и связанной с ними полезной минерализации. *Высокотемпературные* метасоматиты характерны для зон гранулитового метаморфизма и поэтому на территории Карелии проявлены сравнительно слабо (Миллер Ю. В, 1988). Так известны кордиерит-силлиманит-кварцевые метасоматиты по гранулитам Свеккофеннского метамофического пояса (Яковлева В. В., 1965).

К *среднетемпературным* отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма до начала процессов ультраметаморфизма и гранитизации (т. е. не более 620-650°C). В условиях амфиболитовой фации повышенных давлений широко распространены среднетемпературные метасоматиты повышенных давлений состава кварц-плаггиоклаз-кианит-гранат-ставролит-роговая обманка, для которых было предложено общее название «хизовариты» (Негруца В. З., 1971). На территории региона такие породы известны лишь в узких зонах повышенных давлений (Западная Карелия), в которых локально формировались зоны кианитовых метасоматитов.

При метаморфизме низких и умеренных давлений, характерном для Карельской гранит-зеленокаменной области, в условиях средних температур образовывались



метасоматиты - скёли. Скёли - это кварцитовидные рудоносные или рудосопровождающие породы с гранатом, кордиеритом, ромбическими амфиболами, андалузитом, ставролитом и другими минералами. На территории Карельского региона выделяются скёли как основного (преимущественно ставролит-кордиерит-амфиболового), так и среднего и кислого (плагноклаз-биотит-ставролитового, гранат-андалузит-кварцевого) состава.

В среднетемпературную группу также входят гранатовые, амфиболовые и другие метасоматиты, которые могут формироваться при различном режиме давлений. Частично они включают в свой состав фации, переходные к низкотемпературным образованиям (например, хлоритсодержащие). Особо следует отметить группу скарноидов, в состав которой входят различные средне-низкотемпературные породы, в том числе карбонатные фации с диопсидом, актинолитом (тремолитом), скаполитом и апатитом.

Среднетемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты преобладают в гнейсо-гранитных ареалах и характерны для субстрата, бедного основаниями. Известны такие породы как позднеархейского, так и раннепротерозойского возраста. В данную группу входят сравнительно однообразные по составу среднетемпературные породы, сложенные в различных соотношениях микроклином, олигоклазом (альбитом) и кварцем. В подчиненных количествах могут присутствовать щелочные амфиболы и турмалин.

К *низкотемпературным* отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях, не превышающих верхнюю температурную границу зеленосланцевой фации. В этих условиях (около 450-470°C) из состава метасоматитов исчезают гранат и глиноземистые амфиболы, главным темноцветным минералом становится хлорит. Для низкотемпературных метасоматитов типично присутствие карбонатов, хотя бы в небольших количествах. Среди данных пород выделяются следующие главные типы.

Пропилиты являются наиболее распространенными метасоматическими породами Карелии. Особенно широко они развиты по слабометаморфизованным метабазитам, но могут быть проявлены по породам практически любого состава и в широком интервале температур. Типоморфным минералом пропилитов является хлорит, с которым тесно ассоциируют эпидот-клиноцоизит, биотит, актинолит, реже тальк. Данные минералы нередко образуют моно- и биминеральные зоны метасоматических колонок в различных сочетаниях (т. е. собственные фации), которые многие исследователи также относят к пропилитам.

Березиты. Низкотемпературные мусковитовые метасоматиты обнаруживаются практически во всех геологических структурах Карелии, начиная от зон слабой мусковитизации до крупных тел мощностью в первые десятки метров. В большинстве

случаев березиты сопровождаются сингенетичной сульфидной минерализацией (в основном пирит или пирротин). Еще более важно, что березиты являются благоприятной средой для локализации богатых сульфидных руд наложенного типа, которые формируются несколько позже березитизации. К березитам можно отнести и специфические метасоматиты Онежской структуры с хромовыми, литиевыми и ванадиевыми светлыми слюдами (космозериты).

Листвениты. В настоящее время под лиственитами обычно понимают все низкотемпературные карбонатные метасоматиты, сформировавшиеся в условиях повышенной углекислотности. В Карелии такие породы наиболее распространены в районе Ветреного Пояса, а также в Онежской структуре. Чем выше углекислотность флюидно-метасоматической системы, тем раньше проявляются листвениты в общей последовательности образования метасоматических пород.

Альбититы. К альбититам относят низкотемпературные метасоматиты, главным минералом которых является альбит, обычно ассоциирующий с биотитом, хлоритом, карбонатом, кварцем, иногда с рибекитом и турмалином. Наиболее широко альбититы проявлены в районе Заонежского полуострова, а также в значительных объемах проявления альбитизации отмечались в районах Ветреного пояса и Гимольской структуры.

Нижеуказанные типы метасоматитов занимают подчиненное положение.

Серпентиниты. Серпентиновые метасоматиты выделены в отдельную группу в связи со специфичностью их состава, обусловленного карбонатным или ультраосновным субстратом. В подчиненных количествах присутствуют тальк, актинолит, карбонат, рудные минералы. Серпентиниты иногда представляют собой комплексное Ni-Mg сырье, известное под названием “кемиститы”. Серпентиниты нередко сменяют пропилиты по простиранию зон, являясь их аналогами по высокомагнезиальным и низкокремнистым породам. В серпентинитах интенсивно проявлены разнообразные коррозионные структуры замещения, свидетельствующие не только о крупномасштабной гидратации пород, но и о значительном изменении их химического состава.

Щелочноамфибол-асбестовые и асбестовые метасоматиты широко распространены в северо-восточном Заонежье (район пос. Повенец). Эти породы еще недостаточно детально изучены, но уже сейчас считается, что они образуют крупные, возможно, уникальные месторождения (Максимов А. В., Богданов Ю. Б., 2016). Волокнистый амфибол в основном представлен рибекитом в ассоциации с альбитом и доломитом. Мощность кулисообразных субпараллельных тел достигает десятков и сотен метров при протяженности отдельных тел до 5-10 км (Максимов А. В., Богданов Ю. Б., 2016).

Щелочноамфибол-асбестовые метасоматиты проявлены по терригенно-карбонатному субстрату, ассоциируют с хлорит-тальковыми и альбит-карбонатными метасоматитами, возможно, также с аргиллизитами. Данные образования существенно отличаются от проявлений альбититов с щелочными амфиболами и включены в группу лиственитов.

Не менее широко распространены хризотил- и актинолит-асбестовые породы Ветреного пояса, которые не образуют крупных тел. В большинстве случаев эти породы относятся к группе серпентиновых метасоматитов.

Турмалиниты представлены как кислотными (tu+q), так и основными (cl+tu, ac+ep+tu и др.) разновидностями. Нередко они ассоциируют с гранитоидными или кварц-полевошпатовыми жилами. В Онежской структуре турмалиниты отмечались в “эруптивных трубках”, где они “цементируют” гранитные или диабазовые округлые реликты (псевдобрекчии). Севернее пос. Гирвас отмечались крупные турмалиновые “солнца” в ассоциации с эпидозитами и тремолит-тальковыми метасоматитами по ятулийским metabазальтам (Бушмин С. А., 1989). Происхождение и геологическая позиция данных пород остаются слабо изученными. Высказывались мнения о связи турмалинитов Карелии с ятулийским основным вулканизмом или кислым магматизмом.

Аргиллизиты. В Карелии известно не менее пяти проявлений аргиллизитов. К ним, в частности, относят каолиновое месторождение Пролонваара (Кратц К.О. 1983) и кварц-каолиновые метасоматиты Онежской структуры. Поскольку глубокий уровень современного эрозионного среза не позволяет предполагать значимой сохранности самых низкотемпературных разновидностей метасоматитов, проявления аргиллизитов на Балтийском щите очень редки.

Гумбеиты, т. е. низкотемпературные калишпатовые метасоматические породы, в Карелии представлены редкими находками. К ним относятся адуляровые породы на Ветреном поясе и калишпатовые метасоматиты по кварцитопесчаникам месторождения Воронов Бор, а также, по-видимому, адуляровые жилы Онежской структуры (Глебовицкий В.А, 1991).

Хлоритоидные метасоматиты, тесно ассоциирующие с пропилитами, описывались в Сумозерско-Кенозерском и Южно-Выгозерском зеленокаменных поясах. У хлоритоида сравнительно узкий температурный интервал устойчивости, для образования этого минерала необходимы условия низкой активности щелочей и высокая железистость породы.

Флюоритовые метасоматиты. В настоящее время в Карелии известно лишь несколько примеров метасоматитов вне гранитоидов, в которых флюорит является порообразующим минералом. Рудопроявление Калливолампи (Бушмин С. А., 1989)

расположено на западном фланге Онежской структуры южнее пос. Эльмус. Зона флюорит-альбитовых пород с содержанием флюорита около 10-25 % обрамляет линзу розовых мономинеральных альбититов. Метасоматиты сформировались по нижнепротерозойским полимиктовым конгломератам и не проявляют связи с какими-либо магматическими или вулканическими породами. Данные метасоматиты включены в группу альбититов.

Скаполитовые метасоматиты. В значительных количествах скаполит отмечался в карбонатных метасоматитах Северного Приладожья, в Рыбозерской структуре и на некоторых других объектах. Данные метасоматиты условно включены в группу лиственитов, однако некоторые скаполитовые породы, по-видимому, относятся к среднетемпературным скарнам и скарноподобным метасоматитам.

К магматогенным метасоматитам можно отнести грейзены и скарны, фениты, а также некоторые разновидности пропилитов, березитов и альбититов, подвергшихся метаморфизму и распространенных сравнительно локально.

### **Метасоматические комплексы**

Одной из важнейших особенностей метасоматитов является изменчивость условий минералообразования, связанная с остыванием флюидов во время их миграции и закономерным изменением их состава и кислотности. Вследствие этого в ходе метасоматоза обычно формируется не единственная фация, а последовательность фаций, значительно различающихся по составу, отражающих гидротермальный (гидротермально-метасоматический) цикл. В случае полнопроявленного цикла ранние фации обычно формировались в высоко-среднетемпературных условиях, а поздние - в низкотемпературных.

В этой последовательности выделяют раннюю кислотную, раннюю основную, позднюю кислотную и позднюю основную (щелочную) стадии гидротермального цикла. Под метасоматическим комплексом понимается естественная зональная ассоциация основных, кислотных и щелочных метасоматитов одного цикла развития метасоматической системы. В Карелии распространены политермальные комплексы с закономерным изменением температуры от зоны к зоне. Метасоматический комплекс имеет собственное название, отражающее его географическое положение, петрографический состав и время проявления метасоматоза.

На территории региона метасоматиты входят в состав пяти метасоматических комплексов, существенно различающихся по составу, рудоносности и последовательности образования пород.

## **Региональные зоны проявления метасоматоза**

Участки наибольшей концентрации метасоматитов приурочены к крупным тектоническим структурам, контролировавшим пути миграции флюидных потоков. Большинство зон локализации метасоматитов совпадает с разломами. Фациальный состав метасоматических комплексов, простирание зон, их насыщенность метасоматическими объектами - имеют важное значение для оценки металлогенического потенциала докембрия Карельского региона.

Метасоматоз в условиях повышенных давлений способствует увеличению кислотности, при резком сбросе давлений (декомпрессия) - резко увеличивается щелочность и т. д. Поскольку интенсивность рудообразования во многом зависит от контрастности проявления предварительного рассеяния полезных компонентов и их последующей концентрации, тренды изменения P-T условий при метаморфизме и метасоматозе имеют важное металлогеническое значение. Например, альбититы в Карелии являются рудоносными только в ассоциации с предшествующими березитами и последующими лиственитами.

По соотношению оруденения и метасоматоза можно выделить три группы рудных объектов. К первой относятся объекты, в которых основная масса рудного вещества была сформирована до начала метасоматических изменений. В ходе метасоматоза изменяются только структурно-текстурные особенности руд без изменений минерального состава, масштаб переноса рудообразующих элементов минимален. Источником оруденения являются, как правило, только вмещающие породы.

Вторая группа представлена рудными объектами, в которых наряду с дометасоматическими рудами большое значение имеют руды, сформированные в ходе метасоматических процессов. В этом случае изменяются как структуры и текстуры руд, так и их минеральный состав, масштабы переноса рудного вещества увеличиваются, оруденение становится поликомпонентным.

В третью группу входят рудопроявления и месторождения, полностью сформированные в процессе метасоматоза. Для рудных полей этого типа характерны протяженные и мощные метасоматические постройки, поликомпонентное оруденение (нередко геохимически контрастное), значительные масштабы переноса рудного вещества, множественные источники рудообразующих элементов.

## ГЛАВА 2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

### 2.1. Sr-Nd изотопные исследования

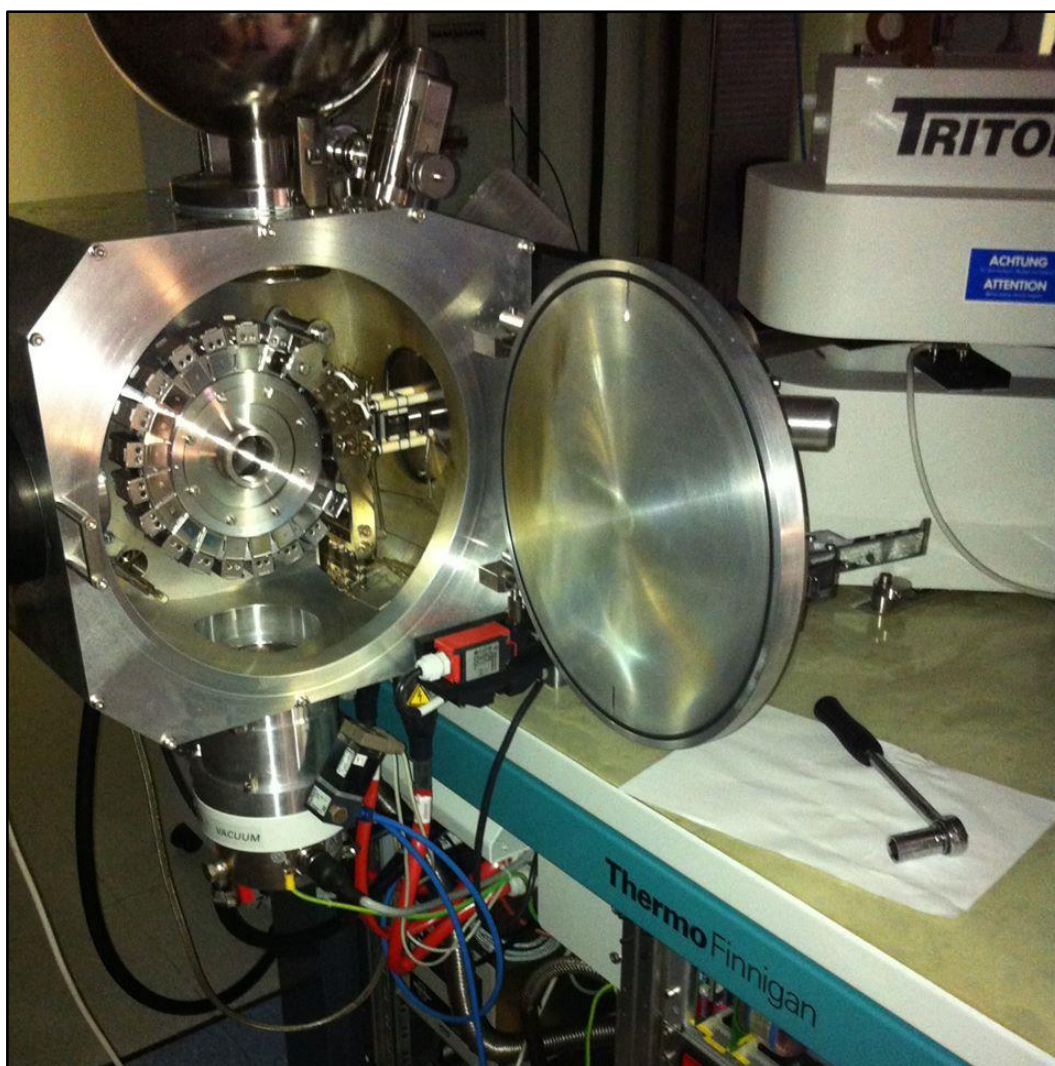
Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимическое исследование образцов (карбонатов) осуществлялось при помощи термоионизационного мультиколлекторного масс-спектрометра ThermoQuest Finnigan MAT TRITON TI (погрешность определения параметров Rb-Sr и Sm-Nd систем не хуже 0,001%), в Центре Изотопных Исследований, ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Краткое описание процедуры анализа: Анализ Rb-Sr и Sm-Nd систем карбонатов производили с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций рубидия, стронция, самария и неодима. Для этого в предварительно растертые навески проб добавляли взвешенные количества растворов смешанных индикаторов  $^{87}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . (использованные содержания приведены в главе 4) Затем подготовленные таким образом пробы разлагали в слабых кислотах (азотной и соляной). *Использование слабых кислот было необходимым для того, чтобы разложился только карбонат. Обычно используются более сильная плавиковая кислота.* Выделение стронция для изотопного анализа производилось путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8. Выделение самария и неодима для изотопного анализа производилось в две ступени. Первая – катионообменная хроматография на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Вторая – экстракционная хроматография с использованием жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тефлоновом носителе.

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на девятиколлекторном масс-спектрометре Triton в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$  в международном изотопном стандарте BCR-1. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производится при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$ . Нормализованные отношения приводятся к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm, Nd составляет 0.5%. Уровень холостого опыта обычно составляет 30pg для Rb, 30pg для Sr, 30pg для Sm и 70pg для Nd.

Вычисление первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  исследованных пород осуществлялось по программе ISOPLOT (Ludwig, 1999), с использованием следующих

значений констант:  $\lambda_{87\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_{147\text{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0.512636$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0.1967$ . При расчетах вводились следующие значения погрешностей определения Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0.5% - для отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , 0.5% - для отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , 0.033 - для отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 0.005% - для отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Определение параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  производилось с точностью  $\pm 0.5$ . Это соответствует уровню воспроизводимости результатов Rb-Sr и Sm-Nd анализов в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ».

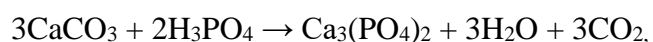


Finnigan MAT TRITON TI (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Отобрать на 100% карбонатные монофракции из пород после их дробления, сепарации, представляется достаточно трудной задачей. В каждой отобранной фракции карбонатов, после процесса доочистки, в малой доле могут присутствовать (и сохранятся) различные минералы, по причинам крайне малого размера зерен включений, либо схожести по внешним признакам. Необходимым условием, было избежать растворения сопутствующих карбонатам недоочищенных минеральных включений в навеске пробы, а также их последующей гомогенизации. Последствия гомогенизации изотопного состава растворенных минералов, приведут к неправильным (иногда даже неправдоподобным) результатам изотопных измерений и расчетам, которые в свою очередь, будут трактоваться неправильно, либо вообще не нести никакого геологического и геохимического смысла. Учитывая выше сказанное и последствия неправильного подхода, разложение карбонатов проводили в слабых кислотах (соляной и азотной – обосновывается химическими особенностями и свойствами выделяемых элементов). Полученный осадок, после воздействия кислотами, в нескольких заведомо минерально-неоднородных навесках, явился результатом разложения только карбоната из навески. Вместе с тем, некоторые образцы, разложились полностью (без видимого остатка), что может указывать, на первоначально «чистую» мономинеральную навеску.

## 2.2 С-О изотопные исследования

Изотопный анализ углерода и кислорода в образцах осуществлялся в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по методике IRM-MS с помощью масс-спектрометра DELTA plus XL, снабженного препаративной приставкой Gasbench (аппаратура производства фирмы ThermoFinnigan). В препаративной установке навеска истертого образца ~ 0,5 мг(карбоната) помещалась в герметичный сосуд в атмосфере He, заливалась безводной ортофосфорной кислотой (105%), выдерживалась не менее 2-х часов при 72°C, до завершения реакции:



а затем полученный  $\text{CO}_2$  поступал в масс-спектрометр, в котором определялось соотношение изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Стандарт КН-2 (limestone,  $\delta^{13}\text{C} = +1.97 \pm 0.09\text{‰}_{\text{PDB}}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = +27.81 \pm 0.13\text{‰}_{\text{VSMOW}}$  или  $-2.96 \pm 0.13\text{‰}_{\text{PDB}}$ ).



Результаты измерения представляются в виде величины  $\delta^{13}\text{C}$  [ $\delta^{18}\text{O}$ ](в единицах промилле - ‰) – смещении указанного отношения в образце относительно международного стандарта PDB, рассчитываемого по формуле:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left\{ \left[ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{образец}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{стандарт}}} \right] - 1 \right\} \times 1000.$$

$$[\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left\{ \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{образец}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{стандарт}}} \right] - 1 \right\} \times 1000].$$

Все значения изотопных отношений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , представлены в виде их смещений ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ) относительно стандарта PDB(или VSMOW). Ошибка измерений ( $1\sigma$ ) находилась в пределах (0,1-0,2)‰ для углерода и (0,1-0,3)‰ для кислорода.



DELTA plus XL (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

### **ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕДРОЛАМПИ И ПОРОД СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ (ЭЛЬМУССКОЙ ПЛОЩАДИ)**

В данной главе в основе описания геологии месторождения Педролампи и прилегающих территорий (Эльмусской площади), были использованы материалы по ранее проведенным и опубликованным работам Кулешевича Л. В., Лаврова О. Б. «Месторождение Педролампи...2007» и др., а также использована общая информация о типах руд и минералогии рудных объектов изучаемой территории, полученная геологическими научно-исследовательскими организациями – ВСЕГЕИ, ИГГД РАН, СПбГУ, ИГ КарНЦ и др. в ходе их изучения за последние годы.

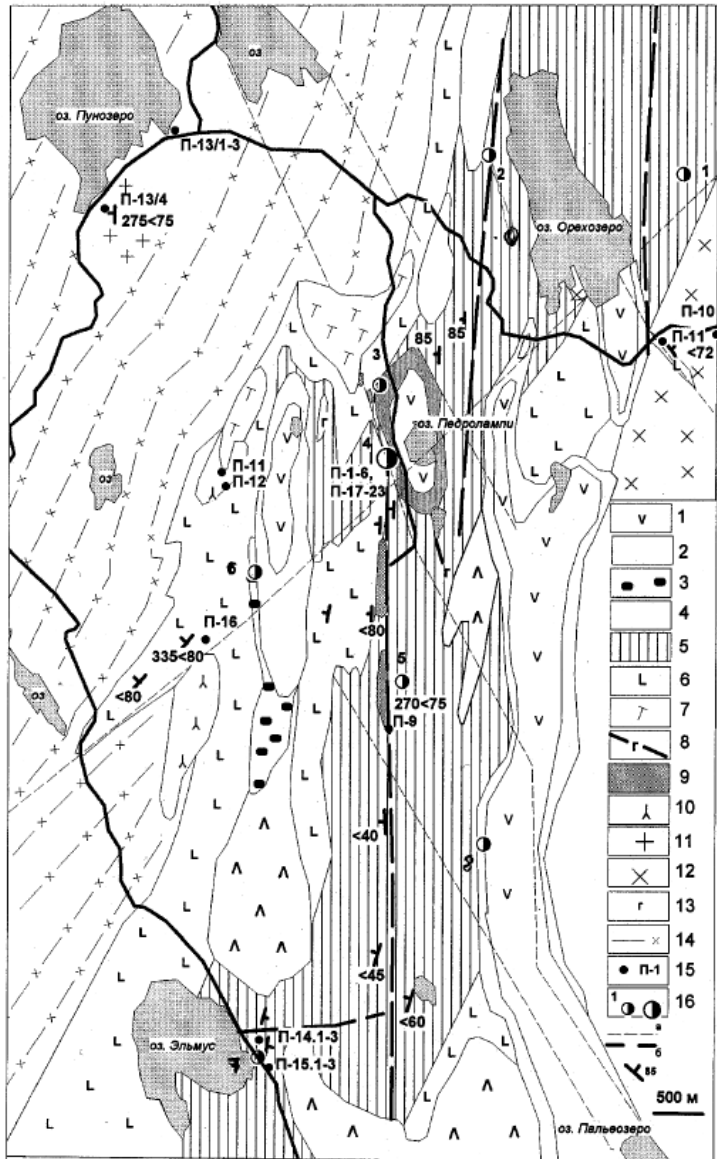
#### **Геологическое строение Эльмусской площади и участка Педролампи**

Эльмусская площадь входит в состав Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса. В этой структуре в лопийском комплексе пород известны серноколчеданные, полиметаллические, сульфидные никелевые (Педро-ручей), золоторудные проявления и месторождение золота Педролампи (рис. 3). На южном и западном продолжении зеленокаменных толщ в Койкарской и Семченской лопийских структурах расположены небольшие проявления золота и колчеданных руд. В юговосточной части площади в ореоле Карташинского гранитного массива известны молибден-редкометалльные проявления.

В геологическом строении Эльмусской площади принимают участие архейские и протерозойские образования (рис. 3). Породы лопийского комплекса прослеживаются от Койкарской структуры до Семчеозера и имеют субмеридиональное простирание (аз. пр. 0–20°) и крутое падение к востоку или западу. Южнее пос. Эльмус толщи разворачиваются и в субширотном направлении прослеживаются в Семченской структуре. Протерозойские структуры имеют синклинальное строение, северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением крыльев. Протерозойские образования представлены сумийско-сариолийскими и ятулийскими отложениями. В региональном плане в пределах площади установлены субмеридиональные и субширотные сдвиги позднеархейского возраста. Эти региональные деформации в целом определили заложение позднеархейских бассейнов и совместно с северо-западной тектоникой – формирование протерозойских интракратонных синклинальных структур в пределах рассматриваемой площади.

Постъятулийские сдвиговые деформации в пределах площади имеют доминирующее северо-западное простирание, к этим зонам приурочены дайки габбро-диабазов. Семчереченская свита лопийского комплекса представлена метабазами и их туфами. Широкие магнитные аномалии, выделяемые в северо-западной части площади, связаны с коматиитами и интрузивными ультрабазами. В средней части разреза залегают кислые и средние вулканогенно-осадочные образования бергаульской свиты – полосчатые и агломератовые туфы и вулканиты, представленные кварц-карбонат-слюдисто-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми и углеродсодержащими сланцами с прослоями вкрапленных и массивных колчеданных руд. В верхней части разреза Эльмусской структуры развиты метапесчаники, граувакки, полимиктовые конгломераты с обломками различных пород, подобные выделяемым в Койкарской структуре. Слабоокатанные гальки в составе конгломератов участка Педролампи имеют разный размер от 1 до 10 см, глыбы до 1,5 м, и представлены кислыми породами, туфами, риодацит-порфирами, кварцем, цемент в них карбонат-хлорит-серицитовый.

Породы лопийского комплекса перекрываются метаандезибазами и туфами сариолийского надгоризонта кумсинской свиты, полимиктовыми конгломератами и туфопесчаниками пальеозерской свиты, образующими синклинальные структуры. Выше залегают ятулийские отложения – кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники янгозерской и медвежьегорской свит, чередующиеся с основными вулканитами и терригенно-карбонатными отложениями туломозерской свиты. Ятулийские отложения с несогласием перекрывают как сумийско-сариолийские, так и лопийские толщи. Протерозойские структуры наиболее хорошо выделяются в строении магнитного поля



**Рис. 3. Схема геологического строения Эльмусской площади** (составлена на основе карт из отчетов: Сиваев, Горошко, 1982; Новиков, 1997)

Ятулийский комплекс: 1 – кварциты и метабазалты ( $PR_1 jt_2$ ), 2 – кварцевые конгломераты и метабазалты ( $PR_1 jt_1$ ). Сарюлийский комплекс: 3 – полимиктовые конгломераты, 4 – метаандезито-базалты. Лопийский комплекс: 5 – сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты бергаульской свиты, 6 – метабазалты, 7 – метакоматииты, отчасти сланцы по интрузивным ультрабазитам. Интрузивные тела: 8 – дайки габбро-диабазов ( $PR_1$ ); 9 – альбитизированные граниты (Талпус), 10 – субшелочные граниты, сиениты, 11 – К-граниты, 12 – диориты, гранодиориты, 13 – габбро ( $AR_2$ ), 14 – гранито-гнейсы нерасчлененные. 15 – места отбора образцов и их номера. 16 – проявления и месторождения (более крупные) золота: 1 – В. Орехозеро, 2 – 3. Орехозеро, 3 – Кянюшельга, 4 – Педролампи, 5 – Талпус, 6 – С-107, 7 – Эльмус, 8 – Пальеозерское. 17 – тектонические зоны: а – протерозойские, б – позднеархейские, 18 – элементы залегания

### Магматизм

Лопийские образования прорываются интрузивными телами габбро-пироксенитов, диоритами, синорогенными Na-Ca дайками и массивами, позднеорогенными Na-K-гранитами, мигматит-гранитами, а также гранитами Карташинского массива. Синорогенные граниты имеют гнейсовидность СВВ или СЗ простирания, совпадающую со сланцеватостью во вмещающих толщах, и являются синскладчатыми. Комплекс карташинских средне и крупнозернистых гранитов сечет смятые и метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации вмещающие толщи. Протерозойские дайки габброидов прорывают лопийские и ятулийские толщи и имеют СЗ простирание.

## Вулканогенный и дайковый комплексы

Метабазальты и туфы семчереченской свиты имеют альбит-хлорит-эпидот-амфиболовый состав. По своему химическому составу метабазаьты участка Педролампи – это толеиты (согласно Кулешевич, Лавров, 2007). Метаандезибазаьты и их туфы имеют светлый серо-зеленоватый цвет, полосчатые или линзовидно-полосчатые текстуры и кварц-хлорит-эпидот-плагиоклазовый состав. Метавулканиты представлены плагиоклазовыми порфиритами с повышенной глиноземистостью. Сланцы по туфам и милонитизированным породам основного состава имеют кварц-серицит-карбонат-хлоритовый.

Кислые метавулканиты и их туфы наиболее широко распространены в районе пос. Эльмус. Метариолиты имеют флюидальную и полосчатую текстуру, желтовато-серый цвет, содержат вкрапленники кварца и плагиоклаза. Для них характерно K-Na состав и низкая магнезиальность. В разрезе более распространены слоистые и агломератовые туфы, туффиты, субвулканические брекчии, углеродсодержащие сланцы. Вблизи Эльмусского вулканического центра широкое развитие имеют обломочные вулканические породы (взрывные брекчии). Кислые вулканиты подвержены интенсивной гидротермальной проработке (серицитизации и окварцеванию), содержат вкрапленность и прожилки сульфидов. Кислый дайковый комплекс в пределах площади представлен плагио- и кварц-плагиопорфирами. На участке Педролампи дайки тонкозернистых Na-плагиопорфиров пересекают смятые и рассланцованные метабазаьты и имеют субмеридиональное простирание. Однако в связи с тем, что вся толща совместно с дайками была милонитизирована и рассланцована, дайковый комплекс также был раздроблен и превращен в отдельные будины. При этом Na-плагиопорфиры (риодацитового состава) сохраняют свой массивный облик и порфировую структуру в отличие от рассланцованных метабазаьтов и туфов. Плагиопорфиры имеют существенно натриевую щелочность и низкий уровень всех микропримесей. Дайки K-Na-гранодиорит-порфиров секут вмещающие толщи южнее Орехозера и в районе устья ручья Педро при впадении его в Пунозеро. Порфировые вкрапленники представлены олигоклазом и кварцем. Дайка, вскрытая в устье ручья Педро, зональная: в центральной части порода имеет более лейкократовый (кварц-микроклин-плагиоклазовая) состав, в краевой – более меланократовая и содержит больше биотита. Плагиоклаз вкрапленников имеет обратную зональность, подчеркнутую образовавшимися по нему цоизитом и серицитом во внешней части. Основная масса мелкозернистая, состоит из кварца, альбита, микроклина (5–20%), биотита (5–15%) (Кулешевич, Лавров 2007). Микроклин выделяется в интерстициях. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, из вторичных минералов

наиболее распространены мусковит, эпидот, карбонат, хлорит, сфен, приуроченные к метасоматически измененным эндоконтактовым частям дайки. В экзоконтакте вмещающие породы превращены в амфибол-биотитовые метасоматиты, в которых встречаются эпидот, апатит, сульфиды. К-Na порфиновые дайки отличаются от Na-порфиров более высокими количествами примесей редких щелочей (согласно Кулешевич, Лавров, 2007), что связано с присутствием калиевого полевого шпата и мусковита. Дайки, развитые южнее оз. Орехозеро, по содержанию главных петрогенных элементов ближе к лейкократовым гранит-порфирам руч. Талпус, имеют более низкую щелочность и магнезиальность .

#### Кислый интрузивный магматизм Эльмусской площади

Представлен массивами диоритов – грано-диоритов (ТТГ-комплекс), локально развитыми малыми телами лейкократовых Na-гранит-порфиров, Na-K-гранитами и мигматит-гранитами.

#### Локализация и характеристика золотого оруденения

На данной территории в настоящее время известны золоторудные проявления четырех основных геолого-генетических типов (Леонтьев и др., 1997; Минерально-сырьевая., 2005): 1 – вулканогенно-осадочные гидротермальные золотосодержащие колчеданные руды (проявление Талпус-2); 2 – вулканогенная гидротермальная вкрапленно-прожилковая золото-сульфидно-кварцевая минерализация, ассоциирующая с кислыми дайками, штокверковыми зонами и зонами дробления в кислых толщах (проявление Эльмус); 3 – гидротермальные вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые руды, ассоциирующие с метасоматитами зон сдвиговых деформаций (месторождение Педролампи и небольшие проявления); 4 – золото-медно-сульфидная минерализация, наложенная на ятулийские кварциты (проявление Кянюшельга).

В данной работе (в главе 4) были изучены породы (прожилково-полосчатые метасоматические породы «рудной зоны» и образец вмещающей породы) 3-го типа рудной минерализации, который можно отнести к золотосульфидно-кварцевому рудноформационному типу.

## **Рудоконтролирующие факторы и структуры.**

Основными рудоконтролирующими факторами, определяющими локализацию золоторудной минерализации, являются вещественный и структурный. К наиболее благоприятным вещественным комплексам относятся сульфидсодержащие горизонты среди лопийских толщ и прорывающие их дайки, и интрузивные тела кислого состава. Основные региональные деформации, выделяемые на территории центральной Карелии, находят отражение в строении Эльмусской площади, их можно рассматривать в качестве региональных рудоконтролирующих структур, определяющих заложение разновозрастных сдвиговых зон, рассланцевания и милонитизации пород. К ним относятся субмеридиональные, северо-западные и субширотные зоны сдвиговых деформаций.

1. Локализация рудопроявлений 1–2 типов в вулканогенно-осадочных толщах кислого-среднего состава, определяется прежде всего областями развития кислых и средних пород вблизи Эльмусского вулканического центра и, во-вторых, зонами рассланцевания на контактах даек, а также зависит от наложенных субмеридиональных зон рассланцевания, связанных с позднеархейским коллизионным этапом. Вблизи пос. Эльмус в серицитизированных кислых вулканитах развита штокверковая сульфиднокварцевая жильная система, сочетающая ССВ, субширотные и СЗ элементы. В среднем течении руч. Талпус и в районе оз. Орехозеро доминирует субмеридиональное рассланцевание пород.

2. Золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая вкрапленная и прожилковая минерализация 3 типа на участках В. Орехозеро, Педролампи и некоторых других приурочена к проницаемым зонам субмеридионального простирания. Субмеридиональные зоны определили заложение бассейнов сдвиговой природы (пулл-апарт), выполненных конгломератами, песчаниками, граувакками. Эти же зоны сопровождаются рассланцеванием, дроблением пород и интенсивными низкотемпературными изменениями на позднеархейском коллизионном этапе. Субширотные сдвиги определяют смещение меридиональных зон и относятся к безрудным.

3. Особое влияние на локализацию оруденения Эльмусской площади оказала система протерозойских северо-западных нарушений. Они обусловили заложение протерозойских структур и более поздние деформации СЗ простирания как в протерозойских, так и в лопийских толщах на свекофеннском коллизионном этапе. Эти шир-зоны прослеживаются от Онежской структуры в породы фундамента. К этому направлению приурочены дайки габбро-диабазов, низкотемпературные наложенные

изменения и медная минерализация в протерозойских толщах. На месторождении Педролампи по СЗ направлению правостороннего сдвига осуществлялся будинаж жил и к нему приурочена вторая генерация рудной (золото-серебро-медной) минерализации.

### **Золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды.**

Массивные и полосчатые вкрапленные колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды Эльмусской площади локализуются в вулканогенно-осадочной толще кислого-среднего состава бергаульской свиты, переслаивающейся с углеродсодержащими сланцами. Для колчеданных руд характерны в целом невысокие концентрации золота, в связи с чем они могут быть отнесены лишь к золотосодержащим проявлениям. Руды содержат пирит, пирротин, иногда арсенопирит, сфалерит, халькопирит, реже галенит, марказит, так же как на Семченском участке соседней структуры, где содержания золота иногда достигают 0,45–39,2 г/т (Семча) и сопровождаются повышенными концентрациями Zn, As, Pb и Ag (по данным КГЭ и С. И. Рыбакова). Рудные зоны сопровождаются широкими литохимическими ореолами. К данным типам золотосодержащих сульфидных руд относятся колчеданные и полиметаллические проявления Западное Орехозеро и ряд небольших объектов, выявленных по буровым работам КГЭ и ГПП «Невскгеология». На участке *Западное Орехозеро* тонковкрапленная сфалерит-галенитовая минерализация образует маломощный 1,5-метровый горизонт с содержанием сульфидов 7–10%. Содержание Pb в рудах составляет 0,02–0,2%, Zn 0,05–0,76%, Ag до 17,6 г/т, Au 0,2 г/т (Сиваев, Горошко, 1982). Более богатое золотосодержащее колчеданное рудное тело было вскрыто у ручья Талпус в кварц-альбит-карбонат-мусковит-хлоритовых сланцах (проявления Талпус-1 и 2). На участке *Талпус-2* прослой маломощных богатых массивных серноколчеданных руд был подсечен скважиной С-93 (интервал 28–31 м). Крутопадающее на запад под углом 70° маломощное богатое рудное тело представлено преимущественно пирротинном с незначительным количеством халькопирита и пирита (5–7%). Золото выделяется в виде пластинок размером 0,2–0,3 мм в нижней части рудного горизонта. Его максимальная концентрация достигает 4 г/т, средняя равна 3,2 г/т на трехметровый интервал мощности. Из микропримесей в рудах обнаружены Ag до 1 г/т и Co до 0,015%. В самородном золоте (Au 98,7%) обнаружены примеси Ag и Bi до 0,87%. Прогнозные ресурсы рудопроявления Талпус по категориям P1+P2 и средних содержаниях Au 3,04 г/т были оценены в 5 т (Сиваев, Горошко, 1982).

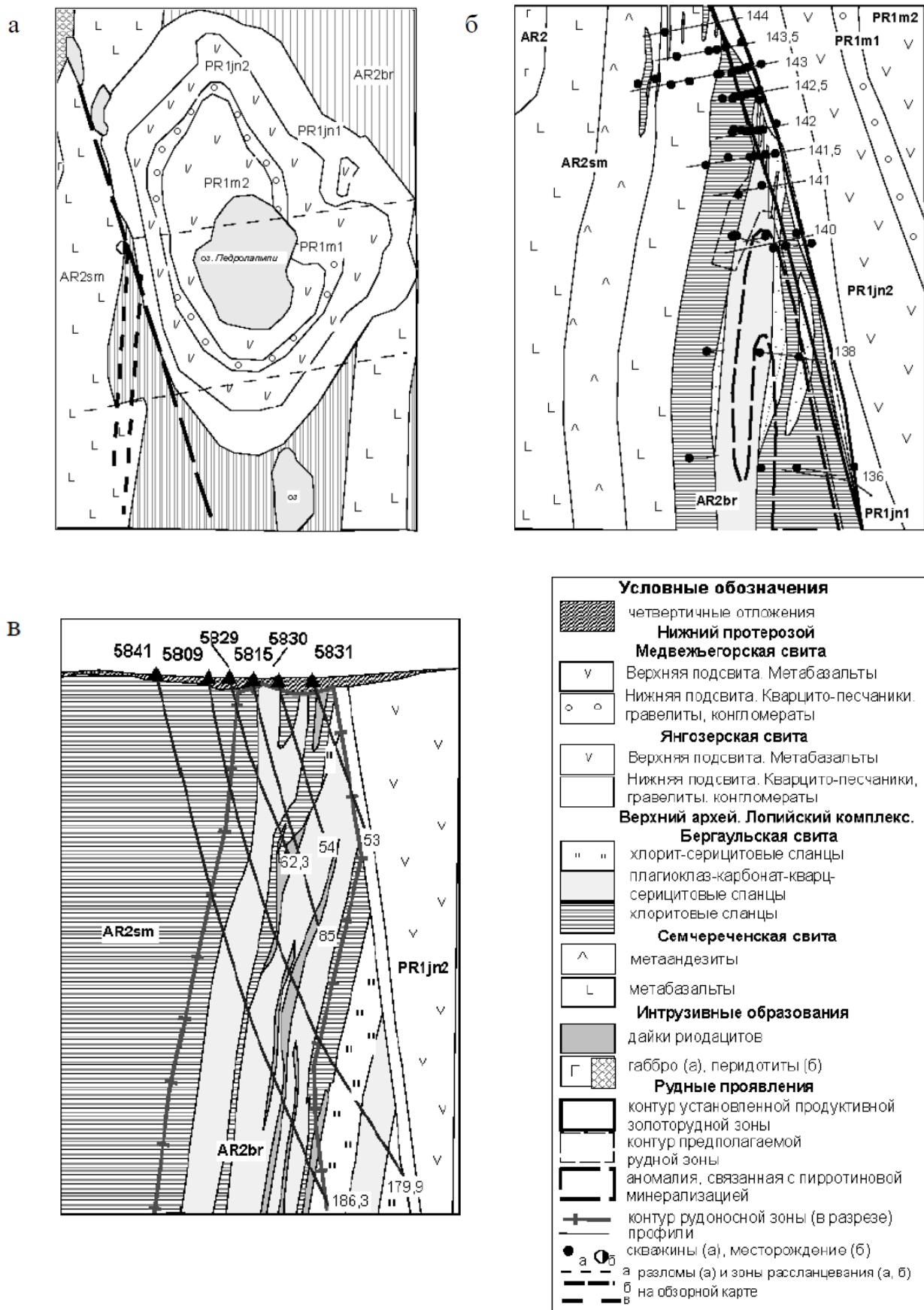


## **Золотосульфидное и золотосульфидно-кварцевое оруденение в зонах сдвиговых деформаций и метасоматического преобразования пород.**

Зоны субмеридионального и северо-западного расланцевания и метасоматического изменения пород оказали наиболее значительное влияние на локализацию золоторудной минерализации в Эльмусской структуре. Причем ранний (субмеридиональный) структурный план связан с аккреционно-коллизийными процессами – формированием Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса над зоной субдукции, погружающейся к востоку (по существующей модели С. А. Светова), а северо-западный сопряжен с заложением и более поздними деформациями протерозойских структур. В обоих случаях зоны деформаций сопровождаются низкотемпературными метасоматитами березит-лиственитового типа, золото-сульфидной или золото-сульфидно-кварцевой минерализацией.

### **Месторождение Педролампи**

Месторождение Педролампи (рис. 4) расположено в центральной части Эльмусской структуры на западном берегу небольшого озера Педролампи в 3,5 км юго-западнее оз. Орехозеро и приурочено к субмеридиональной сдвиговой зоне расланцевания, милонитизации и метасоматического преобразования лопийских пород семчереченской и бергаульской свит вблизи их контакта с ятулийской структурой северо-западного простирания. В западной части участка развиты metabазальты и туфы по ним. В северной части участка находятся породы, относимые к бергаульской свите и представленные метаандезитами и их туфами, в восточной – метапесчаники, серицит-хлоритовые сланцы (метаграувакки) и конгломераты, содержащие обломки гранитов, порфировых кислых даек и кварца из ранних жил. Эти осадки сопоставимы с верхним горизонтом конгломератов Койкарской структуры, выделяемых как образования пулл-апарт бассейнов (Светов, 2005).



**Рис. 4.** Схема геологического строения участка (а) и месторождения (б) Педролампи и геологический разрез (в) по профилю 142 (составлена по Ю. Н. Новикову, 1997)

## Геологическое строение.

Лопийские толщи в пределах участка моноклинально и круто падают на запад и несогласно перекрываются ятулийскими отложениями небольшой синклинальной структуры. Лопийские отложения срезаются ятулийской структурой (рис. 4). Азимут простирания контакта 330о СЗ. Отложения янгозерской свиты ятулийского надгоризонта (кварцевые конгломераты, базальты и кварциты) и в целом вся структура хорошо выделяются в магнитном поле, благодаря повышенной магнитности основных вулканитов. В протерозойской синклинали отчетливо фиксируются постятулийские субширотные сдвиги. Золото-сульфидно-кварцевая минерализация локализована вблизи контакта лопийских и ятулийских толщ. Небольшая мощность зоны (14–40 м), вкрапленная минерализация и линзующийся характер развития жил практически не находят четкого отражения в геофизических полях, что затрудняет ее выделение. Золоторудная зона залегает близко от поверхности. Она частично обнажена и хорошо разбурена.

Согласно данным Л.В. Кулешевича и О.Б. Лаврова "Месторождение Педролампи... 2007", в рудной зоне (рис. 4, б, в) в пиритсодержащих кварц-карбонат-хлоритовых сланцах с кварцевыми жилами установлены два близких элемента сланцеватости с аз. пр. 350°, угол 87° ЮЗ и аз. пр. 330°, угол 87–90° ЮЗ. В метапесчаниках и конгломератах, контактирующих с кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами и расположенными между ними и ятулийскими кварцевыми конгломератами, аз. пад. 270°, угол 75°. В metabазальтах западнее рудной зоны аз. пр. сланцеватости 345–355°, угол падения 80–87° ЮЗ, в туфах метаандезитов – аз. пр. 0–15°, угол 70–85° З. В ятулийских кварцевых конгломератах в западном борту Педролампинской структуры аз. пр. слоистости и близкой к ней наиболее отчетливо проявленной сланцеватости равен 320–330°, падение СВ. Менее ярко выраженная косая слоистость и сланцеватость имеет аз. пр. 355°, угол 85° СЗ. Таким образом, в лопийских толщах на удалении от зоны стратиграфического контакта наиболее отчетливо проявлена лишь одна субмеридиональная сланцеватость, а вблизи сдвиговой зоны более отчетливо проявлена СЗ сланцеватость, такая же, как в ятулийских толщах. Зона СЗ постятулийских деформаций тянется на ЮВ и является продолжением одной из зон СРД, прослеживающихся из Онежской структуры. На контакте с ятулийскими кварцевыми конгломератами в лопийских толщах зафиксированы наложенные деформации нескольких направлений, что подтверждает полистадийное формирование зоны. На ранней стадии по зонам субмеридионального простирания формируются сланцы с метакристаллическим карбонатом, которые пропитываются кварцево-жильным материалом. Жилы кварца мощностью до 0,5 м состоят из белого непрозрачного

сахаровидного кварца и более позднего полупрозрачного сероватого сливного кварца. По более поздним зонам СЗ простираения кварцевые жилы будинируются и цементируются мелкозернистыми кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом и турмалином. Зоны наложенных изменений приобретают черный и темно-зеленый цвет. На заключительной стадии в близповерхностных рудах формируется буро-коричневая охристая и кавернозная зона окисленных руд. По данным бурения ГГП «Невскгеология», продуктивная рудная зона с шириной от 14 до 35–40 вытянута в близмеридиональном направлении и имеет падение под углом 75–85° на запад (рис. 4, б, в). Зона прослежена на глубину 300 м и по простиранию – на 250 м. Максимальные мощности зоны и содержания золота сосредоточены в районе профилей 141–143. Рудная зона срезается породами ятулийского комплекса в районе профилей 143 и 143,5 и уже не наблюдается на профиле 144 до глубины 150 м.

#### **Минералого-геохимическая характеристика околорудных метасоматитов и руд.**

Рудовмещающими для золото-сульфидного оруденения являются серицит-карбонат-кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые и кварц-хлоритовые пиритизированные сланцы по милонитизированной толще основных туфов (зеленых сланцев) семчереченской свиты. Метасоматиты по основным породам представлены лиственитами со средне- и крупнокристаллическим кубическим пиритом и пронизаны линзующимися прожилками и маломощными жилами кварца, а на более глубоких горизонтах интенсивно пропитаны кварцем. Они содержат хлорит (20–50%), метакристаллический карбонат (5–10%), кварц двух генераций (50–20%), альбит (5–10%), серицит (5–10%), реже актинолит (0,5%), рутил, ильменит (Кулешевич, Лавров 2007). Из рудных минералов ранней генерации отчетливо выделяется кубический пирит (30–60%) и тонкозернистое золото. Пиритовая минерализация локализуется вблизи кварцевых жил по отдельным прослоям и линзовидногнездовым обособлениям. Кварцевые жилы представлены мелкозернистым белым кварцем 2-й генерации и серым сливным 3-й. Для зеленых лиственитов по основным породам характерно колебание в содержании  $\text{SiO}_2$  46,0–56,06%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,88–14,14%,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  – 0,03–1,18%,  $\text{MgO}$  8,02–12,03%,  $\text{CaO}$  0,71–8,87%,  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  7,64–11,54% (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007). Более поздние метасоматиты черного цвета представлены кварцем, карбонатом, серицитом, хлоритом и турмалином, они накладываются на вышелегающую пачку мелкозернистых сильно рассланцованных метапесчаников серицит-альбит-кварцевого состава, содержащих в незначительном количестве карбонат и хлорит, и полимиктовые конгломераты. В участках наложенного интенсивного прокварцевания и турмалинизации развиты

мелкозернистый кварц 4-й генерации, хлорит, тонкозернистый турмалин, серицит, альбит, незначительно – карбонат, серицит, рутил. Главные рудные минералы этой ассоциации представлены халькопиритом, пирротинном (3–5%), единичными выделениями галенита, самородным серебром и Ag-золотом, сульфосолями и более редкими минералами, содержащими платиноиды и редкие оксиды. Нерудные минералы прожилков – это кварц, карбонат, в зальбандах развиты хлорит, серицит, карбонат. В зонах хлорит-турмалиновых метасоматитов развиты мелкозернистый кварц, карбонат, черный турмалин, темно-зеленый хлорит. Кварц 1-й генерации был отмечен в конгломератах. Кварц 2-й генерации, белый, мелкозернистый, образует прожилки и небольшие линзочки (1×3 см) и просечки совместно с пиритом, обрамляет и цементирует пирит. Он обычно непрозрачный, содержит множество включений хлорита и других минералов, мелкозернистый, сахаровидный. Кварц 3-й генерации, полупрозрачный, сливной, не содержит включений, образует маломощные прожилки (1–15 см мощностью) и жилы мощностью до 30 см, развит в центральных частях прокварцованных зон и в самостоятельных жилах. По результатам декрепитации максимальное вскрытие газовой-жидких включений в мелкозернистом и сливном кварце жил соответствует нескольким максимумам и условиям  $T = 270\text{--}290\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $400\text{--}440\text{ }^{\circ}\text{C}$  и в меньшем объеме при  $T = 110\text{--}160$ ,  $190$  и  $350\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Белашев, Кулешевич, 2005). В сером полупрозрачном кварце-4, ассоциирующем с турмалин-хлоритовыми метасоматитами, установлены максимумы взрываемости включений при  $T = 240$ ,  $340$  и в меньшем количестве при  $150$  и  $420\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Карбонат образует метакристаллы и линзовидно-гнездовые скопления, иногда выделяется в мелкозернистых стяжениях вблизи прокварцованных зон. Карбонат представлен преимущественно кальцитом и выделяется в нескольких генерациях: 1 – среднезернистый метакристаллический вблизи кварцевых жил. Образует ромбоэдри размером 0,5 см и выделяется в виде линзовидных обособлений в ассоциации с кварцем и крупнокристаллическим пиритом; 2 – мелкокристаллический на контакте жил; 3 – мелкокристаллический в серицит-хлорит-турмалиновых метасоматитах. Карбонат 1 генерации (брейнерит  $\text{CaMg}_{0,64}\text{Fe}_{0,16}\text{Mn}_{0,06}\text{CO}_3$ ) имеет ржаво-желтый цвет и содержит 8,05% Mg, 3,88% Fe, 1,55% Mn (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007). Он замещается кальцитом с более низким содержанием тех же примесей. В целом карбонаты 2 и 3 генераций имеют буровато-желтый цвет и относятся к кальциту с незначительным содержанием примесей Fe (0,52–0,96%), Mn (0,37–0,52%), Mg (0,35– 0,74%) (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007). Апатит в рудах встречается как акцессорный минерал. Он обычен в рудной зоне, наложенной на зеленые сланцы, где выделяется в виде округлых бочонкообразных зерен и относится к F-апатиту с содержанием P около 5,55–5,97% (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007).

Хлорит, наиболее распространенный минерал измененных зеленых сланцев, где ассоциирует с метакристаллическим карбонатом, выделяется на контакте крупных кубических кристаллов пирита, в зальбандах будинированных кварцевых жил и в зонах более поздних наложенных изменений совместно с турмалином, серицитом. Хлорит имеет темно-зеленый цвет, образует тонкопластинчатые вытянутые по сланцеватости чешуйки и является основным минералом метасоматитов. По своему химическому составу и свойствам он относится к Fe-Mg прохлориту (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007). Из примесей содержит  $\text{TiO}_2$  0,44–0,64%,  $\text{MnO}$  0,157–0,168%,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,04–0,048%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,041–0,084%. Температура образования, рассчитанная по химическим анализам, получилась несколько более высокой, чем на основании микрозондового анализа, и равна 350–390 °С (Cathelineau, Nieva, 1985). Температура образования околожилльных минералов, рассчитанная по хлориту в зальбандах кварцевых жил, равна 290–330 °С, в ассоциации с турмалином незначительно выше – 310– 350 °С (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007). Турмалин «пропитывает» прокварцованные песчаники, локализуется на контакте жил, образует мельчайшие черные кристаллы и выделяется совместно с серицитом. Альбит в лиственитах и зальбандах кварцевых прожилков встречается редко. Серицит выделяется как тонкочешуйчатый, развит в лиственитах и наиболее распространен в березитах по песчаникам. Серицит наложенной ассоциации образуется совместно с турмалином (Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007).

Субмеридиональная рудная зона срезается и перекрывается кварцевыми конгломератами ятулийского надгоризонта, что (вероятно) подтверждает ее лопийский возраст. С другой стороны, кварцевые жилы будинируются северо-западными зонами рассланцевания, и к этим же зонам приурочены кварц-хлорит-турмалиновые золото-халькопиритовой минерализацией. Подобная золото-халькопиритовая минерализация наблюдается севернее месторождения, в ятулийских кварцито-песчаниках (рудопоявление Кянюшельга). По-видимому, формирование субмеридиональной сдвиговой зоны и золото-пиритовых руд произошло в позднем архее. Более поздняя золотохалькопиритовая минерализация наложилась в постятулийское время.

Месторождение Педролампи (согласно Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, 2007) относится к небольшим мезотермальным докембрийским рудным объектам полистадийного генезиса с запасами золота категории С2 около 0,9 т и суммарными прогнозными ресурсами категорий Р1 (центральная часть) и Р2 (на флангах), до 10 т.

## ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.

### 4.0 Геолого-петрографическая характеристика образцов

Как уже отмечалось выше (в главе 3), в качестве объекта исследований были выбраны прожилково-полосчатые метасоматические породы участка Педролампи. Были исследованы 6 образцов, 5 из которых - образцы непосредственно из золоторудной-жильной зоны («рудной зоны»), и один образец вмещающей породы. Для изотопных анализов из этих образцов были выделены монофракции карбонатов. В этих карбонатах были исследованы C, O, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы.

На основе петрографического анализа, образцы характеризуются следующим образом:

Вмещающая порода (4Пе) представляет собой хлоритовый сланец (метабазальт рядом с «рудной зоной» (Ab, Crb, Act состава) с редкими мелкими сульфидами.

Образцы (1Пе, 2Пе, 3Пе, 5Пе, 6Пе) – зона полосчатых турмалиновых метасоматитов мощностью около 1-2 метров в «рудной зоне».

1Пе, 2Пе, 3 Пе – карбонат-турмалин-кварцевые жильные породы.

В породах зерна карбоната образуют линзовидные скопления зернистой массы (до 1 см), карбонат слагает сетку субпараллельных прожилков (мм и больше) в Ту-матрице.

5Пе, 6Пе – мелкозернистые карбонат-турмалиновые породы с хлоритом

Карбонат присутствует в виде кристаллов сиреневого цвета и в виде мелкозернистой массы, слагающей гнезда и линзовидные прожилки.

*Образец 2014 (он же B1166-3-1) - зона кварц-хлорит-пирит-карбонатного метасоматита в ±мусковит-карбонат-кварцевых бласто-милонитах, «рудная зона» месторождения - с Rb-Sr возрастом  $1797.9 \pm 6.3$  млн лет (Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. / Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // т.22, н.2, 2014)*

*Результаты датирования (Б1166-3-1) использованы для оценки нижней границы времени процессов в зонах сдвиговых деформаций обладающих повышенной проницаемостью для рудных и метасоматизирующих флюидов (метасоматоза и рудообразования), которые произошли на рубеже ~1800 млн лет, что на 50 млн лет позднее окончания процессов свекофеннской тектоно-метаморфической переработки пород в регионе.*

В общем представлении, образцы «рудной зоны» представляют собой хлорит – кварц – карбонат – турмалиновые породы с пиритом.

Состав пород представлен следующими минералами: карбонат, турмалин, хлорит, кварц, орц (рутил, пирит, окислы и гидроокислы железа, графит, циркон). Процентные соотношения: турмалин – 35%, карбонат – 35%, кварц – 20%, хлорит – 5%, орц – 5%.

Турмалин окрашен зонально, в центральных частях зерен – цвет синевато-серый, по краям – буро-зеленый, сильно плеохроирует до почти бесцветного - розоватого, частично идиоморфный. Сrostки кристаллов турмалина расположены ориентированно.

Карбонат местами насыщен тонковкрапленным рудным веществом (магнетит либо гематит). Иногда карбонат заполняет тонкие жилки в породе.

Хлорит светло-зеленый, с отчетливым плеохроизмом, часто идиоморфный, распространяется нередко вблизи контакта турмалина и карбоната.

Пирит идиоморфный, по нему развиваются окислы и гидроокислы железа.

Кварц, турмалин и карбонат распространены не равномерно – в шлифах наблюдаются крупные участки породы, сложенные почти исключительно кварцем, полосы, сложенные турмалином, и полосы, обогащенные карбонатом. Некоторые жилки, обогащенные кварцем, хлоритом или карбонатом, имеют секущее положение по отношению к общей ориентировке зерен.

Текстура породы пятнистая, местами до сланцеватой, полосчатая (светлые полосы обогащены кварцем или карбонатом, темные – турмалином). Структура гранобластовая, средне-мелкозернистая, неравномернозернистая. Рудное вещество распространено в виде прожилков в карбонате, зачастую заполняет в нем трещины спайности, встречается и в областях, насыщенных турмалином, зачастую – на границе областей распространения карбоната и турмалина.



Карбонат в основном является сингенетичным минералом, наложенный вторичный карбонат можно встретить лишь в очень небольшом количестве в отдельных тонких жилках.

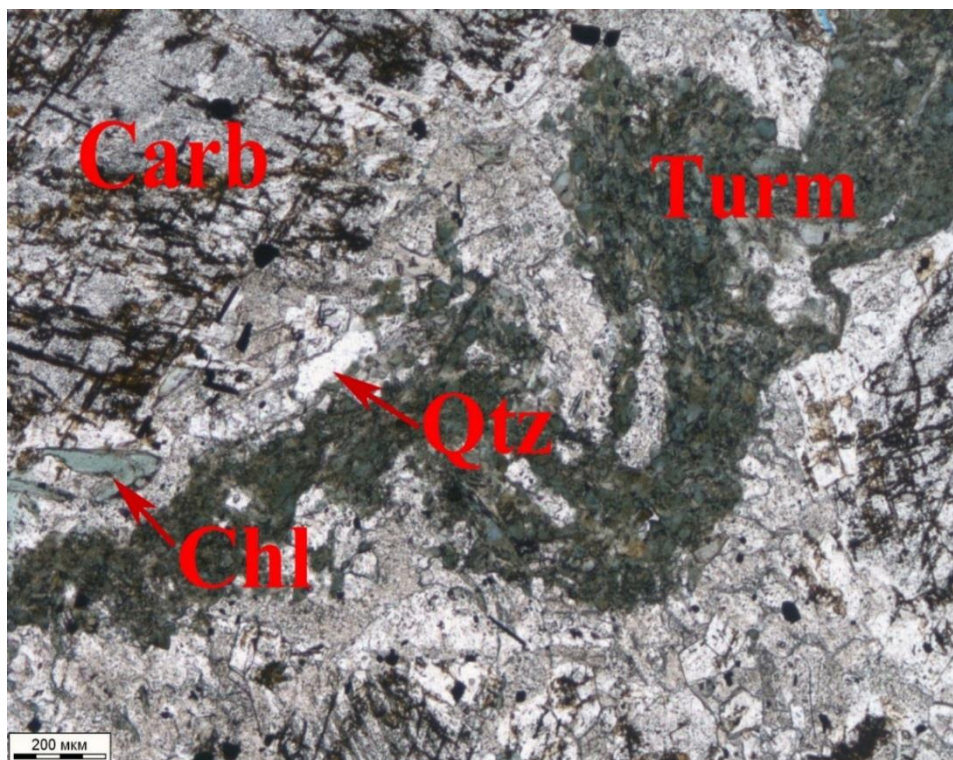


Рис. 5 Хлорит – кварц – карбонат – турмалиновая порода (1,2,3Пе). Фото в проходящем свете, без анализатора, объектив 5х.

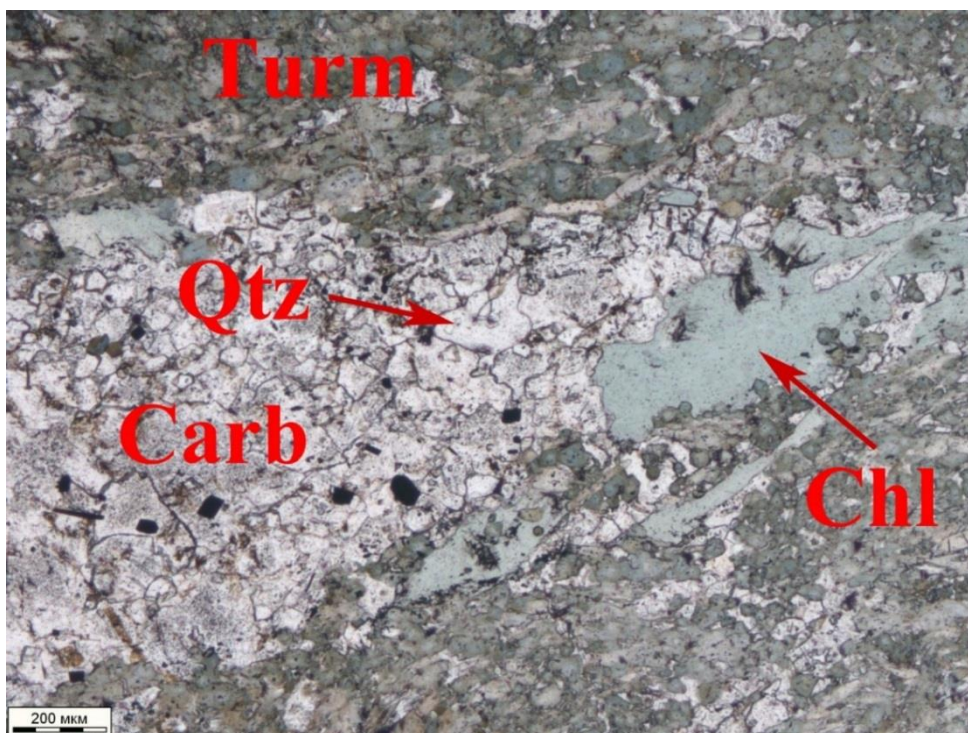


Рис. 6 Хлорит – кварц – карбонат – турмалиновая порода (5,6Пе). Фото в проходящем свете, без анализатора, объектив 5х.

#### 4.1. Результаты Sr-Nd и C-O изотопных исследований

В ходе C, O, Rb-Sr и Sm-Nd изотопных анализов, проведенных по методикам, описанным в главе 2, были исследованы шесть микроанвесок карбонатов. Результаты приведены в табл. (2, 3, 4).

Использовались следующие содержания :

Номер образца	Образец, грамм	Sm-Nd трассер, грамм	Rb-Sr трассер, грамм
1Пе	0.10063	0.14885	0.19823
2Пе	0.09972	0.15282	0.19757
3Пе	0.10054	0.1499	0.19604
4Пе	0.10009	0.15021	0.19831
5Пе	0.10152	0.14944	0.20317
6Пе	0.04958	0.07123	0.09571

Табл. 2 C-O изотопные данные

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
	PDB	VSMOW
2014	-4.1	10.1
1Пе	-5.4	10.2
2Пе	-5.7	10.4
3Пе	-3.7	9.9
4Пе	-2.3	9.5
5Пе	-4.2	10.8
6Пе	-4.1	13.2

Табл. 3 Sm-Nd изотопные данные

Номер образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	e(0)	e(t)	Возраст
	(ppm)	(ppm)					
2014	2.193	5.38	0.2465	0.51346	16.1	4.57	1800
1Пе	0.64976	2.1468	0.183	0.51273	2	5.0	1800
2Пе	0.5566	1.70412	0.19748	0.51285	4	3.9	1800
3Пе	1.27143	1.70533	0.45108	0.51552	56	-2.5	1800
4Пе	0.08221	0.28696	0.17319	0.51233	-6	-0.6	1800
5Пе	1.23886	2.6083	0.28727	0.51413	29	8.3	1800
6Пе	1.70559	4.9657	0.20768	0.51286	4	1.9	1800

Примечание: значения eNd(t) для карбонатов Педролампи рассчитаны на возраст образца 2014(Б1166-3-1) 1800 млн.лет (Qu-Chl-Py-Crb метасоматит, "рудная зона" месторождения, Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., 2014)

Табл. 4 Rb-Sr изотопные данные

Номер образца	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	IR(t)
2014	0.105	908	0.00033	0.71038	0.71038
1Пе	0.11319	278.07	0.00118	0.70321	0.70318
2Пе	0.16526	238.31	0.002	0.70339	0.70334
3Пе	0.08516	491.169	0.0005	0.7084	0.70839
4Пе	0.09933	185.251	0.00155	0.70515	0.70510
5Пе	0.129	48.92	0.0076	0.70601	0.70582
6Пе	0.39663	82.9335	0.01382	0.70744	0.70708

Примечание: значения IR(t) для карбонатов Педролампи рассчитаны на возраст образца 2014(Б1166-3-1) 1800 млн.лет (Qu-Chl-Py-Crb метасоматит, "рудная зона" месторождения, Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., 2014)

На основании полученных результатов и расчетов, были построены графики зависимости различных изотопных систем относительно друг друга.

(На всех картинках точками – поле составов верхней мантии.)

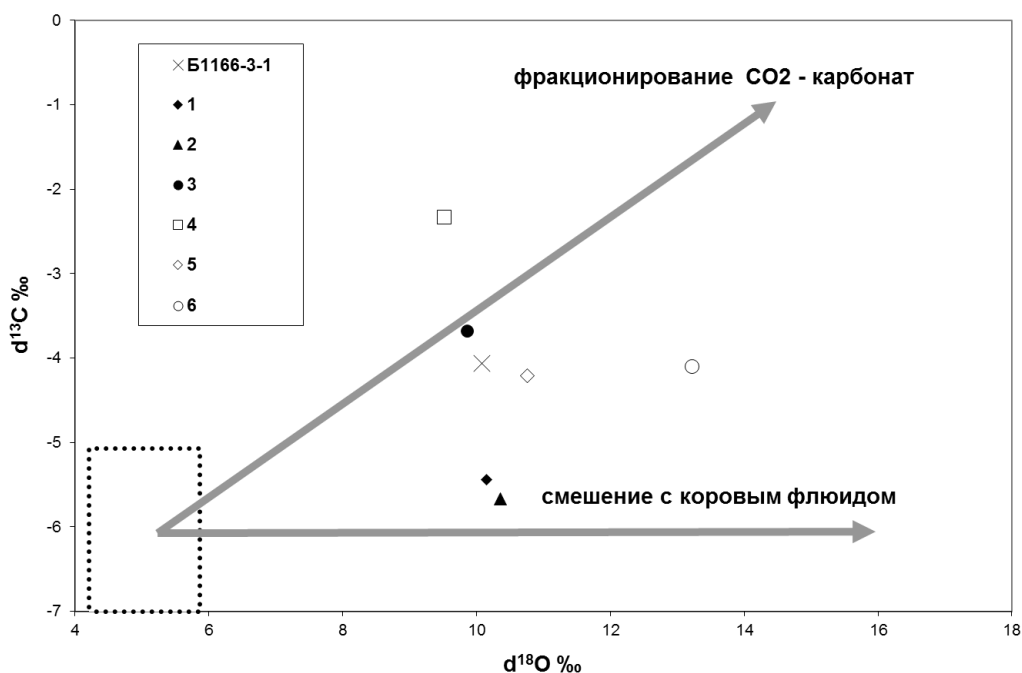


Рис. 7 График зависимости  $d^{13}\text{C}$ ,‰ и  $d^{18}\text{O}$ ,‰.

По соотношению углерод – кислород очевидно, что все флюиды имеют существенную коровую компоненту с типичным значением по кислороду  $\delta^{18}\text{O} = +10 - +12$ ‰. Вместе с тем, образцы 1 и 2 по-видимому, сохранили мантийную метку по углероду.

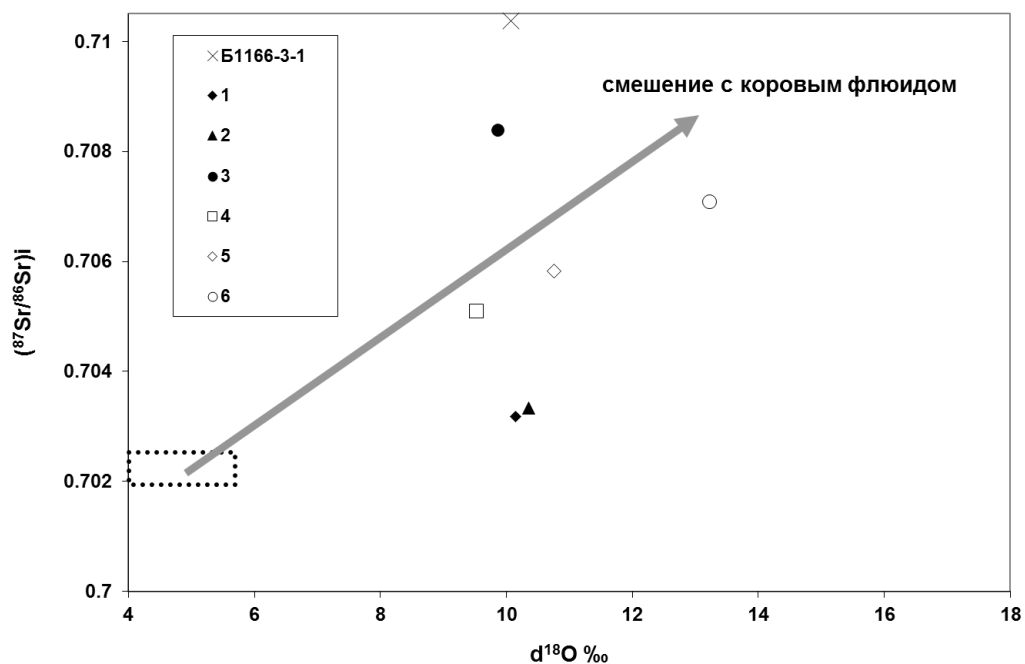


Рис. 8 График зависимости  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  и  $d^{18}\text{O}$ ,‰.

Не наблюдается обычной положительной корреляции изотопного состава стронция и кислорода, что можно, вероятно объяснить «насыщением флюида» водной компонентой коровых пород. И все вариации по стронцию – не мера коровой контаминации, а различия во вмещающих породах.

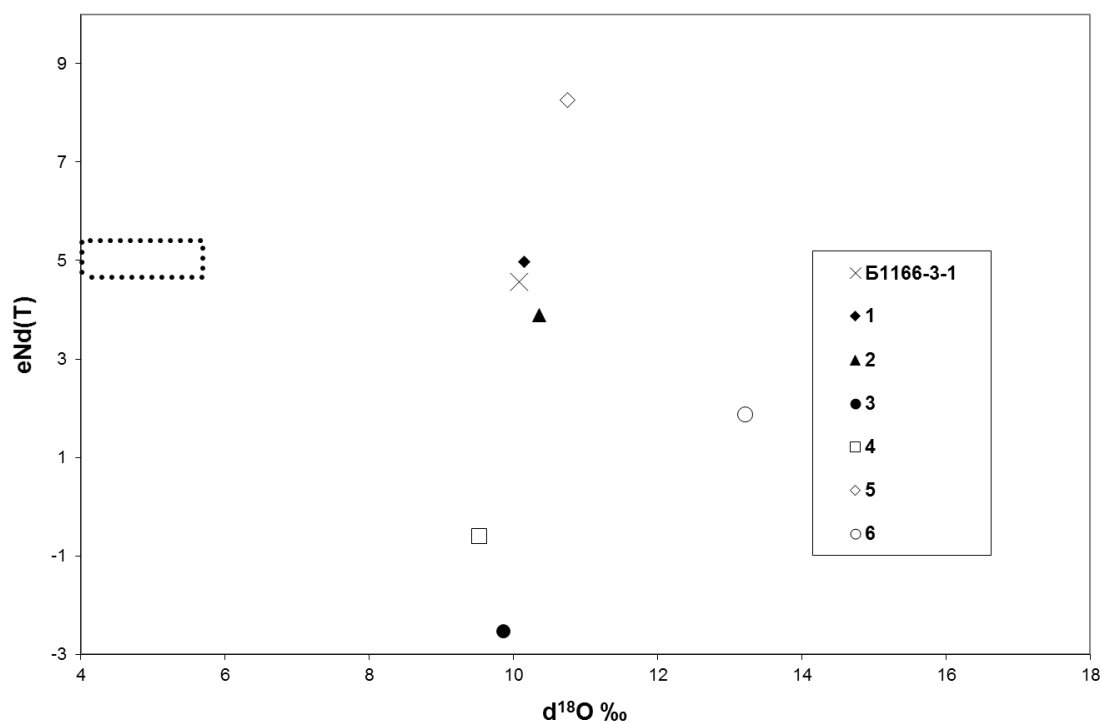


Рис. 9 График зависимости  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $d^{18}\text{O} \text{ ‰}$ .

Также не наблюдается корреляции изотопного состава кислорода и неодима, ряд образцов содержит отчетливо мантийную компоненту по неодиму – 1, 2 и B1166-3-1. Учитывая, что образцы 1 и 2 содержат отчетливо мантийный углерод (рис.1), можно предполагать, что носитель мантийного неодима – высокоуглекислотный флюид. Образцы 4,3,6 отчетливо контаминированы древним нерадиоогенным коровым неодимом. Образец – 5 содержит избыточный радиоогенный неодим, его источником могли быть долговременно обедненные породы. Но ниже на рис.11, видно, что это не так для образца 3 – у него при минимальной величине эpsilon неодима – аномально высокое  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,45$ , скорее всего это эффект фракционирования Sm/Nd при взаимодействии пород с флюидом. Но случай образца 5 – другой, тут действительно и избыточный радиоогенный неодим, и повышенное Sm/Nd отношение.

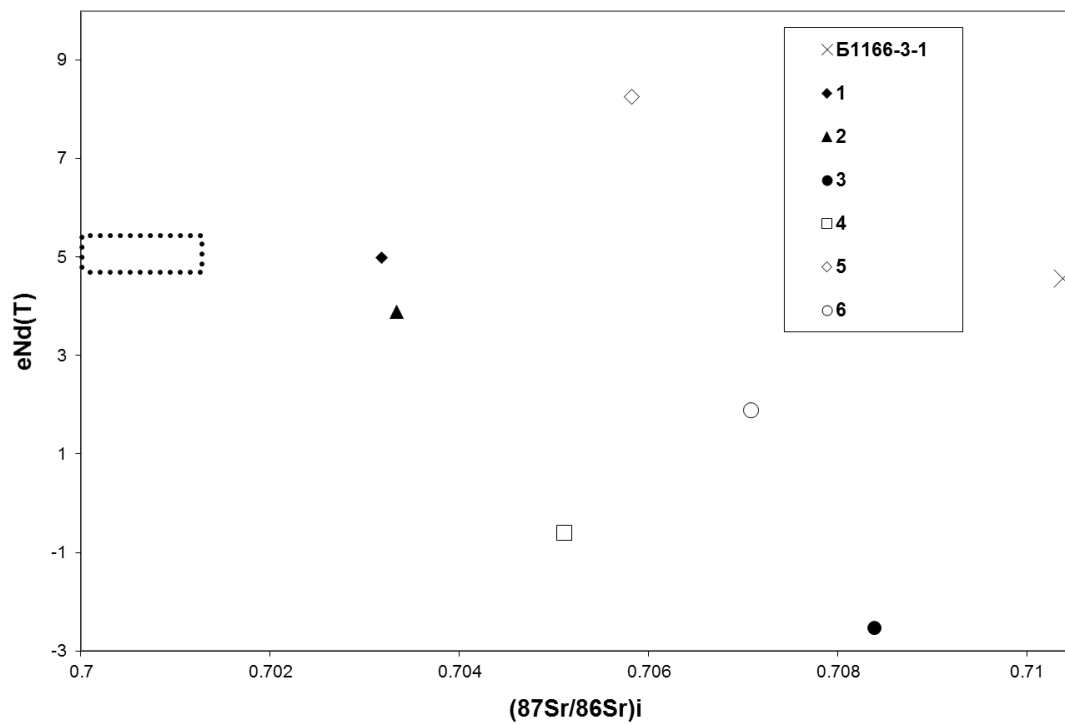


Рис. 10 График зависимости  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$

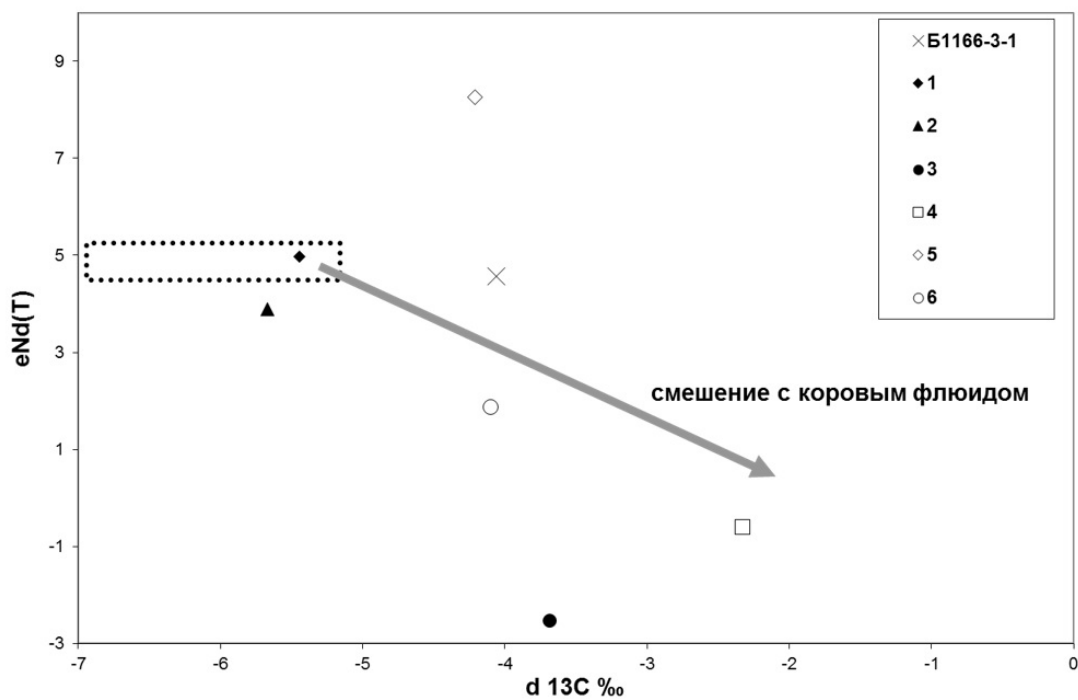


Рис. 11 График зависимости  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$

На этом графике (рис. 11) видно, что образцы 1, 2, и возможно Б1166-3-1 – из наименее контаминированного глубинного мантийного углекислого флюида.

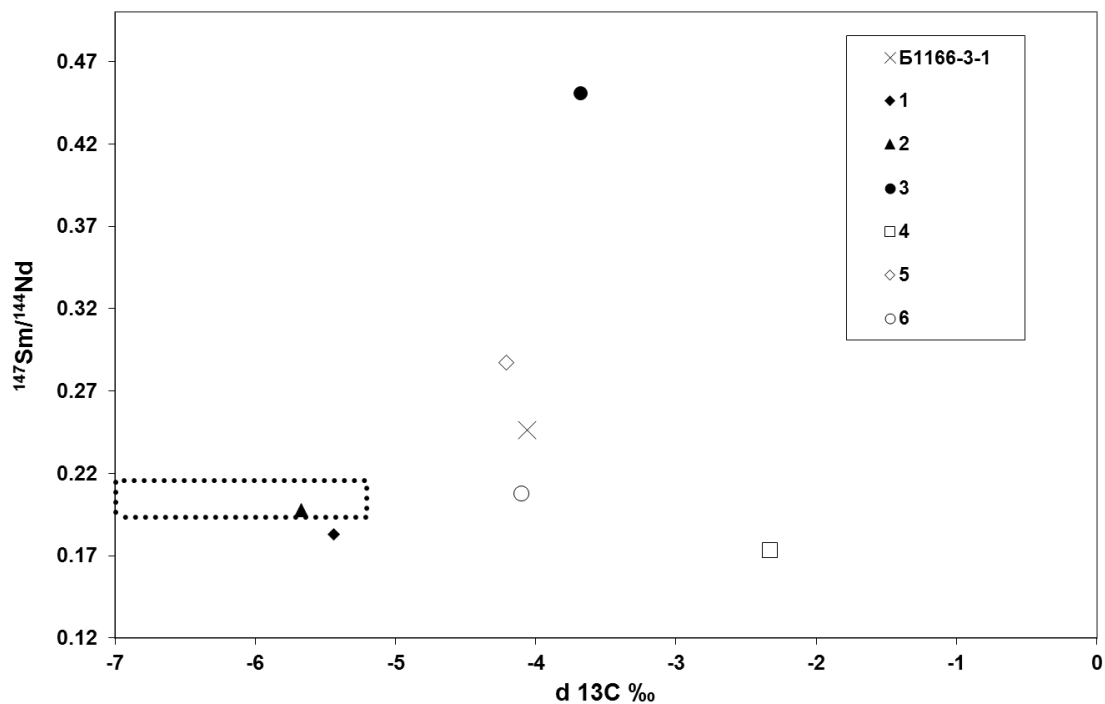


Рис. 12 График зависимости  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $d^{13}\text{C},\text{‰}$

На этом графике (рис. 12) видно, что для большинства образцов установлены повышенные величины  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , совершенно нехарактерные не только для магматических пород коры, но даже для деплетированной мантии, по все видимости это связано с фракционированием самария и неодима при растворении в углекислом флюиде. Как правило, в карбонатах наблюдается увеличение концентрации ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ, т.е. уменьшение Sm/Nd. В данном случае – наоборот, имеется обеднение более легким РЗЭ неодимом относительно более тяжелой РЗЭ. Но для самых мантийных образцов 1 и 2, величины  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  как в типичных магматических породах верхней мантии.

## Заключение

По результатам изотопных исследований была установлена гетерогенность изотопного состава флюидов в карбонатах золоторудных метасоматитов, локализованных в зонах сдвиговых деформаций месторождения мезотермального орогенного типа - Педролампи (Карельский кратон). Для двух образцов 1Пе, 2Пе (карбонат-турмалин-кварцево-жильных пород) непосредственно рудной зоны были установлены параметры  $\delta^{13}\text{C},\text{‰}$  -5.7 и -5.4,  $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0 = 0.70318$  и  $0.703334$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  +5.0 и +3.9, что является характерными параметрами для пород верхней мантии. Для других образцов из рудной зоны были установлены изотопные отношения, свойственные коровым породам и условиям. Так в образцах 3Пе, 5Пе, 6Пе (карбонат-турмалиновые породы с хлоритом) по  $\delta^{13}\text{C},\text{‰}$  -4.2 - -3.7, по  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  -2.5 - +8.3, по  $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0$  0.70839-0.705821 (*0.710375 образец 2014*). Для вмещающей породы 4Пе (хлоритовый сланец – метабаза) получены параметры  $\delta^{13}\text{C},\text{‰}$  -2.3,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  -0.6,  $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0$  0.70510. Но вместе тем, все образцы имеют существенную коровую компоненту с типичным значением по кислороду  $\delta^{18}\text{O},\text{‰} = +9.5 - +13.2$ . Исходя из этого, можно утверждать, что флюид в зоне образования золотоносных метасоматитов имеет как мантийную, так и коровую природу. Различия в изотопном составе флюидов в образовавшихся рудно-метасоматических системах могут быть связаны с тем, что глубинные мантийные флюидные потоки, проникавшие в верхние коровые горизонты, в значительной мере контаминировались коровым веществом (флюидом), а также с гетерогенностью изотопного состава вмещающих пород, с воздействием и сохранностью ювенильной компоненты флюида. Обобщая изложенный в данной работе материал (включающий информацию по изотопно-геохимическим, геохронологическим и геологическим исследованием Карельского кратона и месторождения Педролампи) можно предполагать, что образование рудных метасоматитов не связано, ни с архейским, ни с протерозойским магматизмом, а источником рудного и метасоматизирующего флюида являлась верхняя мантия, которая находилась в активизированном состоянии в течение длительного времени (~200 млн лет, 1800-1600) после свекофеннской орогении.

Полученные данные показывают, что присутствие мантийных изотопных меток в карбонатах может служить надежным прогнозным критерием на масштабность золоторудного оруденения в месторождениях орогенного типа.



## Список литературы

1. Астафьев Б. Ю. / Флюидопроницаемые тектонические зоны как геологические, металлогенические и геохронологические индикаторы условий формирования земной коры в раннем до-кембрии восточной части Балтийского щита. – Материалы 14-ой конференции «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». - Петрозаводск, 2008. С. 31-33.
2. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. / Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Доклады РАН, т.348, № 3, 1996. С. 353-356.
3. Буслович А. Л., Лутковская О. А. / Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Р-36-XXXVI, Р-37-XXXI, 1988, ИФО СЗРГЦ, N 25794.
4. Бушмин С. А. / Фации, фациальные серии метасоматоза и рудная специализация метаморфических поясов.- В кн.: Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 46-63.
5. Володичев О.И. / Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Материалы 8 междунар. конференции Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриформационных транзитных зон. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН. 2002. С.49-51.
6. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Р-36-XXX / Ред. В.С. Кофман, Б.Н. Архангельский. Москва, 1978. 127 с.
7. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов/Отв. ред. В. А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. СПб., 1996. 416 с.
8. Геология Карелии. Л., 1987. 230 с. Геология и полезные ископаемые России. Т.1. Запад России и Урал. Кн.1. Запад России / Под ред. Б. В. Петрова и В. П. Кирикова. – СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
9. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. / Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит / т.22, н.2, 2014.

10. Гос. доклад «Об экологической ситуации в Ленинградской области в 2012 году» Комитет по природным ресурсам Ленинградской области. СПб. 2013. 110 с.
11. Гос. доклад «О состоянии окружающей среды Республики Карелии в 2011 году». Мин. по природопользованию и экологии Республики Карелия. Петрозаводск. 2012.
12. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления // Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центра РАН, 2004. 352с.
13. Задорожный И. М. / Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1: 50000 северной части Тихвинского бокситоносного района (Южно-Онежская группа листов Р-36-129-Г, 130-Б,ВГ, 131-А,Б,В, 141-Б,142-А.Б, 143-А), проведенной Вологодской ГРП в 1983-1988 г.г. 1988г. ИФО СЗРГЦ. N 25784.
14. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. - Под ред. К.О.Кратца. Л., 1983. 303с.
15. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Ред. В. А. Глебовицкий. - СПб, 1991. 1л.
16. Кожевников В.Н. / Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены / Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2000. 223с.
17. Конди К. / Архейские зеленокаменные пояса / М.,1983, 390с.
18. Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Изд. КарНЦ РАН, Петрозаводск. 1991. 118с.
19. Корсакова М. А. и др. / Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-1 (серия Карельская). - М.,1985. 82 с.
20. Котова Л. Н. / Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии. - Дисс.канд.геол.-мин.наук, СПб, 1993. 270с.
21. Кулешевич Л. В, Лавров О.Б. / Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади. Геология и пол. ископ. Карелии. вып.10. 2007.
22. Куликова В.В. / Волоцкая свита- стратотип нижнего архея Балтийского щита / Петрозаводск. 1993. 254с.
23. Куликова В.В., Куликов В.С., Журавлев Д.С., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К., Бычкова Я.В. / Волоцкая толща- парастратотип раннего архея (саамия) в Карельском

геоблоке // Тез.докл., в кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа. 1990. С. 63-65.

24. Лобиков А.Ф. / О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев. 1982. С.90-91.

24. Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Коссовая О. Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-35 — Выборг, Р-36 — Петрозаводск. Объяснительная записка. 2016. (в издании)

25. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Часть I. СПб.: Наука. 1993. 208 с.

26. Миллер Ю. В. / Структура архейских зеленокаменных поясов.- Л., 1988. 144 с.

27. Негруца В. З. / Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971. С. 133-152.

28. Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы. Север и Северо-Запад Восточно-Европейской платформы/ В. Г. Легкова, В. Г. Ауслендер, В. Н. Копылова и др. - В кн.: Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. С. 14-25.

29. Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А. Комаров А.Н., Гороховский Б.М. / Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. №:1. 1990. С.73-86.

30. Овчинникова Г.В., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. и др. / Геохронология и петрология позднекинематических гранитов Юго-Восточной Карелии по геохимическим и изотопным данным // Геохимия, №1. 1990. С. 1561-1573.

31. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). СПб, 1995. 128 с.

32. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. / Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317. №1. С. 197-202.

33. Рыбаков С.И. / Колчеданные рудопоявления в раннем докембрии Балтийского щита // Л.: Наука. 1987. 269с
34. Самсонов А.В., Бибилова Е.В., Пухтель И.С. /Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тезисы докладов в кн.: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8-11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы Минерал. 1996. С. 74-75.
35. Сергеев С.А./ Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24с.
36. Светов С.А., Светова А.И. / РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН, Т.394, №3. 2004. С.393-398., 2004
37. Светов С.А., Хухма Х. / Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. т.369, №2. 1999. С. 261-263.
38. Светов С.А / Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005
39. Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск. 1984. 115с.
40. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. / Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии // М. 1980. 130с.
41. Чекулаев В.П. / Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита // док. дисс. СПб,; ИГГД. 1996. 298с.
42. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. / Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. №8. С. 805-816.
43. Шаров Н.В. / Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления // Петрозаводск: Карельский научный центра РАН, 2004. 352с.
44. Якобсон К. Э. / Соотношение вольнской серии и других подразделений верхнего докем-брия на западе Русской платформы // Сов. Геология. 1971. № 2. С. 66-76.
45. Якобсон К. Э. , Крылов Н. С. / Нижняя граница венда в его стратотипической местности // Сов. Геология. 1977. № 7. С. 59-70.

46. Яковлева В. В., Савина А. М. /Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-IX (серия Карельская). - М., 1965. 63 с.
47. Lobach-Zhuchenko S.B., Chrkulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A., Krylov I.N. / Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamb. Res., 1993, v.62. P.375-388.
48. Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. / Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett., 1998. 155. P. 57-74.
49. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Y.V., Garbe-Schonberg C.D, Samsonov A.V., Shchipansky A.A. / Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints // Geochimica et cosmochimica acta, 1999, vol. 63, №21. P. 3579–3595