

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Иванова Екатерина Сергеевна

**(U,Th)-He датирование пирита для определения возраста сульфидной  
минерализации на примере Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района,  
Полярный Урал**

Научная специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография.  
Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

кандидат геолого-минералогических наук

О.В. Якубович

кандидат геолого-минералогических наук

И.Д. Соболев

Санкт-Петербург

2024

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b>	<b>4</b>
<b>ГЛАВА 1. ОСНОВЫ (U,Th)-He МЕТОДА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПО РАДИОГЕННОМУ ГЕЛИЮ</b>	<b>12</b>
1.1 История открытия (U,Th)-He метода	12
1.2 Ядерно-физические основы (U,Th)-He метода	15
1.3 Модели миграции благородных газов и их ограничения	19
1.3.1 Модель мономолекулярной химической реакции первого порядка	20
1.3.2 Классическая диффузия Фика	20
1.3.3 Преимущества и ограничения моделей	21
1.4 Сложности использования (U,Th)-He системы и способы их решений	25
1.4.1 Эффект ядер-отдачи	25
1.4.2 Газово-жидкие включения	26
1.4.3 Проблема радиационных повреждений	27
1.5 Современные области применения (U,Th)-He изотопной системы	27
<b>ГЛАВА 2. (U,Th)-He ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В ПИРИТЕ</b>	<b>29</b>
2.1 Минералогия пирита	29
2.2 Устойчивость радиогенного гелия в пирите	30
2.3 Формы нахождения урана и тория в пирите	31
2.4 Газово-жидкие включения в пирите	31
<b>ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ</b>	<b>33</b>
3.1 Методика полевых работ и отбора материала для исследований	33
3.2 Методика петрографических исследований	34
3.3 Сканирующая электронная микроскопия	35
3.4 Методика (U,Th)-He датирования	36
3.4.1 Подготовка проб	36
3.4.2 Определение концентрации радиогенного гелия	36
3.4.3 Определение содержания изотопов урана и тория	38
<b>ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК</b>	<b>40</b>
4.1 Геологическая позиция Тоупуогол-Ханмейшорского рудного района	40
4.2 Геодинамическая модель формирования Войкарской структурно-формационной зоны	46
4.3 Геологическое строение рудных объектов	48
4.3.1 Рудопроявление Карьерное	48
4.3.2 Месторождение Новогоднее-Монто	50

4.3.3	Месторождение Петропавловское	54
<b>ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ</b>		<b>61</b>
5.1	Вулканогенные породы	61
5.2	Измененные породы	63
5.2.1	Пропилитизированные магматические породы	63
5.2.2	Скарны	68
5.2.3	Пирит-(хлорит)-альбитовые метасоматиты	69
5.2.4	Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты	70
5.3	Интерпретация	73
<b>ГЛАВА 6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТА</b>		<b>78</b>
6.1	Рудопроявление Карьерное	78
6.2	Месторождение Новогоднее-Монто	79
6.3	Месторождение Петропавловское	80
6.4	Интерпретация	82
6.5	Корректировка методики пробоподготовки и разложения	86
<b>ГЛАВА 7. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПИРИТА</b>		<b>88</b>
7.1	Результаты (U,Th)-He датирования	88
7.1.1	Рудопроявление Карьерное	93
7.1.2	Месторождение Новогоднее-Монто	98
7.1.3	Месторождение Петропавловское	102
7.2	Результаты Re-Os датирования	109
	Обсуждение результатов	111
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>		<b>117</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b>		<b>118</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность исследований.**

Возраст минерализации является важным геологическим критерием, поскольку позволяет связать ее образование с геодинамическими обстановками и провести разбраковку по возрасту потенциально рудных объектов. Определение возраста рудной минерализации является сложной изотопно-геохимической задачей ввиду частого отсутствия надежных минералов-геохронометров.

Для прямого датирования сульфидов часто используют Re-Os метод (Stein et al., 2000; Hnatyshin et al., 2020). Однако анализ Re-Os системы зачастую не позволяет получить надежных возрастных оценок в силу изотопной неоднородности захваченного Os или нарушения данной изотопной системы под влиянием наложенных процессов. Сложность оценки поведения Os при перекристаллизации сульфидов в условиях вторичных изменений затрудняет выделение этапов формирования рудной минерализации. В ряде случаев для прямого датирования сульфидной минерализации применяются Ar-Ar, Rb-Sr и Sm-Nd методы (Smith et al., 2001; Ivanov et al., 2015; Christensen et al., 1995; Yang et al., 2002). Основным ограничением применения этих систем является низкое содержание материнских изотопов в сульфидных минералах. А также не всегда можно доказать, что минеральные включения, являющиеся основными концентраторами изотопов, генетически связаны с сульфидной минерализацией. Поэтому часто датирование рудных парагенезисов проводится  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  методом по K-содержащим минералам (серицит, полевой шпат и др.). Недавние исследования показали перспективность использования одного из самых распространённых рудных минералов – пирита, как (U,Th)-He геохронометра (Yakubovich et al., 2020, 2021). Новый подход для датирования рудообразующих процессов требует отработки методики и ее апробации.

Для оценки применимости (U,Th)-He метода для определения возраста сульфидной минерализации был выбран Тоупугол-Ханмейшорский

золоторудный район (Полярный Урал), обладающий большим потенциалом выявления новых промышленных объектов. В отличие от освоенных районов Среднего и Южного Урала, труднодоступные и эродированные северные территории Уральской складчатой системы остаются малоизученными, что обуславливает большое количество не оценённых золоторудных проявлений и единичных промышленных объектов. В настоящее время на Полярном Урале производится добыча хромитов на массиве Рай-Из, в то время как в западной части Ямало-Ненецкого округа более 200 золоторудных и золотосодержащих проявлений остаются не оцененными. На Полярном Урале в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района установлено два золоторудных месторождения: золото-железо-скарновое Новогоднее-Монто (7 т Au) и золото-порфиоровое Петропавловское (26 т Au), а также выделен ряд рудопроявлений (Карьерное, Караченцева и др.) (Викентьев и др., 2017). Регион считается перспективным на обнаружение новых золоторудных объектов (Кениг, Бутаков, 2013; Мансуров, 2016). Для их эффективного поиска требуется проведение геодинамических и рудно-магматических реконструкций, основой которых являются не только геологические, но и современные аналитические данные, полученные с использованием новых высокоточных методов и подходов. Для создания таких реконструкций, а также для расширения представлений об эволюции рудно-магматических систем в палеозойских островных дугах Урала, к которым относится объект исследования, необходимы надежные геохронологические данные.

**Цель** – развитие и апробация метода (U,Th)-He датирования пирита для определения возраста сульфидной минерализации на примере рудопроявлений и месторождений золота в Тоупугол-Ханмейшорском районе.

Для достижения цели были поставлены следующие **задачи**:

1. Исследование зерен пирита с целью выявления формы нахождения потенциальных источников радиогенного гелия в нем для корректировки методики (U,Th)-He датирования.

2. Проведение методических работ для определения критериев пригодности пирита для (U,Th)-He датирования, особенностей пробоподготовки, выбора оптимальных условий выделения радиогенного гелия и химического разложения образцов, обработки результатов аналитических исследований.

3. Оценка надежности применения (U,Th)-He метода датирования пирита для определения возраста сульфидной минерализации на основе объектов известного возраста: месторождения Новогоднее Монто, Петропавловское и рудопроявление Карьерное.

4. Определение возраста сульфидной минерализации в пределах Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района (U,Th)-He методом по пириту.

**Объекты исследования** – сульфидная минерализация Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района: Au-порфировое месторождение Петропавловское, Au-Fe-скарновое месторождение Новогоднее-Монто и золоторудное проявление Карьерное.

**Фактический материал и методы исследования.** В основу работы положены геологические наблюдения и фактический материал, собранные автором в составе полевого отряда ИГЕМ РАН в ходе полевых работ 2018, 2019 и 2021 годов в северной части Войкарской зоны Полярного Урала. Определение минералов и структурно-текстурных особенностей вмещающих рудную минерализацию вулканогенных и гидротермально-метасоматических пород было осуществлено в шлифах (92 шт.) в проходящем свете с использованием методов оптической микроскопии (СПГУ). Исследования химического состава пирита (110 зерен) в полированных шайбах выполнены на сканирующем электронном микроскопе (РЦ «Геомодель», СПбГУ). Измерения содержаний радиогенного гелия выполнено на высокочувствительном масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН (50 проб). Измерение содержаний урана и тория в этих зернах пирита выполнено методом изотопного разбавления на одноколлекторном масс-спектрометре с

индуктивно-связанной плазмой (ELEMENT XR ICP MS) в ГЕОХИ РАН. Определение Re-Os возраста выполнено в лаборатории Jamstec (Япония).

**Личный вклад** автора заключается в непосредственном участии на всех этапах работы: сбор и анализ фондовой и опубликованной литературы; полевые работы с отбором фактического материала; проведение детальной петрографической характеристики вулканогенных и метасоматических образований объектов; типизация пород; изучение минералого-геохимических особенностей пирита из объектов исследования; определение возраста рудной минерализации (U,Th)-He методом – измерение концентрации радиогенного гелия и пробоподготовка для дальнейшего определения содержаний урана и тория; усовершенствование методики измерения, отбора и подготовки образцов к (U,Th)-He датированию; анализ и интерпретация результатов минералого-петрографических и изотопно-геохронологических исследований.

**Научная новизна:**

1. Усовершенствована методика отбора, подготовки образцов к (U,Th)-He датированию пирита и их химического разложения.
2. Обоснована возможность (U,Th)-He датирования пирита из вулканогенных и метасоматически измененных пород.
3. Получены новые изотопно-геохронологические данные о возрасте сульфидной минерализации в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района.

**Теоретическая и практическая значимость.** Проведенные исследования вносят вклад в развитие методов датирования рудообразующих процессов. На примере золоторудной минерализации Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района показано, что (U,Th)-He методом по пириту можно определить возраст сульфидной минерализации. Полученные данные о возрасте пирита позволили выделить новые возрастные этапы сульфидной минерализации в пределах района исследований.

**Публикации и апробация работы.** По теме диссертации опубликовано 15 работ: 4 статьи, из которых 3 – индексируются в базах данных WoS и Scopus, 1 – в изданиях рекомендованных ВАК Минобрнауки России; 11 материалов совещаний и тезисов к докладам. Результаты исследований докладывались и обсуждались на международных и российских научных конференциях и совещаниях: 17th SGA Biennial Meeting (Zurich, 2023); International conference on Thermochronology (Riva del Garda, 2023); XIII Симпозиум по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова (Москва, ГЕОХИ РАН, 2023); «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 2017, 2018, 2019, 2022); «Металлогения древних и современных океанов, 2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений» (Миасс, ИМин УрО РАН, 2019); «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (Апатиты, ФИЦ КНЦ РАН, 2019).

**Структура и объем работы.** Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав и заключения. Объем работы составляет 134 страницы, включая 41 рисунок, 7 таблиц и список литературы из 148 наименований. Во введении сформулированы цель и задачи исследования, обоснована актуальность, научная новизна, теоретическая и практическая значимость работы, приведены сведения о фактическом материале и примененных методах исследования, представлены основные положения, выносимые на защиту. В главе 1 представлены краткие сведения об истории открытия (U,Th)-He метода, дана характеристика его ядерно-физических основ, указаны изотопно-геохимические ограничения и современная область использования. Глава 2 включает сведения о (U,Th)-He изотопной системе в пирите – устойчивости радиогенного гелия, формах нахождения урана и тория, газово-жидких включений в нем. Глава 3 содержит подробное описание методики работ на каждом этапе исследования: указаны особенности отбора проб и использования аналитических методов. Глава 4 описывает геологическую позицию Войкарской зоны, историю геологического развития Полярно-Уральского региона, особенности размещения сульфидной минерализации и



геологического строения объектов Тоупугол-Ханмейшорского рудного района. Глава 5 посвящена минералого-петрографической характеристике вмещающих оруденение пород. Глава 6 содержит сведения о форме нахождения урана и тория, характере распределения элементов-примесей и минеральных включений в составе пирита, включает обоснование корректировки методики отбора и разложения к (U,Th)-He датированию. В главе 7 представлены результаты изотопно-геохронологических исследований сульфидной минерализации Тоупугол-Ханмейшорского рудного района, с использованием комплексного подхода оценены продолжительность и этапность эволюции рудно-магматических очагов, влияние тектонического и гидротермально-метасоматического воздействия на формирование руд, проведена корреляция возраста рудообразования с геодинамическими обстановками. В заключении сформулированы основные результаты проведенного исследования.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность научным руководителям к.г.-м.н. Якубович О.В. за ценные советы, помощь в освоении методики (U,Th)-He изотопно-геохронологического анализа и сопровождение на всех этапах работы, к.г.-м.н. Соболеву И.Д. за конструктивные советы, помощь на этапе полевого изучения пород и консультации при интерпретации данных. Автор искренне признателен д.г.-м.н. Викентьеву И.В. за бесценный полевой опыт, предоставленный материал, ценные рекомендации и научные консультации. Особую признательность автор выражает к.г.-м.н. Гороховскому Б.М. за техническую поддержку исследования и к.г.-м.н. Сальниковой Е.Б. за помощь в постановке методики разложения проб. Большую благодарность автор выражает к.г.-м.н. Тюковой Е.Э, к.г.-м.н. Ивановой Ю.Н. за предоставление образцов и полезные консультации. Автор благодарит Аносову М.О., Власенко Н.В., Подольскую М.М., Н.П. Константинову за помощь в проведении аналитических измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ №22-77-10088. Полевые экспедиции были проведены в рамках проектов РФФ №14-17-

00693-П; РФФИ № 18-05-70041. Исследования выполнены на базе лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, а также с использованием оборудования РЦ «Геомодель» и РЦ «Рентгено-дифракционные методы анализа вещества» (СПбГУ).

### **Основные научные результаты:**

1. Основываясь на результатах детального изучения возможных источников радиогенного гелия в пирите (Иванова и др., 2024, стр. 6–7; Yakubovich et al., 2021, pp. 11–13), была усовершенствована методика отбора и подготовки образцов, а также внесены изменения в протокол химического разложения при проведении (U,Th)-He датирования. Личное участие автора в получении результатов (Yakubovich et al., 2021): геологическая характеристика, определение (U,Th)-He возраста пирита, интерпретация результатов, составление графического материала.

2. На примере золоторудной минерализации в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе показаны возможности систематического определения (U,Th)-He возраста пирита из разных типов объектов (Иванова и др., 2024, стр. 11–12; Yakubovich et al., 2021, pp. 10–11) под контролем сертифицированных стандартов (апатит Durango, платина Santiago River (Yakubovich et al., 2023)). Личное участие автора в получении данных результатов (Yakubovich et al., 2023): минералогическая характеристика, методическая часть, составление графических данных.

3. Приведено петролого-минералогическое изучение золоторудных пород Войкарской зоны (Иванова и др., 2024, стр. 10–11; Иванова, Иванова, 2021, стр. 6–10). Получены оригинальные данные по возрасту пирита из Au-порфирового месторождения Петропавловское, Au-Fe-скарнового месторождения Новогоднее-Монто (Yakubovich et al., 2021, pp. 10–11) и золоторудного проявления Карьерное (Иванова и др., 2024, стр. 11–12), которые позволили выделить новые временные этапы минерализации в районе исследований.

**Положения, выносимые на защиту:**

1. Одним из источников радиогенного гелия в кристаллической решетке пирита являются микронные включения уран (торий)-содержащих минералов. Для надежного (U,Th)-He датирования пирита необходимо проводить его разложение в условиях обеспечивающих их полное растворение. Таких условий можно достичь при автоклавном разложении в тефлоновых бюксах в смеси плавиковой, азотной и хлорной кислот (в соотношении 10:2:1) при следующих условиях: 220 °С, 48 ч.

2. Результаты (U,Th)-He датирования пирита из вулканитов рудопроявления Карьерное и метасоматитов месторождения Новогоднее-Монто согласуются со значениями возраста, определенного независимыми методами (биостратиграфия,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ), что свидетельствует о применимости (U,Th)-He метода для определения возраста сульфидной минерализации.

3. В пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района выделен новый этап сульфидной минерализации пермского возраста ( $293 \pm 8$  млн лет). Обосновано наличие колчеданного этапа минерализации ( $424 \pm 6$  млн лет) в вулканитах тоупугольской толщи.

# ГЛАВА 1. ОСНОВЫ (U,Th)-He МЕТОДА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПО РАДИОГЕННОМУ ГЕЛИЮ

## 1.1 История открытия (U,Th)-He метода

Ядерно-физические исследования явления радиоактивности и расширение знаний о строении атома определили развитие раздела физики изотопов, также применимого в геологии. Благодаря прогрессу в изучении процессов радиоактивного распада, появилась возможность восстановления точной хронологической последовательности формирования пород и оценки продолжительности геологических процессов на основе радиоактивных превращений изотопов химических элементов.

Первые сведения о гелии стали доступны после исследования химического состава протуберанцев в атмосфере Солнца с помощью спектрального анализа Ж. Жансеном и Дж. Н. Локьером в 1868 году (Якуцени, 1968). Однако, особый интерес к изучению гелия был вызван выделением его радиогенного изотопа из урансодержащего минерала клеветит У. Рамзаем в конце 19 века. В истории развития методов изотопной геохронологии определяющее значение имеет первая половина 20 века, которая ознаменована открытием Э. Резерфорда возможности использования накопленных в ходе геологической истории продуктов распада для определения возраста природных объектов (Rutherford, 1906). Для достижения данной цели было предложено использовать содержание урана и количество накопленного гелия в минералах, при этом вклад тория не учитывался. Таким образом, первым опытом по оценке возраста горных пород на Земле был U-He метод, предложенный Э. Резерфордом и Б. Болтвудом в 1905 году на основе результатов датирования фергусонита (оксид Nb-Ta) (Badash, 1969; Reiners, 2017).

Вскоре было установлено, что потери радиогенного гелия искажают значения получаемых возрастов, в связи с чем использование метода было крайне ограничено (Герлинг, 1939, 1961; Харлей, 1956). На протяжении

первой половины 20-го столетия Резерфорд совместно с Холмсом и Панетом параллельно с группой ученых СССР (Хлопин, Герлинг, Старик и др.) продолжали попытки устранения заниженных, по сравнению с другими изотопными системами, результатов (U,Th)-He метода. Сложность представляла высокая диффузионная способность гелия, характерная для благородного газа. Соответственно физическая особенность гелия беспрепятственно мигрировать через естественные дефекты и прочие дислокации в структуре минерала, в том числе и в результате метамиктного разрушения индивида под воздействием радиации, обеспечивала почти полную потерю гелия в ходе геологической истории. Тем временем U-Pb датирование характеризовалось большей точностью, обеспечивая последовательные стратиграфические результаты, и считался более надежным методом. В результате на некоторое время (U,Th)-He метод был признан не пригодным для определения возраста горных пород.

Однако, во второй половине 20-го века изучение (U,Th)-He изотопной системы не прекращается. В данный период публикуются работы о поведении системы в различных минералах и породах. Ключевой из них является исследование М. Додсоном фактора, влияющего на полную или частичную потерю гелия, – его высокой подвижности даже при незначительной температуре порядка первых сотен градусов (Dodson, 1973). В данной работе было приведено определение понятия температуры закрытия системы и разработано математическое решение для реконструкции температурно-временной истории пород и минералов. Исходя из этого, выясняется температура, при которой скорость потери радиогенной компоненты равняется скорости ее накопления. То есть, устанавливается возможность использования данных о потере гелия для получения новой информации о длительности и интенсивности температурного воздействия на минералы в течение геологических процессов (Farley and Stockli, 2002). В свою очередь знание миграционных характеристик гелия дает возможность составить термическую историю минерала. Таким образом, был открыт путь для

зарождения нового направления в изотопной геологии – термохронологии, позволяющей реконструировать термическую историю горных пород.

В 90-х годах 20-го века интерес к (U,Th)-He методу исследования возобновился со стороны П. Цайтлера и его коллег. Для изучения был выбран апатит, а результаты его датирования были интерпретированы как время охлаждения породы до температуры закрытия, которая была установлена равной 100°C (Zeitler et al., 1987). Исследования (U,Th)-He изотопной системы на примере апатита продолжались такими учеными как К. Фарли и Р. Вольф (Farley and Stockli, 2002; Wolf et al., 1996). Результаты в свою очередь являлись удовлетворительными, соответственно метод перестал вызывать сомнения в своей надежности. В то же время продолжается исследование миграции радиогенного гелия, предложено применение данного метода для изучения циркона, что позитивно повлияло на развитие низкотемпературной термохронологии (Reiners, 2005). Изучение поведения гелия в различных минералах открыла возможность датирования ряда богатых ураном и торием акцессорных (уранинит, титанит, монацит, браннерит и др.), гидротермальных (гематит, магнетит, флюорит, сфалерит (Boschman et al., 1993; Evans et al., 2005)) и метаморфических (гранат, рутил) минералов (Flowers et al., 2022).

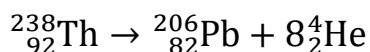
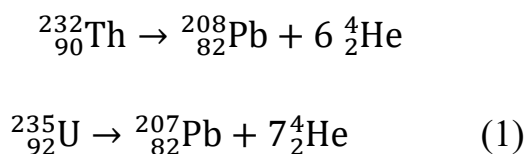
Помимо экспериментов по исследованию сохранности He в вышеупомянутых минералах, также был опубликован ряд материалов по изучению закономерностей диффузионной миграции гелия из металлов и других технических материалов: рассматривалось поведение гелия, полученного путем воздействием ядерного облучения, особенности поведения гелия имплантированного пучком ионов в структуру металлов, на примере Pd, Ni, Al, а также ряда реакторных материалов (Whitmore, 1976; Benedek, 1978; Wilson et al., 1981; Puska et Nieminen, 1984; Малкин, 2018). В результате этих исследований была обнаружена особенность кластерного распределения атомов гелия в структуре металла, что обуславливает высокотемпературные условия для его выделения. Это предопределяет перспективность использования изотопных систем на основе радиогенного гелия в подобных

минералах в геохронологии. Для подтверждения данной теории на базе института геологии и геохронологии докембрия РАН было проведено исследование кинетики выделения радиогенного гелия из кристаллической решетки самородного золота при помощи высокочувствительного гелиевого масс-спектрометрического комплекса (Шуколюков и др., 2010). По результатам исследования была подтверждена сохранность радиогенного гелия в структуре самородного золота в форме малорастворимых гелиевых пузырьков-кластеров, для которого данная позиция определяется энергетической выгодой (Шуколюков и др., 2012). Газовые кластеры мигрируют к дефектам структуры металла, дислокациям или границам зерен и являются малоподвижными. Не менее важную роль в пользу использования самородных металлов сыграла плотность упаковки, которая затрудняет скорость миграции гелия и тем самым повышает его сохранность в веществе (Шуколюков и др., 2010). Таким образом, затрудненная термодесорбция гелия, требующая крайне высоких температур для его взрывоподобного выделения, вплоть до температуры плавления, определила возможность датирования самородных металлов, в том числе и платины (Шуколюков и др., 2012). Дальнейшие исследования по изучению миграции радиогенного гелия из минералов, которые по характеру проводимости можно отнести к полуметаллам и полупроводникам показали его достаточно высокую сохранность в сперрилите ( $\text{PtAs}_2$ ; Якубович и др., 2015) и пирите (Якубович и др., 2019), что позволяет использовать их в качестве He-геохронометров.

## 1.2 Ядерно-физические основы (U,Th)-He метода

На Земле известно 10 природных долгоживущих  $\alpha$ -излучающих радионуклидов:  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Gd}$ ,  $^{174}\text{Hf}$ ,  $^{186}\text{Os}$ ,  $^{190}\text{Pt}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ . Радиогенный гелий  $^4\text{He}$  является одним из стабильных продуктов их радиоактивных превращений. (U,Th)-He метод основан на  $\alpha$ -распаде изотопов урана  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  и тория  $^{232}\text{Th}$ . Данные изотопы претерпевают серию последовательных  $\alpha$  и  $\beta$  распадов, тем самым образуя радиоактивные ряды. Поскольку промежуточные продукты распада отличаются значительно

меньшим периодом полураспада, это позволяет не учитывать их в дальнейших расчётах, если возраст минерала более 1 млн лет, и использовать упрощенные формулы ядерных реакций (1):



В сериях распада U и Th выделяется от 6 до 8 атомов гелия. Поскольку современное отношение  ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$  на Земле постоянно ( $=137.88$ ; Steiger and Jager, 1977), уравнение накопления радиогенного гелия из урана и тория выглядит следующим образом (2) (Farley and Stockli, 2002):

$$\text{He}^4 = 8 \cdot \frac{137.88}{(137.88+1)} C_U \cdot (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \cdot \frac{1}{(137.88+1)} C_U \cdot (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \cdot C_{Th} \cdot (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (2)$$

где  $\text{He}^4$ ,  $C_U$ ,  $C_{Th}$  – концентрации гелия, урана, тория (атомы);  $\lambda_{238}$  ( $1.55125 \times 10^{-10} \text{ z}^{-1}$ ),  $\lambda_{235}$  ( $9.8485 \times 10^{-10} \text{ z}^{-1}$ ),  $\lambda_{232}$  ( $4.94775 \times 10^{-10} \text{ z}^{-1}$ ) – соответствующие константы распада. Коэффициенты 8, 7, 6 соответствуют количеству атомов гелия, образующихся при распаде соответствующего атома; величина 137.88 – современное изотопное отношение  ${}^{238}\text{U}$  к  ${}^{235}\text{U}$ .

Уравнение (2) не имеет аналитического решения относительно параметра t, значение которого может быть получено численным методом поиска приближенных значений с заданной точностью. Таким образом, на основании данных по содержанию урана и тория в изучаемом образце, а также концентрации гелия в нем, можно определить возраст минерала.

Особенностью изотопных систем, основанных на радиогенном гелии, является наличие « $\alpha$ -recoil» эффекта (ядра-отдачи), требующий его учета посредством введения поправки. Радиоактивный распад происходит с выделением кинетической энергией (4-8 МэВ), обеспечивающей пролет  $\alpha$ -частицы на сравнительно большое расстояние (10-18  $\mu\text{m}$  в апатите; Farley et



al., 1996) до полной его остановки в минерале. То есть, если родительский изотоп удален от границы зерна более чем длина  $\alpha$ -тормозного пути, частица будет удержана внутри кристалла в независимости от траектории ее движения (рисунок 1.1). Соответственно при положении радиоактивного изотопа на границе зерна альфа-частица останется в его пределах лишь с вероятностью в 50%. В том числе возможен и обратный процесс по аналогичному принципу, приводящий к имплантации гелия извне. Учитывая неравномерное распределение родительских изотопов в минерале, и во вмещающих породах, недооценка данного явления в зернах менее 200  $\mu\text{m}$  может привести к существенному занижению гелиевого возраста минерала. Для более крупных зерен вклад этого поверхностного эффекта можно считать незначительным (Farley et al., 1996).

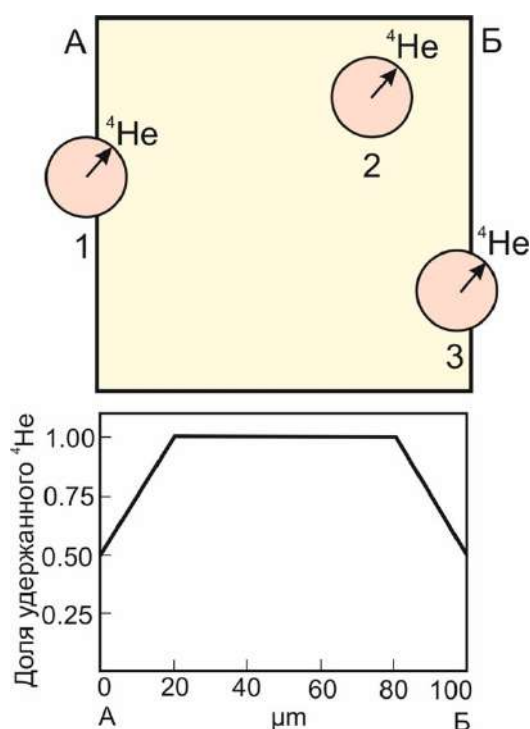


Рисунок 1.1. –  $\alpha$ -рекойл эффект в границах схематического кристалла. 1) имплантация  $\alpha$ -частицы; 2) удержание  $\alpha$ -частицы; 3) возможен выброс  $\alpha$ -частицы. Центр круга – положение родительского изотопа, границы – площадь для возможной остановки  $\alpha$ -частицы, стрелка – одна из возможных траекторий движения  $\alpha$ -частицы при радиоактивном распаде (Farley et al., 2002).

Существует несколько способов расчета «среднего» возраста множества (U,Th)-He анализов. Традиционный способ определения

(среднеарифметического значения, уступает в точности альтернативным методам расчета, среди которых зарекомендованы следующие подходы: «объединенный» возраст; изохронный возраст и центральный возраст (Vermeesch, 2008).

Объединенный возраст определяется по аналогии с методом треков деления. Расчет производится по единому «синтетическому» измерению, воссозданному математическим путем сложения соответствующих содержаний U, Th и He нескольких зерен вместе. Подобное объединение нескольких зерен увеличивает мощность сигнала и может положительно влиять на усреднение ошибки коррекции выброса  $\alpha$ -частиц при неоднородном строении минерала (Vermeesch et al., 2007). Среди недостатков подхода – вероятность смещения полученного объединенного возраста в сторону значений возраста образцов с высокими содержаниями U, Th и He, а также преувеличения вклада  $\alpha$ -выброса, особенно при наличии радиационных повреждений и имплантированного гелия в исследуемых зернах.

Изохронный возраст рассчитывается, исходя из наклона линейной аппроксимации диаграммы зависимости содержания гелия в образце от современной скорости его образования. Наличие богатых U и Th включений, может способствовать удревнению гелиевого возраста. Данный фактор будет отражен на графике изохроны, которая не пройдет через начало координат He-P, где P – современная скорость образования гелия:

$$P = \left( 8 \cdot \frac{137.88}{(137.88+1)} \lambda_{238} + 7 \cdot \frac{1}{(137.88+1)} \lambda_{235} \right) [U] + 6 \cdot \lambda_{232} [Th] \quad (3)$$

Во избежание смещение возраста в сторону крупных зерен, количество гелия пересчитывают в единицах концентрации.

Для расчета (U,Th)-He возраста с использованием параметра P используют следующее приближенное уравнение, которое обладает высокой точностью для образцов моложе 1.6 млрд лет (Meesters and Dunai, 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda_{wm}} \ln \left( 1 + \frac{\lambda_{wm}}{P} [He] \right) \quad (4)$$

где  $t$  – возраст образца (в млн. лет),  $\lambda_{wm}$  – взвешенная константа распада,  $P$  – современная скорость образования гелия (ат./млн.лет),  $[He]$  – содержание гелия в образце (ат.).

Взвешенная константа распада определяется исходя из констант распада основных радиоактивных изотопов и вычисляется по формуле:

$$\lambda_{wm} = \frac{\left(8 \frac{137.88}{138.88} \lambda_{238}^2 + \frac{7}{138.8} \lambda_{235}^2\right) [U] + 6 \lambda_{232}^2 [Th]}{P} \quad (5)$$

где  $\lambda_n$  – константы распада изотопов  $U$  и  $Th$  с массовым числом  $n$ ,  $[U]$  и  $[Th]$  – содержания урана и тория в образце (ат.).

Центральный возраст признан наиболее точным способом с математической точки зрения (Vermeesch, 2008). В расчетах используется среднее геометрическое содержаний  $U$ ,  $Th$  и  $He$  для отдельных зерен. Такой подход актуален для расчета среднего значения для зерен с различными отношениями  $Th/U$  на основе  $(U,Th)$ - $He$  тройной системы.

### 1.3 Модели миграции благородных газов и их ограничения

Процесс миграции определяет условия потери гелия из кристаллической решетки минерала в ходе геологической истории. Даже незначительное повышение температуры до 100 – 200 °С может стать причиной частичной или полной потери гелия, результат которой будет выражен в занижении полученного значения возраста (Farley, Stockli, 2002). Оценку параметров миграции проводят эмпирически либо на основе математического моделирования (Якубович и др., 2010; Flowers et al., 2022).

Одним из наиболее распространенных эмпирических подходов к определению миграционных параметров является метод ступенчатого отжига: определяется количество выделившегося гелия при заданной температуре по ходу постепенного нагрева. В результате получают спектры кинетики выделения радиогенного гелия, по которым можно рассчитать кинетические параметры для минерала.

На данный момент выделяются два основных теоретических подхода для описания миграции гелия и других благородных газов из кристаллической решетки минерала.

### **1.3.1 Модель мономолекулярной химической реакции первого порядка**

Модель мономолекулярной химической реакции первого порядка миграции гелия в минералах, иными словами, односкачковая модель, была использована в первых работах Э. К. Герлинга (Герлинг, 1939), в дальнейшем обрела особую популярность среди российских исследователей и используется в изотопно-геохимических моделях эволюции Земли и при описании миграции гелия из реакторных материалов. Данный подход предполагает дефектность кристаллической решетки минералов в области образования  $\alpha$ -частицы. В рамках данной модели важно отметить, что энергия связи атомов в кристаллической решетке соответствует 2-4 эВ, в то время как  $\alpha$ -распад ядра атома урана характеризуется выделением и последующим рассеиванием в структуре минерала энергии примерно равной  $10^8$  МэВ (Якубович, 2013). Так, при локальном выделении большого количества энергии при радиоактивном распаде, образуется дефект в кристаллической решетке, где могут накапливаться образованные атомы гелия. Энергия миграции будет определяться временем, затраченным на отрыв атома от центра накопления, то есть его выход из дефектного положения. Это объясняет схожий характер поведения радиогенного атома в состоянии миграции и в ходе процессов простых химических реакций (Герлинг, 1961). Основы односкачковой модели лежит гипотеза, полагающая, что первостепенную сложность для атома составляет так называемый первый скачок – выход атома из энергетической ловушки после радиоактивного распада. Тогда как дальнейшая диффузия из минерального зерна по нарушенной структуре требует меньших энергетических затрат.

### **1.3.2 Классическая диффузия Фика**

Основы альтернативной модели миграции гелия заложены в законах диффузии Фика, описывающих изменение концентрации атомов радиогенных газов в минералах под воздействием температуры (Якубович, 2013).

Определяющим фактором в модели является размер атомов гелия, который пренебрежительно мал по сравнению с расстоянием межатомных связей в минералах. По сравнению с односкачковой моделью, данная модель предполагает, что наибольшие энергетические затраты сопровождается диффузионный процесс. То есть, в первом случае выход атома из решетки минерала ограничен временем, требуемым на его отделение от центра накопления, тогда как диффузионная модель подразумевает, что основной вклад вносит время, затраченного на блуждание атома в зерне. При использовании диффузионной модели для описания миграции гелия из минералов предполагают равный размер минеральных зерен, их шарообразную или другой заданную формы с гомогенной концентрацией радиоактивного и радиогенного изотопов. Концентрация оставшегося газа определяется функцией от коэффициента диффузии, температуры и размеров (радиус сферического зерна) (Fechtig and Kalbitzer, 1966). Доля потерянного газа может быть вычислена, исходя из законов классической диффузии (6).

$$F = 1 - \frac{6}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} e^{-n^2 Bt} \quad (6)$$

, где  $B = \pi^2 \frac{D}{R^2}$ ,  $D$  – диффузионный коэффициент,  $t$  – время,  $R$  – радиус зерна,  $n$  – натуральное число.

### 1.3.3 Преимущества и ограничения моделей

Одним из достоинств односкачковой модели является доказательство в реальных минералах разнонаправленной миграции радиогенных атомов в структуре, существование дефектных зон с различной степенью нарушения в кристаллической решетке, в том числе первичных ловушек для подвижных атомов. Подтверждение вариативности форм нахождения урана и тория в минеральных зернах, различные энергетические состояния атомов, позволили в некоторой степени прояснить сложную кинетику процесса миграции. Негомогенное распределение радиогенного гелия в кристаллической решетке, неподдержанное ураном, также устанавливается эмпирически (рисунок 1.2). При этом математический аппарат, используемый для оценки миграционных

параметров по данным эксперимента, отличается простотой использования. Существенным ограничением может служить недостаточная разрешающая способность метода, затрудняющая разделение процессов миграции с разными кинетическими параметрами (Шуколюков и др., 2009).

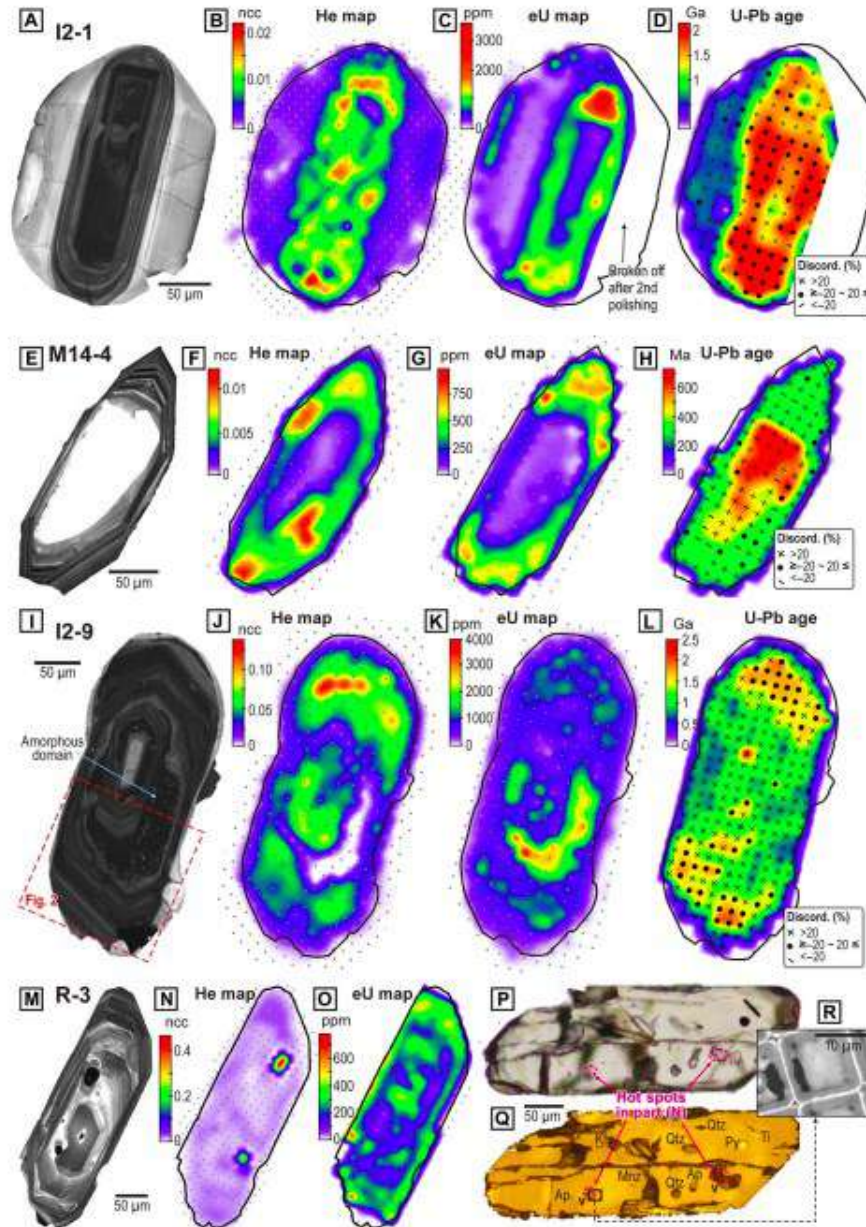


Рисунок 1.2. – CL-изображения зерен циркона (A,E,I,M) и распределения содержаний гелия (B,F,J,N) и урана (C,G,K,O) в них (Danisik et al., 2017)

Модель, основанная на процессе диффузии, ограничена определенными условиями. Так, зерна аппроксимированы определенной фигурой правильной формы (сферой, реже цилиндром, кубом и другими) с гомогенным распределением радиоактивного материнского изотопа и радиогенного

изотопа благородного газа во избежание нарушения диффузионного профиля. Тем не менее, проблема интерпретации экспериментальных данных состоит в отличии практических условий миграции от идеализированных представлений о распределении урана и тория в кристаллической структуре, которое не всегда представляется однородным (Тугаринов и Бибилова, 1980; Шуколюков, 1970; Краснобаев, 1986), и одинаковым, энергетическом положении всех атомов мигрирующего газа в структуре (Шуколюков и др., 2009). Соответственно неомогенное распределение U и Th может смещать эффект выброса  $\alpha$ -частиц и влиять на поведение диффузии и градиент распределения концентраций He (Farley, 2002). Для решения этих проблем используют модельные подходы, а также в ряде случаев дополнительно облучают минералы для генерации в них гомогенно распределенного изотопа  $^3\text{He}$  (Flowers et al., 2022).

В реальности предполагается, что миграция радиогенного гелия может происходить с использованием обоих механизмов (рисунок 1.3). Например, когда за счет ограниченной растворимости гелия в некоторых минералах происходит пресыщение твердого раствора гелием которое снимается за счет диффузии в сторону дефектов, которые впоследствии служат ячейкой накопления гелия в кристаллической решетке (Якубович, 2013). То есть, первоначально происходит диффузия гелия в сторону энергетически выгодных положений, как границы зерен или радиационные дефекты, где происходит накопление гелия в форме атомных кластеров. Отрыв атома гелия от подобного центра накопления требует больших энергетических затрат, достаточных для разрушения объемных дефектов, заключающих образованные кластеры.

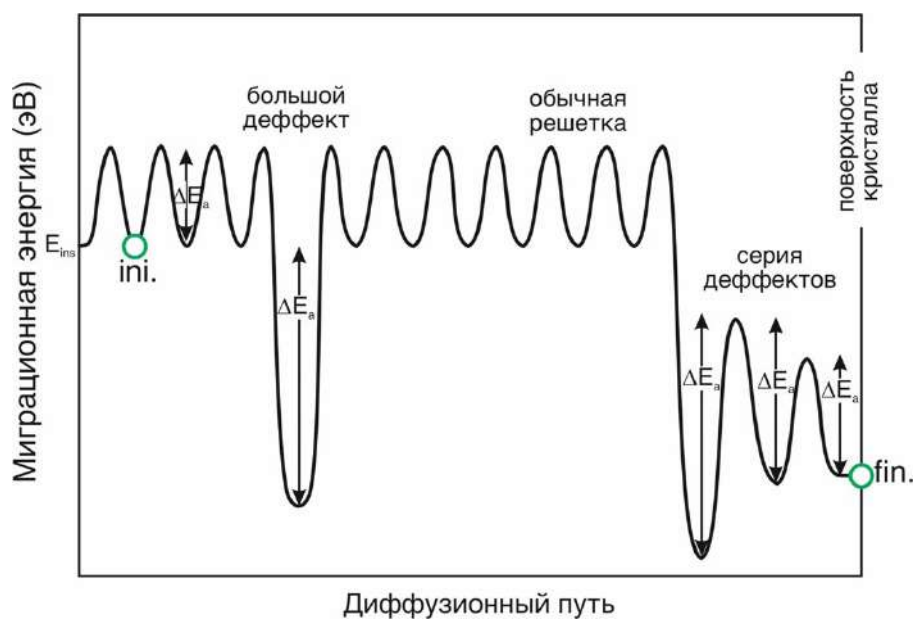


Рисунок 1.3. – Схема диффузионного пути (Gautheron et al., 2022).  $E_a$  – энергия активации, зеленый круг – атом радиогенного гелия.

В итоге, стоит отметить, что на практике на примере реальных минералов каждая из приведенных моделей приводит к расчету схожих значений энергии активации миграции (Якубович и др., 2010; Reiners, 2005). Следовательно, различия в результатах будут определяться интерпретацией данных, а именно, в случае необходимости учета размеров зерен для последующих операций. Соответственно, каждая из моделей является уместной, однако, более традиционной в геологии, в области низкотемпературной термохронологии в силикатных минералах, является диффузионная модель (Rosso, 2005). Для описания миграции гелия из металлов используется односкачковая модель (Шуколюков и др., 2012аб).

Последнее время по мере развития вычислительных мощностей современных компьютеров появляются работы по математическому моделированию процессов миграции гелия из кристаллической решетки различных минералов (Balout et al., 2017; Djimbi et al., 2015; Gerin et al., 2017; Gautheron et al., 2020; Bassal et al., 2022). Моделируются в основном идеальные кристаллы миграция гелия, в которых существенно отличается от природных образцов, но они позволяют установить такие важные для понимания



процессов миграции факторы, как влияние элементов примесей и наличия дефектов на сохранность гелия в минерале.

#### **1.4 Сложности использования (U,Th)-He системы и способы их решений**

##### **1.4.1 Эффект ядер-отдачи**

Особенностью (U,Th)-He системы, затрудняющей интерпретацию результатов, является наличие  $\alpha$ -recoil эффекта. Во время радиоактивного распада материнского изотопа, происходит выделение энергии порядка 5-6 МэВ, при значениях энергии связи 2-4 эВ (Якубович, 2013). То есть, будущее ядро радиогенного гелия обладает сравнительно высокой энергией и расстояние, которое потребуется для его полной остановки в минерале составляет первые десятки  $\mu\text{m}$  (11–34  $\mu\text{m}$ ) (Zeigler et al., 2010). Наличие  $\alpha$ -рекойл эффекта определяет ограничения в выборе подходящих зерен для проведения анализа: зерна менее 30  $\mu\text{m}$  являются не пригодным для аналитики, поскольку такие параметры исключают возможность накопления гелия в связи с вероятностью вылета радиогенного изотопа из зерна в окружающую среду.

Помимо возможности потери гелия, существует вероятность имплантации  $\alpha$ -частицы ( $\alpha$ -ejection) из окружающего пространства, соседних минералов рядом с датруемым образцом (Farley, 2000). Захваченный гелий может привести к завышенным результатам измерения возраста.

В большинстве случаев для зерен размером свыше 200  $\mu\text{m}$  можно пренебречь вкладом эжектированной и имплантированной компонент. Для зерен меньшего размера проблему решают путем абразивного стачивания краевой части на 15-20  $\mu\text{m}$  (Farley et al., 2000; 2002), либо путем введения математической поправки исходя из размера и формы зерна, учитывающей какая часть ( $F_T$ )  $\alpha$ -частиц распада U и Th не сохраняются в кристалле (рисунок 1.4; Farley et al., 1996).

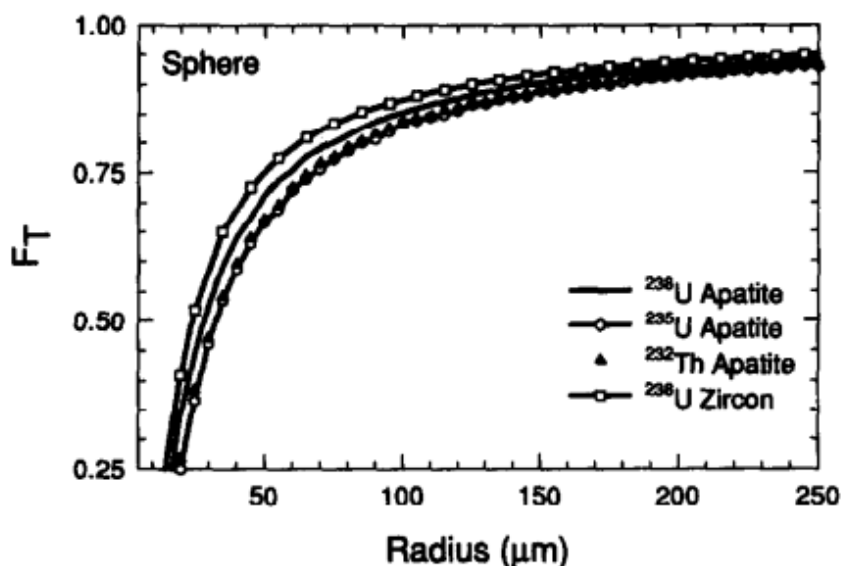


Рисунок 1.4. – Доля удержанного гелия в сферах различного радиуса для цепочек распада  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  в апатите и цирконе (Farley et al., 1996). Распределение родительских изотопов гомогенное.

#### 1.4.2 Газово-жидкие включения

Полости минералов зачастую сохраняют в своем составе минералообразующие растворы, захваченные при их кристаллизации в процессе роста, отражающие условия среды образования, и заполняющие вторичные трещины, характеризующие изменение физико-химических условий. Такие включения могут содержать захваченный гелий, наличие которого может привести к увеличению (U,Th)-He возраста. Магматический флюид, как правило, характеризуется не высоким содержанием  $^4\text{He}$  ( $10^{-8}$ – $10^{-10}$   $\text{см}^3/\text{г}$ ) относительно средних значений концентрации радиогенного гелия в минералах, превышающих более  $10^{-6}$   $\text{см}^3/\text{г}$  (Якубович и др., 2019). Однако, в определенных геологических обстановках, например, при кристаллизации минерала в присутствии грунтовых вод, концентрация захваченного He может быть существенна (Cabral et al, 2022). В таком случае ожидается значительная доля захваченного гелия, в следствие чего полученные значения возраста будут завышены и не воспроизводимы. Подобное поведение можно отследить по отсутствию корреляции между содержаниями U и He.

### 1.4.3 Проблема радиационных повреждений

Серии радиоактивных распадов U и Th влекут радиационные повреждения, вызванные отдачей  $\alpha$ -частицы ( $\alpha$ -damage). Подобные дефекты служат изолированными ловушками для диффундирующих атомов гелия и могут влиять на характеристики диффузии гелия, замедляя ход обычных диффузионных скачков, приводя к удержанию радиогенного гелия в них (Zeitler, 2014; Gautheron et al, 2022). Таким образом скорость миграции гелия в минерале не является константой, и его температура закрытия зависит от времени, которое прошло с момента его образования. В случае быстрого остывания породы или низких содержаний U и Th, влияние  $\alpha$ -damage на гелиевый возраст не значительно.

### 1.5 Современные области применения (U,Th)-He изотопной системы

(U,Th)-He метод может быть применен в качестве термо- или геохронометра для расшифровки термической истории минерала и определения возраста геологических событий соответственно. Метод охватывает широкий температурно-временной диапазон: применим для возрастов от 4.5 млрд лет до 2 тыс лет (Min et al., 2003; Marsden et al., 2021) и температур от 20° до 300°C.

(U,Th)-He метод в настоящее время широко используется для реконструкции эволюции орогенических областей, термической истории бассейнов осадконакопления и оценки скорости остывания магматических тел (Farley, 2002; Reiners, 2005; Aciego et al, 2003; Dunai, 2005; Wolf et al., 1998). Результаты датирования оксидов железа позволяют фиксировать процессы выветривания (Farley et al., 2018; Flowers et al., 2022). Метод позволяет сделать вывод о времени извержения молодых вулканов и формировании молодых разрывных нарушений, а также о возрасте археологических находок (ссылки в Якубович, 2013). На основе полученных данных возможно моделирование эволюции осадочных систем и определение генезиса минеральных отложений.

Доступен анализ внеземного материала для оценки истории импактного воздействия (Kelly et al., 2018; Tremblay and Cassata, 2020). В том числе, в область применения метода входит определение полей распространения палеопожаров и реконструкция палеоландшафтов (Reiners, 2005). Также совместно с трековым и/или прочими геохронологическими методами исследования, при помощи компьютерного моделирования, возможно составление различных сценариев остывания и эксгумации горных пород (Dunai, 2005; Wolf et al., 1998).

## ГЛАВА 2. (U,Th)-He ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В ПИРИТЕ

### 2.1 Минералогия пирита

В основе кристаллической структуры пирита лежит кубическая гранецентрированная решетка, характерная для структурного типа NaCl (Бетехтин, 2008) (рисунок 2.1), где сближенные пары ионов серы образуют анионную группу  $[S_2]^{2-}$ . Преобладают хорошо образованные кристаллы кубического, пентагондодекаэдрического, октаэдритического габитуса, также встречаются комбинации их форм, выделения в виде псевдомороз по минералам и органическим остаткам. По электрическим свойствам является полупроводником. Идеальная химическая формула –  $FeS_2$ , среди характерных примесей выделяются Co, Ni, As, Sb, реже Cu, Au, Ag, рассеянных в составе мелких минеральных включений или тонкодисперсной примеси.

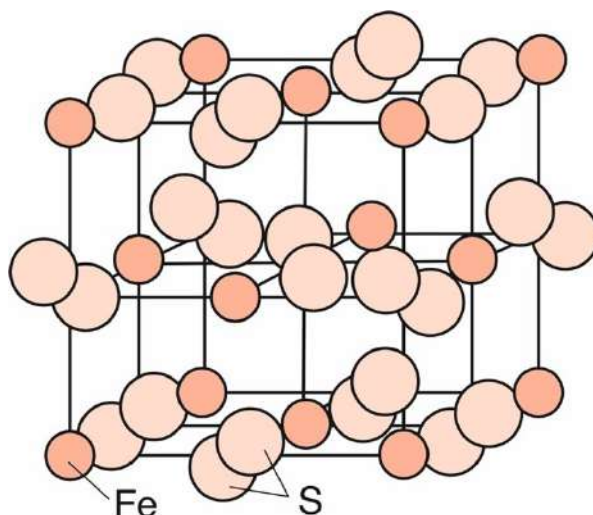


Рисунок 2.1. – Схема кристаллической структуры пирита (Бетехтин, 2008)

Пирит является одним из самых распространенных рудных минералов, который образуется в различных геологических обстановках (Бетехтин, 2007; Пшеничкин и др., 1976; Reich et al., 2013) в результате перераспределения и концентрации вещества в ходе диагенеза или кристаллизации из гидротермальных растворов. В зоне окисления пирит не устойчив и переходит в сульфат железа (II), при избытке свободного кислорода окисляется до сульфата железа (III). Полученный продукт в условиях гидролиза превращается в лимонит с выделением серной кислоты, образующий

псевдоморфозы по пириту. Устойчивость пирита в безкислородных условиях ограничивается температурой его термического разложения на пирротин и серу ( $\approx 500-600^\circ\text{C}$ ).

## 2.2 Устойчивость радиогенного гелия в пирите

Пирит обладает высокой термической сохранностью радиогенного гелия (Якубович и др., 2019). Главными критериями устойчивости радиогенного гелия в минералах являются высокая объемная плотность и электропроводность минерала (Якубович и др., 2015). Данные характеристики в совокупности препятствуют растворению гелия, в следствие чего его атомы вынуждены занимать энергетически выгодные положения в различных дефектах (Шуколюков и др., 2012). Подобная форма нахождения гелия ограничивает его диффузию, тем самым обеспечивая высокую сохранность в структуре минерала. Наиболее ярко этот эффект проявлен для самородных металлов (Шуколюков и др., 2012аб).

Прямая зависимость увеличения проводимости полупроводниковых соединений от повышения температуры позволила ожидать термическую сохранность гелия в полупроводниковых соединениях. Учитывая особенности проводимости соединений, опытным путем была продемонстрирована устойчивость гелия в природном проводящем неметаллическом соединении – сперрилите ( $\text{PtAs}_2$ ) (Якубович и др., 2015). Полученная информация позволила рассматривать другие минералы со сходным кристаллографическим строением в качестве минералов геохронометров, одним из которых является пирит. На основе миграционных характеристик и кинетики выделения гелия, пирит был выделен как наиболее перспективный сульфидный минерал в качестве (U,Th)-He геохронометра (Якубович и др., 2019). Таким образом высокая сохранность гелия в пирите поддерживается следующими факторами: 1) кубическая решетка; 2) высокая плотность упаковки атомов, способствующая снижению скорости миграция гелия; 3) электрическая проводимость. Только выполнение трех условий определяет

полную сохранность гелия в минерале. Обратное доказано на примере пирротина и халькопирита, характеризующимися высокой плотностью упаковки атомов и величиной удельной проводимости, но обладающие низкой энергией активации по причине моноклинной сингонии (Якубович и др., 2019). Гелий удерживается в пирите до температур термического перехода в пирротин с выделением серы. Резкое взрывообразное выделение гелия происходит при температуре порядка 450°C. Высокие значения частотного фактора подтверждают влияние изменения кристаллической решетки пирита при активации миграции гелия из минерала.

### **2.3 Формы нахождения урана и тория в пирите**

Уран в пирите может находиться в виде включений первичных урановых или содержащих изоморфную примесь урана минералов, и/или в сорбированной форме в виде относительно однородной примеси (Баранов и Вертепов, 1966). Наиболее характерными среди включений являются: уранинит, монацит, ксенотим, рутил, циркон и апатит. Концентрация радиоактивных изотопов напрямую зависит от типа руды и может варьировать от мкг/т до г/т (Баранов, Вертепов, 1966; Large et al., 2014). В среднем содержание урана в пирите колеблется в диапазоне от 0.2 до 11 мкг/г (Melekestseva et al. 2014; Yakubovich et al. 2020). Учитывая особенности  $\alpha$ -recoil эффекта, накопление урана в минеральных включениях меньше 10 мкм не происходит, а радиогенный гелий имплантируется в кристаллическую структуры минерала. Соответственно, (U,Th)-He возраст отражает время накопления гелия в пирите.

### **2.4 Газово-жидкие включения в пирите**

Кроме минеральных включений, в зернах могут присутствовать газово-жидкие включения, заключающие избыточный гелий, захваченный вместе с флюидом. Изучение изотопного состава гелия в таких включениях используется для реконструкции источников флюида (Stuart et al., 1995; Kendrick et al., 2001; Burnard and Polya, 2004). Как правило, концентрация

гелия в магматическом флюиде не превышает  $10^{-8}$ – $10^{-10}$  см<sup>3</sup>/г (Бортников и др., 2000; Luders and Niedermann, 2010; Якубович и др., 2019). Таким образом, для определения (U,Th)-He возраста подходят зерна пирита, концентрация радиогенного гелия в которых более  $10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г. На рисунке 2.2 приведена зависимость концентрации радиогенного гелия в пирите от возраста и содержаний урана в нем. Видно, что для среднего диапазона концентраций урана в пирите, возраст минерала пригодного для датирования должен быть не менее 10 млн лет. В противном случае полученный (U,Th)-He возраст вероятно будет завышенным и не воспроизводимым.

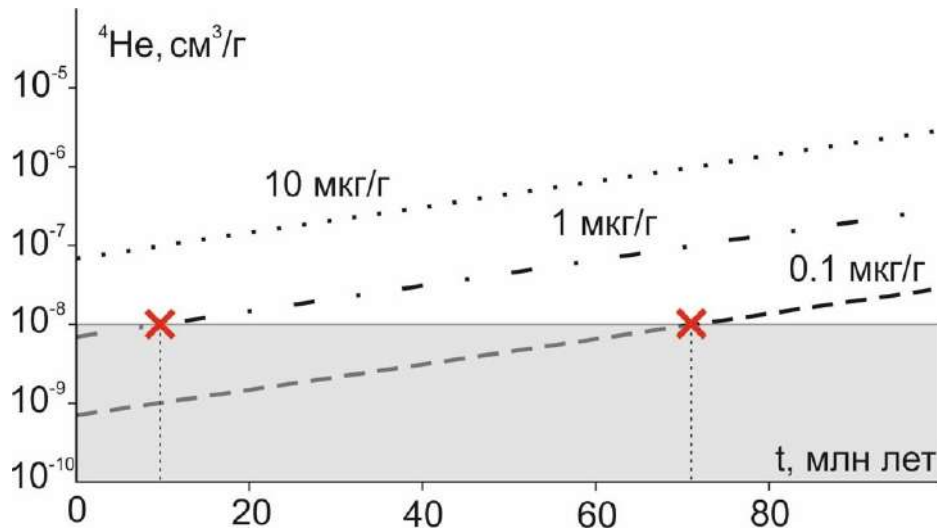


Рисунок 2.2. – Зависимость концентрации  ${}^4\text{He}$  от возраста и содержаний урана в пирите, где серым обозначен диапазон концентраций гелия характерный для флюидных включений; красным – пороговые значения возраста пригодного для датирования, исходя из содержаний урана.



## ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 3.1 Методика полевых работ и отбора материала для исследований

В основу работы положены геологические наблюдения и фактический материал, собранные автором в составе полевого отряда ИГЕМ РАН в ходе полевых работ 2018–2019, 2021 годов в северной части Войкарской зоны на восточном склоне Полярного Урала в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе (Au-Fe-скарновое месторождение Новогоднее-Монто, золотопорфировое месторождение Петропавловское, золоторудное проявление Карьерное).

В процессе подготовки перед полевым сезоном был произведен обзор литературных и фондовых данных по объекту исследования, также автор был ознакомлен с коллекцией образцов и шлифов предшествующих работ. Полевые работы заключались в проведении рекогносцировочных маршрутов протяженностью около 10 км с целью документации естественных обнажений и петрографо-геохимического опробования. Полевые исследования проходили с учетом фактической обнаженности территории, особое внимание уделялось признакам гидротермального изменения вулканогенно-осадочных пород и характеру распределения сульфидной минерализации вблизи тектонических зон и интрузивных контактов. В ходе маршрутов была проведена макроскопическая диагностика, отмечены структурно-текстурные особенности, определены размеры и параметры залегания вмещающих пород. При макроскопической диагностике образцов определялся минеральный состав, текстуры и макроструктуры, а также повышенное внимание уделялось степени и характеру наложенных изменений. Отбор характерных представительных образцов производился в каждом пункте наблюдений с соответствующей привязкой по GPS-навигатору.

### 3.2 Методика петрографических исследований

Для определения минерального состава вмещающих пород были использованы методы оптической микроскопии. В ходе микроскопического анализа были проведены: 1) диагностика породы; 2) выявление минерального состава; 3) исследование взаимоотношений минералов (определение структуры и текстуры); 4) определение форм выделения и размеров минералов; 5) количественный подсчет минералов. Изучение прозрачно-полированных шлифов (92 шт.), изготовленных из каменного материала, отобранного в период полевых работ, а также шлифов из коллекции И.В. Викентьева (ИГЕМ РАН), проводилось в проходящем свете с использованием поляризационного микроскопа Leica DM750P в Санкт-Петербургском Горном университете на кафедре минералогии, кристаллографии и петрографии (МКП); на микроскопе Leica на базе ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования вещества».

Для получения наиболее точных результатов петрографического исследования, а именно установления тонких различий между изучаемыми породами, была выполнена детальная характеристика их видов, придерживаясь метода «группового описания» (Наумов и др., 2017). В соответствии с выбранной методикой было произведено поочередное описание каждого шлифа для дальнейшего составления общей характеристики группы пород. При определении минералов, входящих в состав пород, принимались во внимание необходимые для идентификации свойства – окраска минералов, показатель преломления, рельеф, шагреньевая поверхность, спайность, величина двупреломления, характер погасания, знак удлинения, оптическая осьность и величина угла оптических осей. Заключение о форме и размерах выделений составлялось на основе сопоставления различных сечений определенного минерала. Структуры и текстуры пород выявлялись по совокупности признаков: степени кристалличности, абсолютному размеру минеральных зерен, причем отдельное внимание уделялось форме зерен, их взаимоотношениям и ориентировке в пространстве.

Количественный подсчет содержания минералов в шлифах производился на основании визуальной глазомерной оценки с использованием объективов малого увеличения (10x, 20x). Проведенная оценка является усредненным результатом измерений количественных отношений минералов между собой в нескольких полях зрения. Результат приводится в процентной форме в отношении к общей площади шлифа, принятой за 100%. Фотографирование шлифов было выполнено при помощи микроскопа Leica DM4P, оснащенного камерой для получения графического изображения. Были зафиксированы наиболее представительные и характерные для определенного типа пород особенности строения и состава.

### **3.3 Сканирующая электронная микроскопия**

Монофракции пирита для (U,Th)-He датирования были выделены из пород на основе разделения в тяжелых жидкостях ( $\text{CH}_3\text{Br}$ ) в ИГЕМ РАН (г. Москва). Для выявления формы нахождения урана и тория в пирите было отобрано 110 зерен. Зерна, размером 100-500  $\mu\text{m}$ , монтировались в шайбы из эпоксидной смолы. Полировка шайб осуществлялась с использованием шлифовальной бумаги и алмазной суспензии (6 и 3  $\mu\text{m}$ ). Микроанализ выполнялся на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором для энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа AzTec Energy 350 в ресурсном центре «Геомодель», СПбГУ (г. Санкт-Петербург, аналитик Н.В. Власенко).

При изучении зерен пирита акцент производился на состав и размеры урансодержащих минеральных включений, непосредственно влияющих на результаты (U,Th)-He датирования. Также во внимание принимался парагенезис рудных минералов и характер распределения химических элементов для диагностирования принадлежности изучаемого пирита к определенной генерации. Отмечалось присутствие силикатных включений для исключения искажения результатов датирования и возможности восстановления геологической истории рудообразования.

### 3.4 Методика (U,Th)-He датирования

#### 3.4.1 Подготовка проб

Для (U,Th)-He датирования были отобраны кристаллы пирита более 250 мкм без видимых включений с использованием стереомикроскопа (увеличение до  $\times 5$ ; ИГГД РАН. Каждая проба представляла навеску 1,5 – 2,5 мг вещества, состоящую в среднем из 4–5 зерен пирита. Для последовательного определения содержаний He, U и Th в каждом образце проба помещалась в кварцевую ампулу и запаивалась в условиях форвакуума ( $10^{-3}$  торр) с использованием кислородно-водородной горелки ЛИГА (рисунок 3.1а). Благодаря особым кристаллохимическим свойствам кварца, выделяющиеся при нагреве гелий свободно диффундируют сквозь стенки ампулы, в то время как продукты термического разложения пирита (пирротин, сера), содержащие примеси урана и тория, остаются внутри ампулы (рисунок 3.1б).



Рисунок. 3.1. – Навеска пирита в кварцевой ампуле. а – пирит до отжига; б – продукты разложения (пирротин и сера) после эксперимента.

#### 3.4.2 Определение концентрации радиогенного гелия

Содержание микроколичеств радиогенного гелия измерялось на высокочувствительном масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН (рисунок 3.2). С помощью специального устройства кювета из тугоплавкого

материала с подготовленной пробой внутри поступает в рениевый цилиндр. Здесь в условиях высокого вакуума ( $2 \times 10^{-7}$  торр) в статическом режиме осуществляется постепенный нагрев образца. Высокий вакуум достигается путем трехступенчатой откачки: 1) форвакуум обеспечивает механический масляный насос; 2) высокий вакуум поддерживает диффузионный масляный насос; 3) геттерные насосы (SAES NP 10) в экстракторе и анализаторе сорбируют выделяющиеся активные газы ( $H_2$ ,  $N_2$ ,  $O_2$  и др.) в течение эксперимента. Ионизация атомов гелия производится электронным ударом. Заряженные частицы поступают в анализатор, где под воздействием магнитного поля происходит разделение ионов в зависимости от отношения массы к заряду. Регистрация сфокусированных ионных пучков, поступающих в приемник, производилась вторично-электронным умножителем.



*Рисунок. 3.2. – Магнитно-секторный масс-спектрометрический комплекс МСУ-Г-01-М (ИГД РАН)*

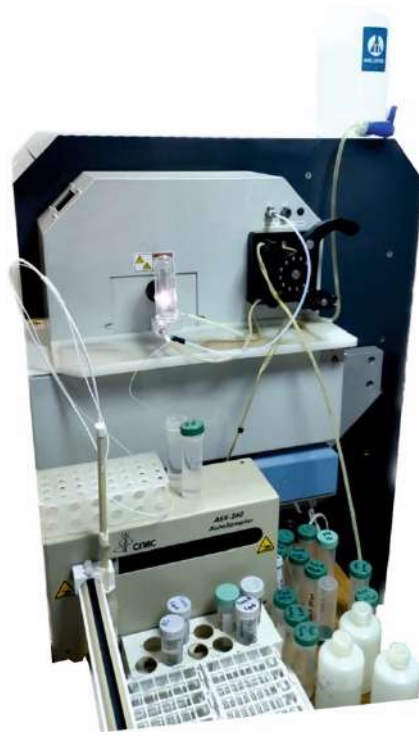
Для удаления низкотемпературного атмосферного гелия, оставшегося в ампуле после откачки, образцы подвергаются нагреву до  $200^\circ\text{C}$  в течение 30 минут. Затем осуществляется постепенный нагрев с шагом в  $200\text{--}250^\circ\text{C}$  по 10 минут до  $1100^\circ\text{C}$ , обеспечивающий полное выделение гелия из пирита. Регистрация количества выделившегося гелия происходит после каждой ступени нагрева с целью оценить долю гелия, выделяющуюся в относительно

низкотемпературной области ( $<500$  °C). При проведении измерений использовались следующие настройки анализатора: ток эмиссии 0,05 мА, ускоряющее напряжение 2.5 кВ, время счета 300 мсек.

Для определения репрезентативного бланка процедуры использовались пустые кварцевые ампулы. Холостой сигнал составил  $-10^{-10}$  см<sup>3</sup>, при чувствительности прибора  $10^{-13}$  см<sup>3</sup> <sup>4</sup>He на импульс (время счета 300 мсек). Надежность аналитических измерений <sup>4</sup>He контролировалось использованием сертифицированного стандарта – платина Santiago River ( $39.6 \pm 0.7$  млн лет; Yakubovich et al., 2023).

### 3.4.3 Определение содержания изотопов урана и тория

Определение урана и тория производилось методом изотопного разбавления. Полное разложение дегазированной кварцевой ампулы, с заключенными в ней продуктами термического разложения пирита, которые содержат примеси урана и тория, проводилось в смеси кислот (царская водка (0,4 мл), HF конц. (0,5 мл), HClO<sub>4</sub> (0,05 мл) с добавлением 1 капли смешанного трассера <sup>230</sup>Th-<sup>235</sup>U в закрытых тефлоновых бюксах при температуре 180°C в течение 24 часов. Затем пробы высушивались на горячей плитке при температуре 200°C. Сухой остаток переводился в раствор 5% HNO<sub>3</sub> (2 мл) для дальнейших измерений U и Th. Измерение изотопных отношений <sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U и <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th выполнялось на магнитно-секторном масс-спектрометре ELEMENT XR ICP MS в ГЕОХИ РАН (г. Москва; аналитики М.М. Подольская, М.О. Аносова) (рисунок 3.3). Для оценки точности аналитической процедуры проводились одновременные эксперименты с апатитом Durango, признанным международным стандартом для (U,Th)-He метода ( $31 \pm 1$  млн лет; McDowel et al., 2005). Полный химический бланк процедуры (фоновые концентрации U и Th) определялся по пустым кварцевым ампулам, растворенным по аналогичной методике. Холостые значения составили  $-1 \times 10^{10}$  ат U и  $6 \times 10^{10}$  ат Th.



*Рисунок. 3.3. – Магнитно-секторный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ELEMENT XR (ГЕОХИ РАН)*

## ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### 4.1 Геологическая позиция Тоупугол-Ханмейшорского рудного района

Исследования проводились в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе, расположенном в северной части Войкарской зоны Восточно-Уральской мегазоны Полярного Урала (рисунок 4.1). Этот регион относится к числу сравнительно малоизученных сегментов Урала. Войкарская зона имеет субмеридиональное (ССВ) простирание и расположена к югу от Собского поперечного поднятия и к северу от р. Хулга (Государственная..., 2007, 2014). В строении Войкарской зоны участвуют палеозойские палеоокеанические и палеоостроводужные образования, которые по Главному Уральскому разлому (сутуре) надвинуты на позднедокембрийско-палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны, представляющие собой деформированный край Восточно-Европейской платформы (Кузнецов, Романюк, 2014 и ссылки в этой работе). Северо-западная часть сложена предположительно раннепалеозойскими океаническими образованиями офиолитовой ассоциации, представленными метаморфизованными гипербазитами и габброидами (Перевозчиков, 1974; Савельев, 1974; Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1987; Добрецов и др., 1977; Язева, Бочкарев, 1984; Ремизов, 2004 и др.) (рисунок 4.1). В юго-восточной части зоны преобладают позднеордовикско-среднедевонские островодужные породы Малоуральского вулcano-плутонического пояса (Дедеев, 1959; Сирин, 1962; Язева, Бочкарев, 1984; Старков, 1985; Ремизов, 2004; Удоратина, Кузнецов, 2007 и др.). Островодужные интрузивы и ассоциирующие с ними вулканогенные образования простираются в ССВ направлении более чем на 250 км в виде узкой полосы шириной 10-40 км. Эти образования являются северным продолжением структур Тагильской зоны Среднего и Северного Урала (Кузнецов, Романюк, 2014).



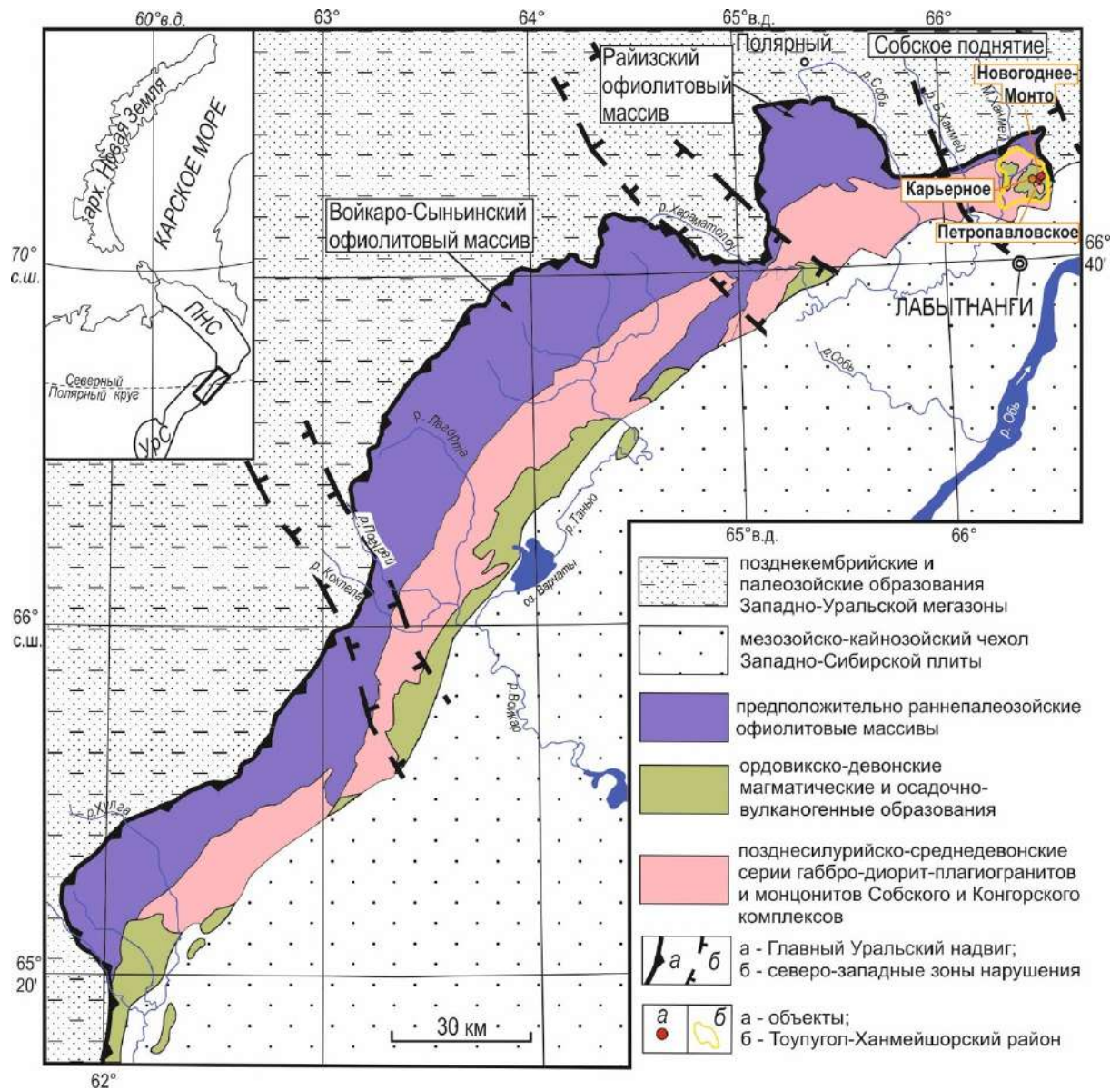


Рисунок 4.1. – Геологическая позиция Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района в структурах восточного склона Полярного Урала, составлена с использованием данных (Государственная...2007; 2014; Соболев и др., 2017 и ссылки в этих работах).

В северо-восточном окончании Войкарской зоны среди палеозойских островодужных образований расположен Тоупугол-Ханмейшорский золоторудный район, включающий Новогодненское рудное поле, (рисунок 4.1; 4.2), в составе которого на Полярном Урале выделяют два золоторудных месторождения: золото-порфировое Петропавловское (26 т Au) и золото-железо-скарновое Новогоднее-Монто (7 т Au), а также ряд рудопроявлений (Караченцева, Карьерное и др.) (Викентьев и др., 2017).

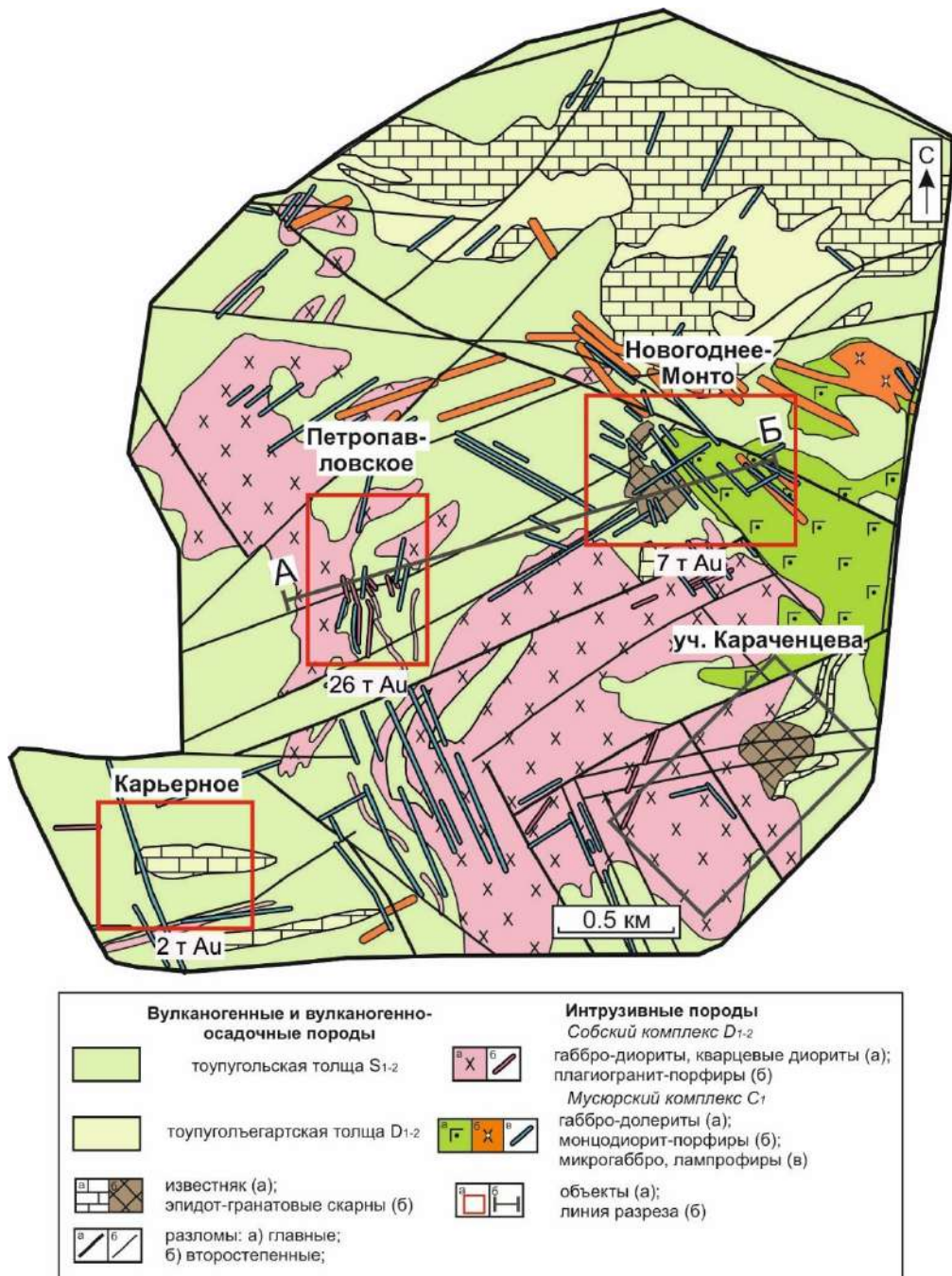


Рисунок 4.2. – Геологическая карта Новогодненского рудного поля по данным (Волчков и др., 2008) с изменениями.

В строении рудного района участвуют следующие толщи (снизу-вверх): соколинская (O<sub>2-3</sub> sk), ханмейшорская (O<sub>3</sub>–S<sub>1</sub> hn), тоупугольская (S<sub>1-2</sub> tp), тоупугольегартская (D<sub>1-2</sub> tg) (рисунок 4.3) (Прямоносов и др., 2004; Зылева и др., 2014). Рудовмещающие породы этого района представлены силурийско-среднедевонскими островодужными вулканогенными и осадочно-вулканогенными (туфы, туффиты и лавы базальт-андезитового состава) породами и известняками тоупугольской и тоупугольегартской толщ, а также

прорывающими их ранне-среднедевонскими плагиогранитоидами Собского батолита. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы образуют моноклираль, осложненную серией флексуобразных изгибов, с падением на юго-восток (рисунок 4.4).

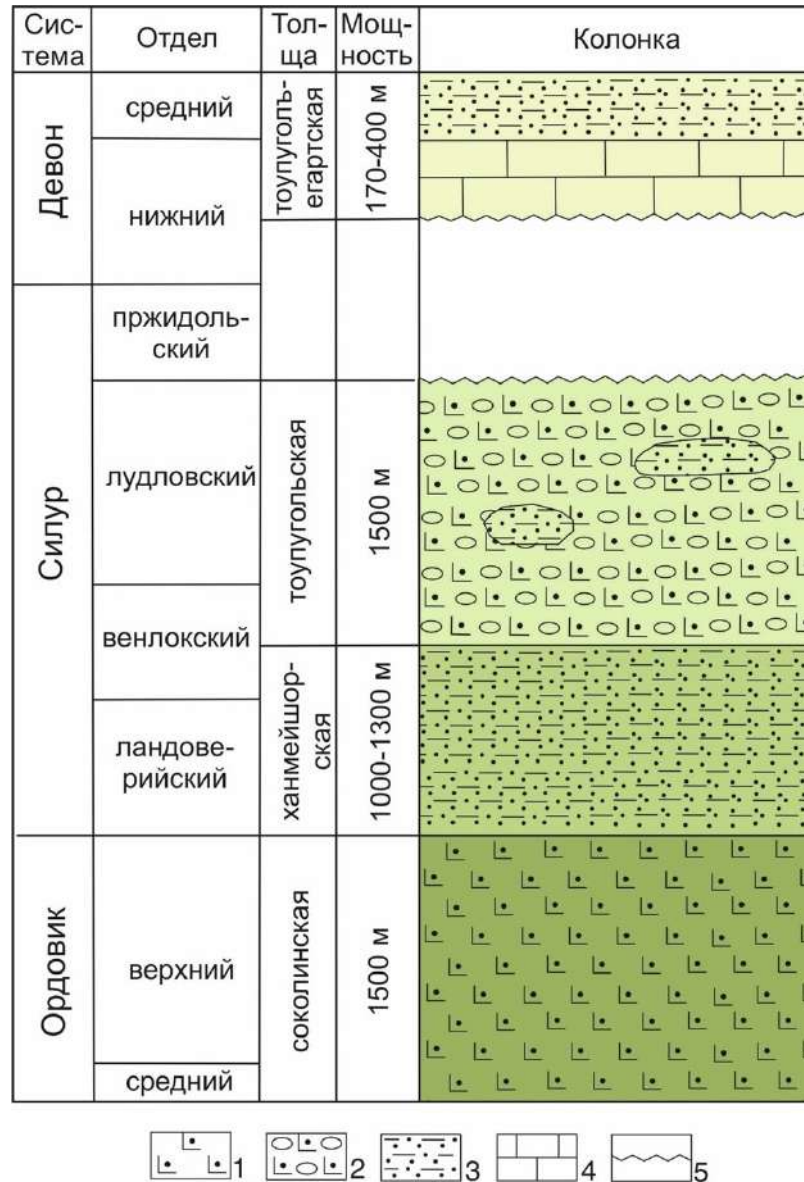


Рисунок 4.3. – Сводная стратиграфическая колонка для Тоупугол-Ханмейшорского рудного района Войкарской зоны Полярного Урала (по данным (Государственная..., 2007, 2014; Соболев, 2019) с изменениями. Условные обозначения: 1 – лавы основного состава; 2 – переслаивание базальтов, андезибазальтов, андезитов и их туфов; 3 – переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – известняки; 5 – перерыв в осадконакоплении, угловое несогласие.

**Тоупугольская толща** ( $S_{2-3}$  tp) обнажается в разрезе по ручьям Соколиный, Ханмейшор, а также вскрыта в искусственных обнажениях карьеров строительного камня (Зылева и др., 2014). Толща представлена лавами и кластолавами афировых, пироксенофировых базальтов, пироксен-плагиофировых андезибазальтов, реже андезитов, и их туфами. Внутриформационные размывы выражены замещением вулканитов по латерали вулканомиктовыми и полимиктовыми пестроцветными гравелитами, часто с обломками рифогенных известняков венлокско-лудловского возраста, песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и известняками (Зылева и др., 2014). Прослой тонкообломочных карбонатных пород вмещают стратиформную сульфидную, преимущественно пиритовую по составу, минерализацию (Зылева и др., 2014). Породы тоупугольской толщи рассечены прожилками с гидротермально-метасоматической минерализацией: хлорит-серицит-кварцевой, кварц-серицит-хлоритовой, карбонат-кварц-серицитовой, хлорит-эпидотовой. При этом зоны контактов пород толщи с интрузивами характеризуются брекчированием и ороговикованием пород. Возраст пород тоупугольской толщи определен на основании находок фауны: фораминифер, кораллов, брахиопод, криноидей и конодонтов в известняках, песчаниках, алевролитах и кремнях (Зылева и др., 2014). Строение осадочных пачек ритмично-слоистое и суммарно достигает 500 м, при этом общая мощность образований составляет 1500 м.

**Тоупугольегартская толща** ( $D_{1-2}$  tg) вскрыта горными выработками и скважинами в районе горы Тоупугол, а также в местных карьерах строительного камня (Зылева и др., 2014). В ее строении участвуют карбонатные и терригенные флишоидные породы, перекрывающие вулканиты тоупугольской толщи со стратиграфическим несогласием. Нижняя часть разреза сложена белыми и розоватыми органогенными известняками, мощностью до 50–170 м, с включениями линз известняковых брекчий и конглобрекчий. Известняки перекрыты ленточно-слоистыми вишневыми глинисто-кремнистыми и известковисто-глинистыми алевролитами,

алевропесчаниками. Разрез завершают слоистые серые песчаники, с редкими пачками чередующихся серых и пестроцветных полимиктовых песчаников, алевролитов, алевропесчаников, конгломератов и гравелитов, в которых присутствуют обломки рифогенных известняков, андезитов, базальтов и их туфов. На контакте тоупугольской и тоупугольегартской толщ локально отмечены коры выветривания мощностью до 0,2 м (Зылева и др., 2014), метасоматические процессы не развиты. Возраст пород тоупугольегартской толщи – эмско-эйфельский, установлен на основании находок фораменифер, строматопороидей, табулятоморфных кораллов, кораллов ругоз, брахиопод, криноидей, водорослей, радиолярий и конодонтов (Прямоносов и др., 2009; Душин и др., 2014; Плотицын и др., 2022). Общая мощность толщи варьирует от 80 до 295 м.

В исследуемом рудном районе основным рудно-магматическим источником выступает собский батолит, представленный раннедевонскими габброидами и плагиогранитоидами собского комплекса (рисунок 3.4). Согласно последней легенде Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (Государственная..., 2007, 2014) в составе собского комплекса выделяют три интрузивные фазы: первая фаза представлена порфировидными роговообманковыми габбро (чаще всего встречается в виде ксенолитов в породах второй фазы); вторая (главная) фаза – диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами, слагает подавляющую часть интрузивов; третья интрузивная фаза представлена многочисленными маломощными дайками роговообманковых кварцевых диорит-порфиритов, тоналит-порфиритов, плагиогранит-порфиритов и аплитовых лейкоплагиогранитов. Все упомянутые выше палеозойские образования района прорваны sillом габродолеритов и дайками долеритов, монцодиорит-порфиритов и лампрофиритов, которые принято относить к раннекаменноугольному мусюрскому (малоханмейскому) комплексу (Мансуров и др., 2017; Соболев и др., 2020). Эти образования связывают с аккрецией Полярно-Уральской островной дуги и формированием раннеуральского орогена (Соболев и др., 2020).

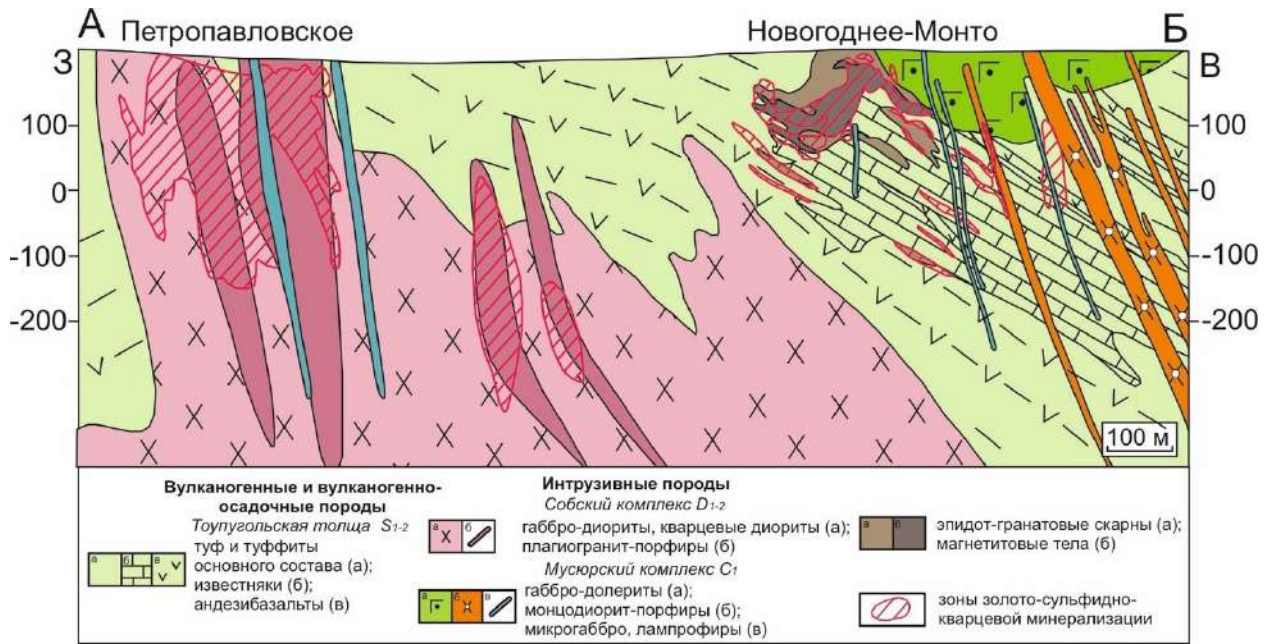


Рисунок 4.4. – Геологический разрез Новогодненского рудного поля по линии А-Б (рисунок 4.2) (по данным (Волчков и др., 2008) с изменениями)

Изучаемая площадь локализована в долгоживущей тектонической зоне и характеризуется мозаично-блоковым строением, обусловленным сочетанием разноориентированных дизъюнктивных нарушений восток-северо-восточного и северо-западного (до субмеридионального) простирания. Первый тип тектонических нарушений представлен крутопадающими сбросами и сдвигами (Волчков и др., 2008). Сдвиги северо-западного простирания являются основными рудоподводящими структурами, с которыми совпадает ориентировка базитовых даек мусюрского комплекса и зон жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации.

#### 4.2 Геодинамическая модель формирования Войкарской структурно-формационной зоны

На сегодняшний день существуют различные представления о палеозойской геодинамике Полярно-Уральского региона, которые изложены в целом ряде работ предшественников (Язева, Бочкарев, 1984; Диденко и др., 2001; Ремизов, 2004; Самыгин, Буртман, 2009; Кузнецов, Романюк, 2014 и др.). Одна из наиболее современных концепций геодинамической эволюции региона, обобщающая как геологические, так и подавляющее большинство современных аналитических данных, изложена в работе Н.Б. Кузнецовым и

Т.В. Романюк (Кузнецов, Романюк, 2014). Согласно их представлениям, уральская история началась в позднем кембрии с континентального рифтинга на Уральской окраине Аркт-Европы. В раннем ордовике рифтинг сменился океаническим спредингом, в результате чего, от уральского края Аркт-Европы отделился фрагмент континентальной литосферы, что привело к раскрытию Войкарского бассейна с корой океанического типа. За счет каледонской орогении в начале силура, Аркт-Европа стала частью Аркт-Лавруссии. В середине силурийского периода происходит начало субдукции океанической литосферы Уральского палеоокеана под отделившийся фрагмент континентальной литосферы, что обусловило формирование Полярно-Уральской островодужной системы и задугового бассейна. В субдукционной зоне до начала карбона формировались комплексы Собско-Малоуральского вулcano-плутонического пояса. Со второй половины карбона происходит аккреция островной дуги и закрытие Войкарского бассейна: образования собско-малоуральского вулканического сооружения были надвинуты на Войкарские офиолиты и затем обдуцированы на Уральский край Аркт-Лавруссии. Конец карбона ознаменован началом главной уральской коллизии, продлившейся до ранней перми – произошло столкновение уральской окраины Аркт-Лавруссии с Сибирско-Казахско-Киргизским континентом. Формирование уральского орогена сопровождалось внедрением коллизионных гранитоидов.

Исследования последних лет, несколько скорректировали эту модель. В работах (Соболев и др., 2017; Шадрин, Соболев, 2017) было показано, что субдукционные процессы в Полярно-Уральском регионе начались существенно раньше каледонской орогении, в среднем-позднем ордовике. Также, было показано, что последние проявления островодужного магматизма в Войкарской зоне завершились на рубеже среднего и позднего девона, а не в раннекаменноугольное время (Соболев и др., 2018), а аккреция островной дуги к Аркт-Лавруссии происходила раньше – в раннекаменноугольное время (Соболев и др., 2020).

### 4.3 Геологическое строение рудных объектов

История открытия золоторудных объектов в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе прослеживается с конца 20-го века. В 1993 году в ходе геологоразведочных работ были установлены повышенные содержания золота в районе будущего месторождения Новогоднее-Монто (7 т Au), ранее классифицированном как железорудный контактово-метасоматический объект. Перспективность месторождения способствовала проведению оценочных работ в 2004 году, в ходе которых его западная минерализованная зона была выделена как самостоятельный крупнообъемный объект – месторождение Петропавловское (26 т Au). Золоторудные месторождения привлекли внимание специалистов ЦНИГРИ, ОАО «Ямалзолото», ОАО «Ямальская ГК», ОАО «ПУГГП», ООО «Ямалгео», ООО «НПО Геосфера», ИМГРЭ, ГИН РАН, ИГ Коми НЦ УрО РАН, ИГЕМ РАН, УГГУ, РУДН и других организаций (Викентьев и др., 2017). В составе рудного района был выделен ряд рудопроявлений, среди которых одним из перспективных был выделен участок Карьерное (5 т Au по категории P<sub>2</sub>), расположенный в 2 км к юго-западу от месторождения Новогоднее-Монто.

#### 4.3.1 Рудопроявление Карьерное

Рудопроявление Карьерное расположено на юго-западном фланге Новогодненского рудного поля (рисунок 3.2). Вмещающие породы представлены предположительно верхневенлокско-лудловскими (Прямоносов и др., 1994; Душин и др., 2014) вулканогенно-осадочными (флишоиды, полимиктовые брекчии с обломками вулканогенных, интрузивных и карбонатных пород) и вулканогенными породами тоупугольской толщи базальт-андезитовой формации (рисунок 3.5). Стратифицированные образования локализованы в кровле ранне-среднедевонского габбро-диорит-плагиогранитного многофазного Собского батолита. Все среднепалеозойские островодужные образования этого района прорваны дайками долеритов, лампрофиров и монцодиорит-порфиров



мусюрского комплекса (Волчков и др., 2008), датированные ранним карбоном (Соболев и др., 2020). Участок рудопроявления располагается в пределах зоны интенсивного расланцевания, катаклаза, брекчирования, ограниченной Тоупугольским и Евъеганским разломами (рисунок 4.2). Прослои тонкообломочных вулканогенно-осадочных, терригенных и терригенно-карбонатных пород вмещают стратиформную колчеданную, существенно пиритовую минерализацию.

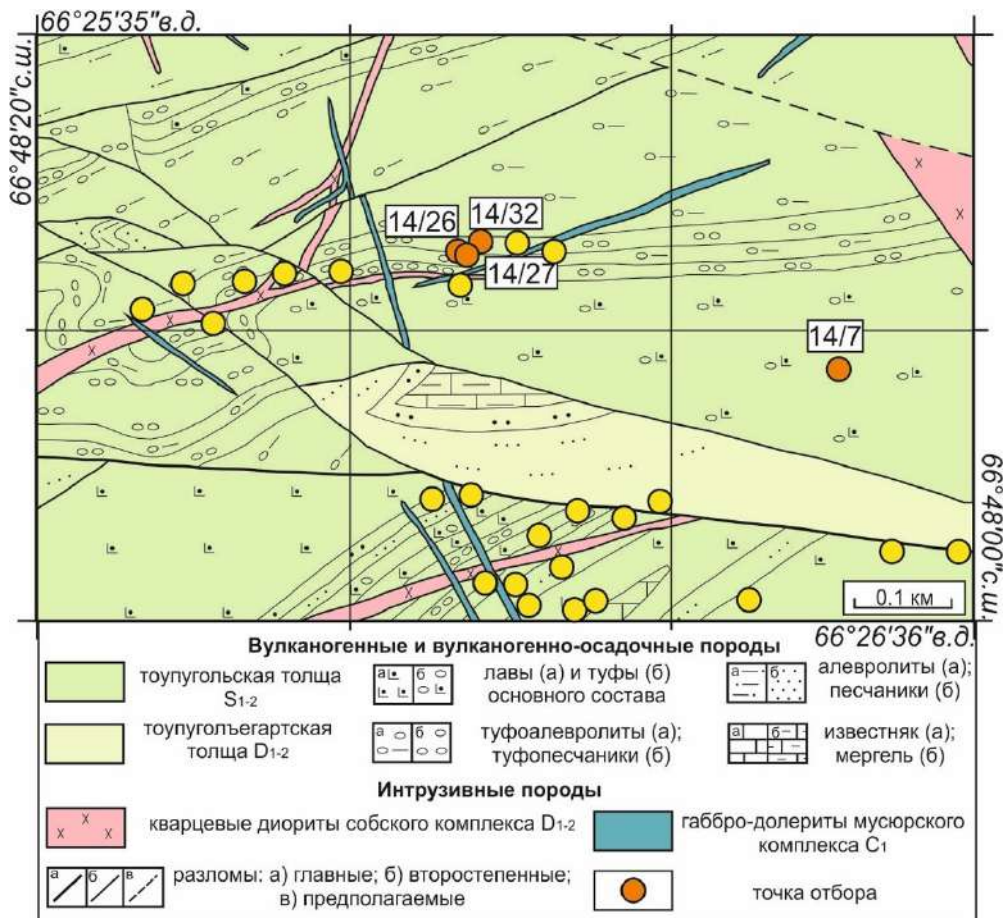


Рисунок 4.5. – Схема геологического строения рудопроявления Карьерное с точками отбора проб (по данным (Прямоносов и др., 2004) с изменениями)

Линейные зоны золоторудной минерализации выделяются среди слабо измененных березитовых пород, которые приурочены к участкам расланцевания, сложенными сульфидно-кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, Мощность минерализованных зон составляет от первых до десятка метров, содержание золота в них достигает 10 г/т (Волчков и др., 2008). В пределах рудопроявления выделяют несколько минеральных

ассоциаций, среди которых преобладает пирит, редко в сопровождении магнетита, халькопирита и сфалерита. По минералого-геохимическим особенностям золоторудную минерализацию рудопроявления Карьерное относят к золото-сульфидно-кварцевому типу, выделяемого в зонах гидротермально-метасоматических изменений на месторождении Новогоднее-Монто.

#### **4.3.2 Месторождение Новогоднее-Монто**

Au-Fe-скарновое месторождение Новогоднее-Монто расположено в центральной и восточной частях Новогодненского рудного поля (рис. 4.2). Месторождение локализовано в экзоконтактовой зоне крупного диоритового штока собского комплекса среди силурийских вулканитов основного и среднего состава, осадочно-вулканогенных пород с линзами и пачками мраморизованных известняков, относящихся к тоупугольской толще (Андреев, 2006). Вулканогенные и интрузивные породы составляют единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Интрузивные образования собского комплекса здесь представлены диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами второй (главной) интрузивной фазы, а также дайками кварцевых диорит-порфиров, тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров и лейкоплагиогранитов третьей фазы. (рисунок 4.6) (Мансуров, 2009). Все вышеперечисленные палеозойские породы месторождения прорваны раннекаменноугольными базитовыми интрузивами мусюрского комплекса (Мансуров, 2009; Соболев и др., 2020).

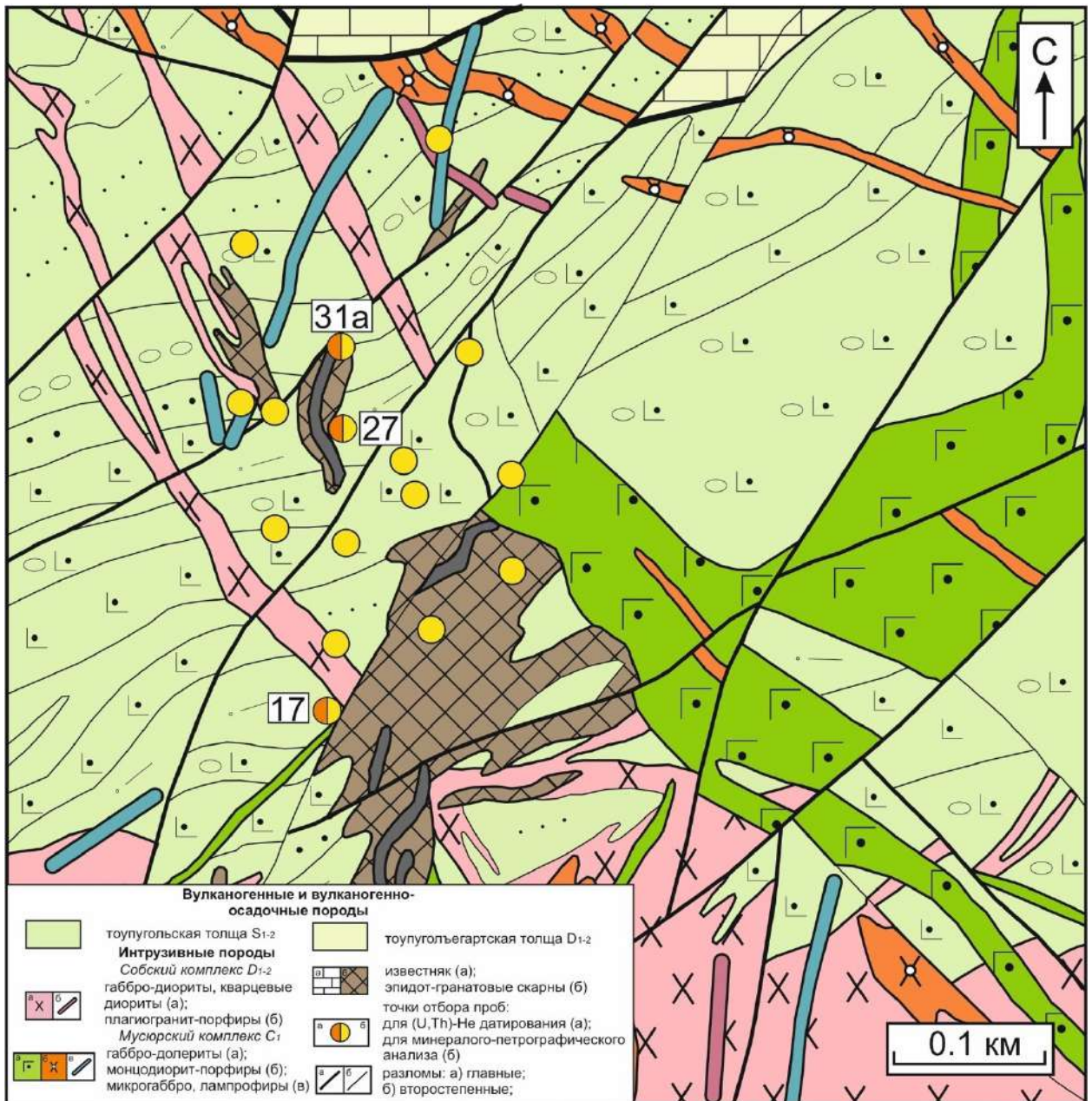


Рисунок 4.6. – Схема геологического строения месторождения Новогоднее-Монто с точками отбора проб (по данным (Прямоносов и др., 2004) с изменениями).

Вблизи интрузивов собского комплекса распространены аутометасоматические изменения вулканогенных пород. Среди метасоматических процессов выделяются пропилитизация, скарнирование и березитизация (Трофимов и др., 2005). Считается, что образование рудного района происходило в несколько этапов: 1) вулканогенно-осадочный (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>); 2) скарново-порфировый (D<sub>1-2</sub>); 3) березитовый (D<sub>3</sub>) (Викентьев и др., 2017).

Инфильтрационные известковые скарны образуются на контакте вулканитов с известняками и карбонатсодержащими вулканогенно-осадочными породами под контролем тектонических нарушений. Скарны располагаются в надинтрузивной части диоритов собского комплекса. По морфологии скарновые тела имеют в разрезе линзовидно-лентовидную форму. По составу скарны соответствуют пироксен-гранат-эпидотовой фации (рисунок 4.7а). Формирование скарнов завершается магнетитовой минерализацией, вследствие чего образуются магнетитовые тела с вкрапленностью пирита и рудных минералов, сопряженные с участками развития золото-магнетит-сульфидной минерализации. Мощность изменений составляет десятки метров.

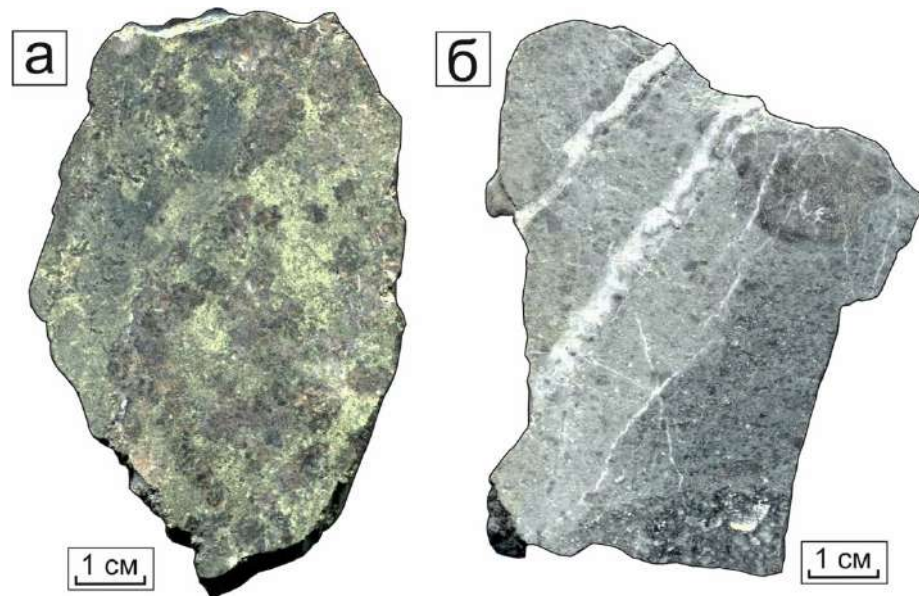


Рисунок 4.7. – Скан образцов месторождения Новогоднее-Монто: а – пироксен-гранат-эпидотовые скарны (обр. НМ-27); б – пирит-серицит-кварцевые метасоматиты (обр. НМ-17).

Процесс пропилитизации представлен эпидот-хлоритовой, карбонат-хлоритовой и актинолит-эпидотовой фациями и приурочен к внешним зонам развития ореола скарнов. Следует отметить, что представители эпидот-хлоритовых изменений образуют более масштабные по площади распространения ореолы, включающие в том числе и эндоконтактовые части диоритового массива. Актинолит-эпидотовые породы, напротив, приурочены

к разрывным структурам субмеридионального и северо-восточного направления. Протяженность зоны пропилитизации составляет сотни метров, мощностью до первых десятков метров.

На заключительном этапе проявлен процесс березитизации, представленный пирит-серицит-карбонатно-кварцевыми изменениями (Soloviev et al., 2013). Эти кварц-серицитовые метасоматиты (рисунок 4.7б) с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией, распространенной в виде маломощных кварцевых и кварц-карбонатных жил, включающих линейные жильно-прожилковые Au-Ag сульфидно-кварцевую минерализацию, вероятно, связаны с отмиранием и остыванием магматических очагов Собского батолита на заключительном этапе островодужного магматизма (Викентьев и др., 2017, 2019; Соболев, 2019). Распределение метасоматических изменений контролируется системами разломов северо-западного простирания. По мощности зона кварц-серицитовых метасоматитов достигает первых десятков метров при средней протяженности в среднем в сотни метров.

На месторождении распространены несколько различных типов руд, наложенных друг на друга и проявленных на относительно небольшой площади 2.5 км<sup>2</sup>. По структурно-морфологическим характеристикам в составе месторождения выделяют два основных промышленных типа руд: 1) золото-сульфидно-магнетитовый, приуроченный к скарново-магнетитовым телам; 2) прожилково-вкрапленный золото-сульфидно-кварцевый, связанный с зонами распространения пропилитизации (эпидот-хлорит-альбитовая ассоциация ± кальцит) и пирит-серицит-кварцевыми метасоматическими изменениями вмещающих пород (Иванова, Иванова, 2021).

Золото-сульфидно-магнетитовый тип минерализации связан со скарновыми и скарново-магнетитовыми субпластовыми линзами, локализованными над диоритовым массивом в приконтактных зонах карбонатных и туфогенно-осадочных пород. Золотосодержащие сульфидно-магнетитовые рудные тела слагают линзы, гнезда и пластовые залежи

мощностью до нескольких десятков метров. Рудные структуры массивные, полосчато-пятнистые и пятнисто-вкрапленные. Данный тип минерализации непосредственно связан с внедрением диоритов собского интрузивного комплекса. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом, реже встречаются – кобальтин, пирротин, арсенопирит и марказит, еще реже – самородное золото. В основном самородное золото соответствует низкопробному (757-893), однако, при связи с кобальтином, пиритом и халькопиритом, содержащих кобальт, его пробность повышается (Vikentyev et al., 2021).

Золото-сульфидно-кварцевый тип минерализации в основном связан с гидротермальными метасоматическими образованиями пирит-серицит-кварцевого состава. Маломощные крутопадающие кварцевые и карбонат-кварцевые жилы приурочены к ослабленным зонам смятия и разломов. Руды данного типа представляют субвертикальные маломощные (от 1 до 10 м) прожилково-вкрапленные зоны минерализации со средним содержанием золота до 3.7 г/т (Волчков и др., 2008). Минеральная ассоциация представлена пиритом с подчиненным количеством галенита, сфалерита, халькопирита и гематита. Самородное золото связано с пиритом и галенитом, небольшие включения (до 20 мкм) редко встречаются в кварце и хлорите (Андреев, 2006).

### **4.3.3 Месторождение Петропавловское**

Золото-порфировое месторождение Петропавловское расположено в западной части Новогодненского рудного поля и соответствует центральной части Западной минерализованной зоны месторождения Новогоднее-Монто, которая представляет собой крутопадающий на восток линейный штокверк (Кениг, Бутаков, 2013) (рис. 4.2). Месторождение Петропавловское сложено венлокско-лудловскими метасоматизированными осадочно-вулканогенными (алевритовыми – псефитовыми) породами базальт-андезибазальтовой серии, с редкими линзами карбонатов тоупугольской толщи, интродуцированными субсогласными субвулканическими телами обильно-порфировых

андезибазальтов (Кениг, Бутаков, 2013). Плутонические образования широко распространены в пределах месторождения и представлены линейно-вытянутыми в субмеридиональном направлении дайкообразными телами в различной степени метасоматизированных ранне-среднедевонских (Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2018а, б; Соболев, 2019) порфировидных габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов собского комплекса, а также более поздними – раннекаменноугольными дайками монцодиорит-порфиров, лампрофиров и долеритов мусюрского комплекса (Соболев и др., 2020) (рисунок 4.8).

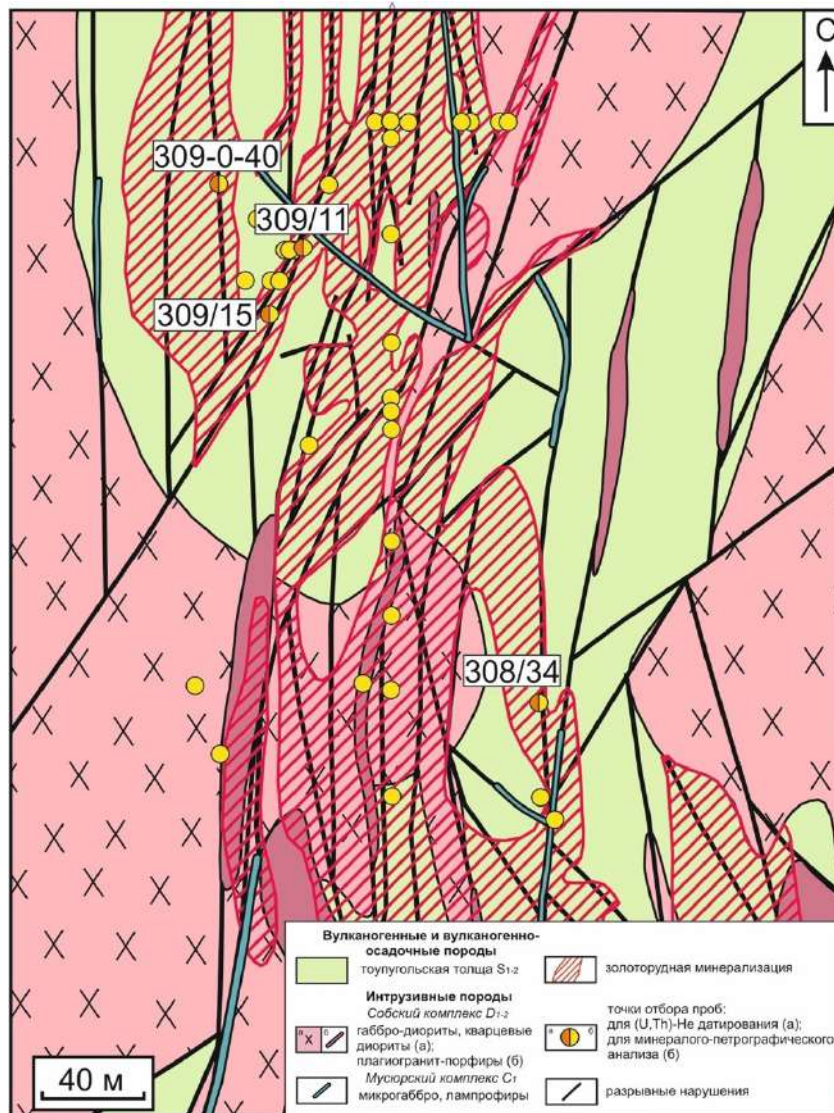
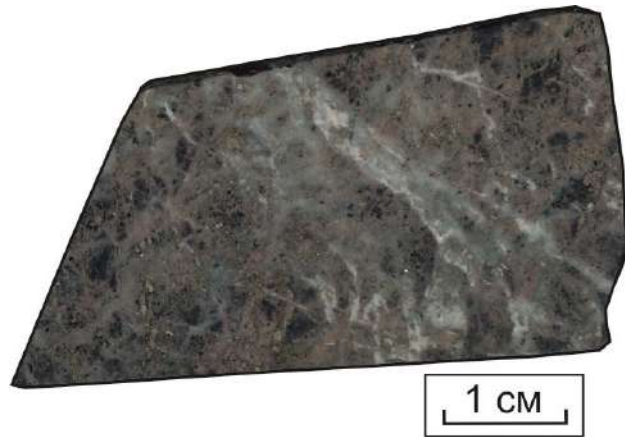


Рисунок 4.8. – Схема геологического строения месторождения Петропавловское с точками отбора проб для (U,Th)-He датирования (по данным (Викентьев и др., 2017) с изменениями).

Гидротермально-метасоматические изменения (рисунок 4.9) пород возникли в результате процессов березитизации, окварцевания, альбитизации, пропилитизации и скарнирования. На месторождении проявлена следующая метасоматическая зональность: (эпидот)-карбонат-хлоритовые породы (пропилиты) – пирит-хлорит-альбитовые и пирит-альбитовые породы – пирит-серицит-кварцевые образования (Мансуров, 2009; Мансуров и др., 2017). Скарны и скарноиды распространены в подчиненном количестве и проявлены локально в южной части месторождения.



*Рисунок 4.9. – Гидротермально-измененные вулканогенные породы месторождения Петропавловское (обр. 309/15)*

Эпидот-карбонат-хлоритовые гидротермально-метасоматические образования низко- и среднетемпературных ступеней получили обширное распространение на всей территории месторождения. По морфологии ореолы изменений представлены субмеридионально-простирающимися зонами линзовидной и овальной формы шириной от первых метров до первых десятков метров, при протяженности десятки – сотни метров, прослеженные (по данным разведки) на глубину более 300 м (Мансуров, 2009). Ореол распространения гидротермально-метасоматических преобразований ограничен телами диорит-порфиров собского комплекса и системой крутопадающих разломов на востоке и западе соответственно. Пропилитизации были подвержены все вулканогенные породы месторождения, а также габброиды и гранитоиды собского комплекса, при



этом по вулканитам развиваются хлорит-карбонатные, а по интрузивным образованиям – эпидот-хлоритовые метасоматиты. Пропилиты характеризуются низкими содержаниями пирита (<1%) и золота (до 0,1 г/т) (Викентьев и др., 2017).

Известковые скарны имеют ограниченное распространение и встречаются крайне редко. Скарны пространственно связаны с разрывными нарушениями северо-западной ориентировки, которые контролируют рудоносные зоны месторождения. Маломощные линзовидные тела (до 50 м) локализованы в центральной части месторождения (Мансуров, 2009). Процесс скарнирования затронул дайки диоритовых порфиритов и вулканогенно-осадочные породы тоупугольской толщи. По минеральному составу образования отвечают гранат-магнетитовой минерализации, соответствующей завершающей стадии формирования продуктивных скарнов месторождения Новогоднее-Монто.

Метасоматические образования пирит-(хлорит)-альбитового состава представлены телами сложной морфологии, приуроченными к контактам даек порфировидных диоритов (Мансуров, 2009). Вторичные изменения проявлены в осадочно-вулканогенных породах тоупугольской толщи. Метасоматиты существенно альбитового состава выделяют в отдельную группу в связи с повышенными концентрациями золота – более 1 г/т (Мансуров, 2009). Пирит-(хлорит)-альбитовые метасоматические изменения определяют золотоносность руд месторождения и связаны с главной продуктивной золото-сульфидной стадией рудообразования (Викентьев и др., 2017).

Пирит-серицит-кварцевые образования отличаются наложенным жильно-прожилковым золото-кварц-карбонат-сульфидным оруденением, формирующей минерализованную зону, которая и определяет промышленную ценность месторождения Петропавловское. Ширина ореола изменений этого типа оценивается в 350–400 м, протяженность на поверхности не менее 700 – 800 м, глубина – до 300 и более метров (Викентьев и др., 2017). Пирит-

серицит-кварцевые метасоматиты образовались по ранее пропилитизированным габброидам, гранитоидам и вулканогенным породам, и ореол их распространения совпадает с областью пропилитизации. Пирит-серицит-кварцевые породы поздней продуктивной стадии характеризуются наиболее высокими содержаниями золота (до 1.5 г/т), что обусловлено наложением на все предшествующие типы метасоматических изменений (Мансуров, 2009).

На месторождении различают несколько типов благороднометалльного оруденения: 1) прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды в пирит-альбитовых метасоматитах; 2) жильно-прожилково-вкрапленные золото-малосульфидо-кварцевые руды в пирит-серицит-кварцевых метасоматитах (Викентьев и др., 2017). При этом следует отметить, что первый тип оруденения значительно превосходит второй по площади распространения.

Золото-сульфидный тип минерализации представлен преимущественно прожилково-вкрапленным пиритом, содержание которого достигает 15–20 об. %, реже – халькопиритом и пирротинном, на глубоких горизонтах крайне редко присутствует магнетит. Самородное золото присутствует в виде микровключений в трещинах и других дефектах пирита, сцементированных халькопиритом, иногда совместно с галенитом. Среднее содержание золота в таких рудах составляет 25–30 г/т (Викентьев и др., 2017). Данный тип руды в среднем содержит 1,5–2 г/т золота.

Золото-малосульфидно-кварцевый тип руд находится под контролем вмещающих пирит-серицит-кварцевых метасоматитов в их внутренней части тел. Минерализация была образована в две подстадии: пирит-карбонат-кварцевую и золото-теллуридную с галенитом (Кениг и др., 2013). Руды по морфологии представляют секущие крутопадающие кварцевые жилы и маломощные прожилки в составе крупнообъемных линзовидных зон метасоматических изменений. Главным рудным минералом является пирит, реже встречаются – галенит, халькопирит, пирротин, в виде микронных выделений отмечаются антимонит, гессит, самородное золото,

теллуровисмутин, алтаит, петцит, общее количество которых не превышает 1.5 об. %. Жильно-прожилковая минерализация наложена на предшествующие продуктивные золото-сульфидные руды и как следствие определяется более высокими содержаниями золота – в среднем до 5–10 г/т.

#### *Изотопный состав серы пирита*

Изотопный состав серы пирита Тоупугол-Ханмейшорского района варьирует в широких пределах  $\delta^{34}\text{S}$  от -17 до +3‰ (рисунок 4.10). Наиболее легкий изотопный состав серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от -17 до -16‰) характерен для пирита из стратиформных рудных отложений рудопроявления Карьерное (неопубликованные данные Тюкова, Викентьев). Изотопный состав серы пирита скарновых руд месторождения Новогоднее-Монто соответствует  $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до +3‰. Наиболее близкие к скарнам значения  $\delta^{34}\text{S}$  (от -0.5 до +1.7‰) характерны для хлорит-альбитовых метасоматитов месторождения Петропавловское. Золото-сульфидно-кварцевый тип минерализации в пределах месторождения Новогоднее-Монто отличается изотопным составом серы в пределах от -2 до 0‰. В пирит-серицит-кварцевых метасоматитах Петропавловского месторождения установлены вариации изотопного состава серы  $\delta^{34}\text{S}$  от -12 до +0.5‰ (Викентьев и др., 2017). Центральная часть месторождения характеризуется однородным изотопным составом серы с отклонениями  $\pm 0.5$  от метеоритного стандарта, в то время как в северо-западной части месторождения встречается пирит с существенно более низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$  ( $< -5‰$ ).

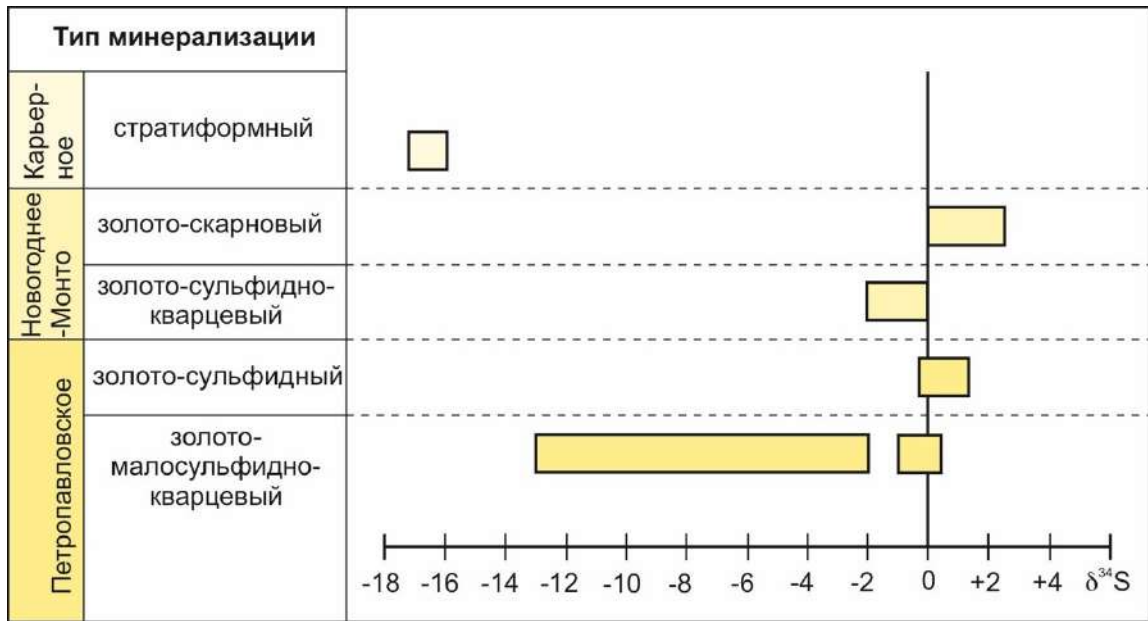


Рисунок 4.10. – Изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  пирита Тоунугол-Ханмешорского рудного района (Викентьев и др., 2017; неопубликованные данные Тюкова, Викентьев)

## ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

### 5.1 Вулканогенные породы

В стратиграфическом разрезе Новогодненского рудного поля участвуют вулканогенные и осадочные породы тоупугольской ( $S_{1-2}$ ) и тоупугольегартской ( $D_{1-2}$ ) толщ. Вулканогенные породы, без явных признаков гидротермальных изменений, встречаются в пределах рудопроявления Карьерное. Породы представлены средне-мелкообломочными кристаллокластическими туфами андезитов и туффитами с обильной рассеянной и послойной вкрапленностью пирита (рисунок 5.1) (Иванова и др., 2024). Волнисто-слоистая текстура пород определяет последовательное чередование туфогенных прослоев (рисунок 5.1а).

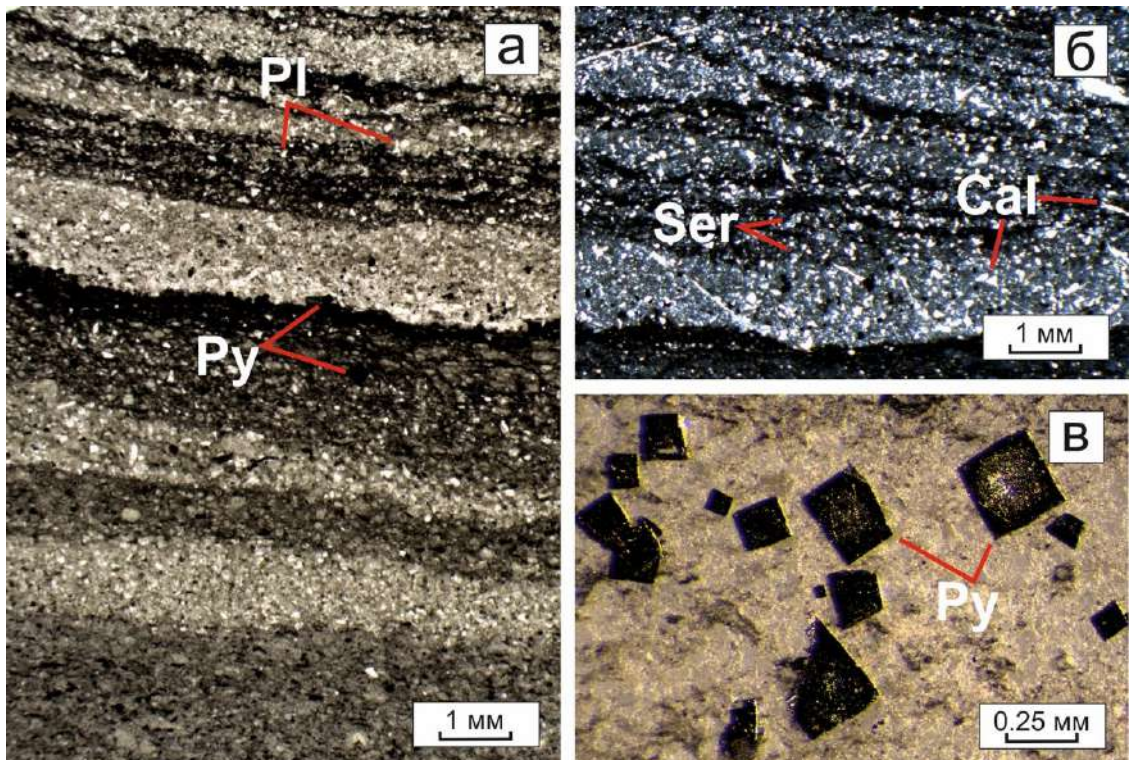


Рисунок 5.1. – Петрографические особенности туффитов рудопроявления Карьерное (обр. 14/32): а, б – волнисто-слоистая текстура туффитов. (а – без анализатора; б – с анализатором); в – идиоморфные кубические кристаллы пирита. Условные обозначения минералов: Cal – кальцит; Pl – плагиоклаз; Py – пирит; Ser – серицит.

Туфогенные прослои сгруппированы в градационные серии с постепенным уменьшением размерности пирокластического материала вверх по разрезу (рисунок 5.2). Мощность градационных литоциклов достигает первых десятков сантиметров. Разноориентированные несортированные угловатые обломки представлены плагиоклазом, кварцем и рудным минералом (рисунок 5.1а). По углу погасания полисинтетических двойников плагиоклаз по составу соответствует андезину. Крупность обломков варьирует от алевритовой до псаммитовой размерности (0.05–0.25 мм). Базис породы преимущественно представлен тонкообломочным вулканогенным материалом. В туффитах встречаются обломки карбонатного состава (рисунок 5.1б), кроме того, карбонат (кальцит) совместно с серицитом присутствует в качестве вторичных минералов, замещающих полевые шпаты, о чем свидетельствуют рваные очертания кальцита, развитого среди кварц-полевошпатового обломочного материала.



Рисунок 5.2. –Туфогенные породы рудопроявления Карьерное, смятые в приразломной складке (обр. 14/26)

Рудная минерализация представлена стратиформными отложениями субпластовой и линзовидной морфологии на разных уровнях литологических серий – в основном в виде рассеянной или послойной пиритовой

вкрапленности. В шлифах она представлена мелкими ( $0.005 \times 0.005$  мм) сечениями кубических зерен и их сростков; реже встречаются более крупные кристаллы (до  $0.4 \times 0.4$  мм) (рисунок 5.1в). Пирит образует эллипсоидные выделения, достигающие размера  $0.04 \times 0.4$  мм, и скопления до  $0.12 \times 0.2$  мм. Породы рассечены прожилками кварц-карбонатного и карбонатного составов (мощностью 0.5–2 мм).

## 5.2 Измененные породы

Метасоматические образования рассматриваемых объектов в пределах Новогодненского рудного поля характеризуются сходным минеральным составом и строением, однако, имеют некоторые особенности, свойственные определенному месторождению. Породы классифицированы по типу изменений и будут рассматриваться по мере последовательности их образования.

### 5.2.1 Пропилитизированные магматические породы

#### 5.2.1.1 *Вулканические породы*

Наименьшим изменениям подвержены вулканы базальт-андезитовой серии на месторождении Новогоднее-Монто.

Андезибазальты – порфиоровые, гиалопилитовые, массивные, слабо и умеренно пропилитизированные. В единичных случаях отмечается пилотакситовая структура основной массы, обусловленная субпараллельным расположением микролитов плагиоклаза, ориентированных в виде потоков. Основными минералами являются плагиоклаз (45 – 60 об. %), клинопироксен (10 об. %), кварц (5–10 об. %), новообразованные минералы – хлорит (5–10 об. %), эпидот (5 об. %), карбонат (10 об. %). Рудные минералы равномерно рассеяны по всей основной массе и составляют примерно 10 об. %. Вкрапленники представлены серицитизированными и сосюритизированными табличками плагиоклаза размером 3-5 мм (20 об. %), а также редкими зернами клинопироксена. В единичных случаях встречается зональный плагиоклаз, каймы которого сложены чистым альбитом

(рисунок 5.3в). Основная масса сложена микролитами слабо серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, а также хлоритизированным вулканическим стеклом.

Зеленоватый эпидот входит в состав соссюритовой массы, слагающей промежутки между микролитами плагиоклаза (рисунок 5.3б), образует маломощные прожилки (от 0.1 до 0.25 мм) и линзы (от 0.05×0.2 до 0.4×2.25 мм), развивается по фенокристаллам плагиоклаза совместно с хлоритом, кроме того замещающего редкие зерна оливина. Кварц и кальцит образуют маломощные (0.05 – 0.25 мм) прожилки.

На территории месторождения Петропавловское вулканогенные породы подвержены гидротермальным изменениям в большей степени. Основными минералами являются плагиоклаз (45 – 50 об. %), карбонат (15 об. %), кварц (10–15 об. %), в единичных образцах обнаружен титанит (1–2 об. %); новообразованные минералы – хлорит (5–10 об. %), карбонат (5 об. %), серицит (5 об. %); рудные минералы составляют 15 об. %. Породы сохраняют исходную первичную структуру – порфировую, реже отмечается новообразованная брекчиевая структура с мелкозернистым цементом. Структура основной массы также остается первичной – гиалопилитовая (рисунок 5.3а), интерсертальная и пилотакситовая (рисунок 5.3б). Текстуры разнообразны – массивная, пятнистая, реже прожилковая и гнездовая.



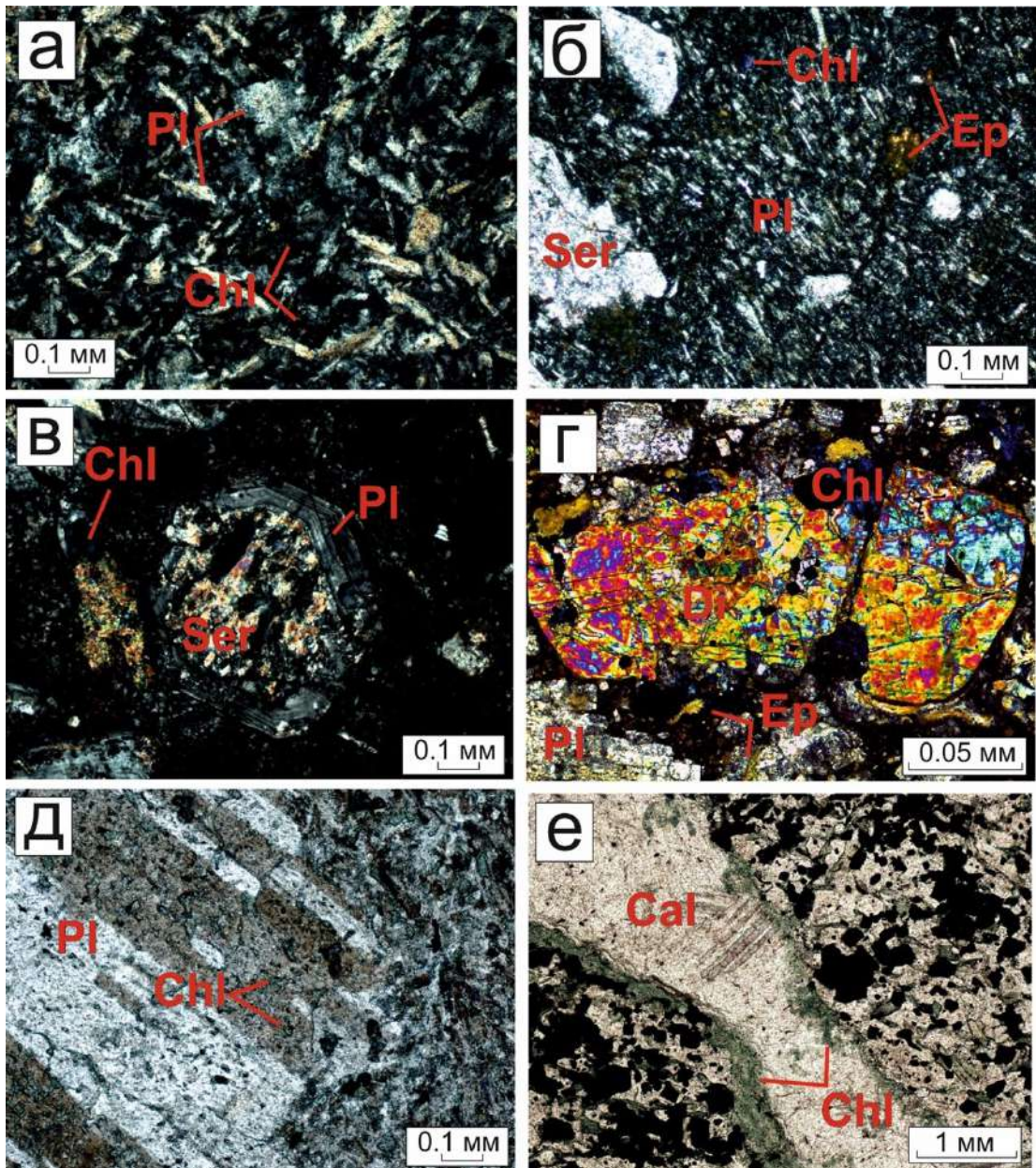


Рисунок 5.3. – Петрографические особенности пропилитизированных магматических пород Новогодненского рудного поля, с анализатором (а–г), без анализатора (д, е)

а – гиалопилитовая структура основной массы (обр. 308/2), б – пилотакситовая структура базиса породы (обр. НМ-9), в – серицитизированный плагиоклаз с прямой зональностью (обр. НМ-11), г – идиоморфное зерно диопсида удлиненно-призматического габитуса (обр. НМ-8); д – хлорит-1 развивается по трещинам в фенокристалле плагиоклаза (обр. 308/4), е – хлорит-2 в зальбандах карбонатного прожилка (обр. 309-60-31).

Условные обозначения минералов: Cal – кальцит; Chl – хлорит; Di – диопсид; Ep – эпидот; Pl – плагиоклаз; Ser – серицит.

Вкрапленники плагиоклаза представлены единичными трещиноватыми, реже сросшимися серицитизированными и сосюритизированными таблитчатыми кристаллами (до  $0.4 \times 0.8$  мм). Зерна, подверженные вторичным изменениям, приобрели мутный серовато-бурый оттенок (при введенном анализаторе видны мелкие чешуйки серицита с цветными интерференционными окрасками). Основная масса имеет преимущественно гиалопилитовую структуру и состоит из беспорядочно ориентированных сильно серицитизированных микролитов плагиоклаза удлиненно-призматического габитуса (до  $0.01 \times 0.05$  мм), погруженных в тонкозернистый агрегат сосюрита, вероятно, замещающий вкрапленники темноцветных минералов и вулканическое стекло. Реже совместно с хаотично расположенными микролитами плагиоклаза встречаются редкие зерна клинопироксена, образуя интерсертальную структуру.

Молочно-белый кварц-1 представлен редкими крупными кристаллами удлиненного габитуса с волнистым погасанием, возможно, приобретенным по мере возрастания стрессовых напряжений в результате тектонических воздействий (Марин, 2015).

#### 5.2.1.2 *Интрузивные породы*

Диориты – с порфиroidной структурой, массивной текстурой, сложены плагиоклазом, клинопироксеном, титаномагнетитом, в некоторых разностях в небольшом количестве присутствует кварц. Вкрапленники плагиоклаза представлены удлиненно-призматическими кристаллами (от 0.5 до 1.5 мм), с редкими простыми двойниками. Бесцветный клинопироксен встречается в качестве фенокристаллов (рисунок 4.3г), реже в основной массе, исключительно вблизи месторождения Новогднее-Монто. Зерна имеют призматический габитус (до  $1.15 \times 3.1$  мм). Вторичные изменения слабо затронули вкрапленники клинопироксена.

Под влиянием процесса пропилитизации получили развитие такие вторичные изменения, как альбитизация, окварцевание, хлоритизация, карбонатизация и эпидотизация

Хлорит представлен двумя генерациями. Бледно-зеленый хлорит-1 входит в состав тонкозернистого эпидот-карбонат-хлоритового агрегата, заполняющего интерстиции между лейстами плагиоклаза в базисе андезибазальтовой породы. Крупные тонкочешуйчатые агрегаты хлорита-1 (до  $1.1 \times 1.75$  мм), вероятно, псевдоморфно замещают редкие зерна темноцветных минералов. Хлорит-1 развивается на поверхности фенокристаллов плагиоклаза совместно с серицитом и карбонатом (рисунок 5.3д) и окаймляет карбонатные прожилки (рисунок 5.3е). Хлорит-2 имеет более яркий светло-зеленый цвет и образует неравномерные мелкие линзовидные и прожилковидные скопления (от 0.05 до 0.2 мм).

Кальцит часто развит совместно с хлоритом и эпидотом, вероятно замещающими темноцветные минералы и вулканическое стекло в основной массе породы; его выделения отмечаются и в крупных зернах плагиоклаза. Он образует секущие маломощные карбонатные (до 0.2 мм), реже карбонат-кварцевые (до 3 мм) прожилки (рисунок 5.3е) или мелкие гнезда.

Вблизи деформированных зерен кварца-1 наблюдаются новообразованные, вероятно, в результате перекристаллизации, мелкие гранулированные скопления кварца-2. Кварц образует маломощные (от 0.01 до 0.05 мм) кварцевые, кварц-карбонатные (от 0.2 до 1 мм) и кварц-эпидотовые прожилки (от 0.1 до 0.3 мм), редкие гнезда и линзы (от 0.05 до 0.1 мм), заполненные мелко гранулированным кварцем (от  $0.2 \times 0.25$  до  $0.3 \times 0.4$  мм), формируя прожилковую и гнездовую текстуры.

Серицит является вторичным минералом, образуя тонкорассеянную вкрапленность в фенокристаллах плагиоклаза (до 0.03 мм).

Вторичные преобразования вулканогенных и интрузивных пород собского комплекса месторождения Петропавловское отличаются наличием лейкоксена, который представлен мелкими (от 0.02 до 0.1 мм) зернами неправильной формы, реже ромбовидными кристаллами. Он находится в тесной ассоциации с хлоритом и рудными минералами (пирит, магнетит). Вероятно, является продуктом замещения магматического титаномагнетита.

### 5.2.2 Скарны

Околорудные скарны значительно преобладают на месторождении Новогднее-Монто. Пироксен-гранат-эпидотовые скарны характеризуются неравномернозернистой гранобластовой и нематогранобластовой структурой, часто с элементами брекчиевой. Текстура – массивная, редко прожилковая, в единичных случаях гнездовая. Основными породообразующими минералами скарнов месторождения Новогднее-Монто являются диопсид (30 – 45 об. %), гранат андрадит (10–30 об. %), эпидот (10–20 об. %), реже встречаются кальцит (10 об. %), хлорит (5 об. %), кварц (1–2 об. %), титанит (до 2 об. %). Диопсид образует бесцветные призматические кристаллы, достигающие размеров 2.75×4.75 мм (рисунок 5.4а).

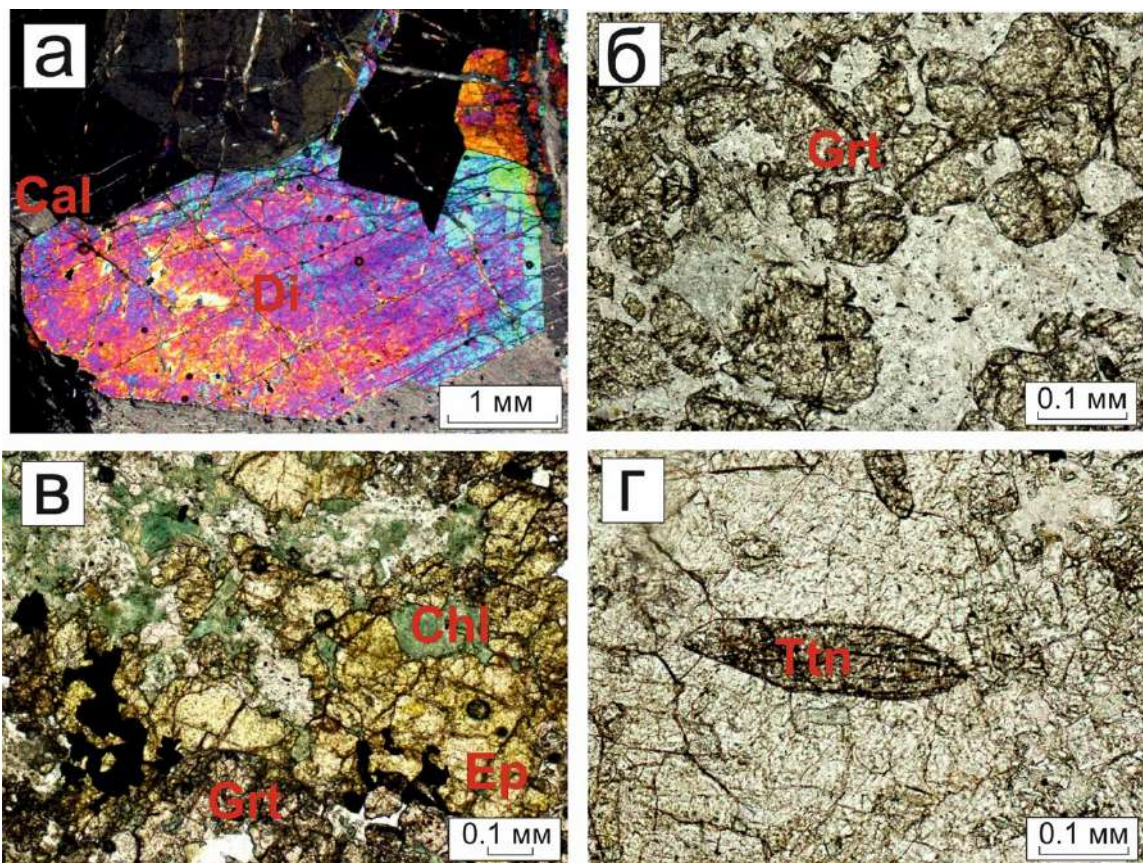


Рисунок 5.4. – Петрографические особенности скарнов месторождения Новогднее-Монто, с анализатором (а), без анализатора (б-г)  
 а – крупное гипидиоморфное зерно диопсида (обр. НМ-3в); б – зерна граната неправильной формы (обр. НМ-3б); в – выделения эпидота неправильной формы (обр. НМ-2б); г – идиоморфный ромбический кристалл титанита (обр. НМ-31а).

*Условные обозначения минералов: Cal – кальцит; Chl – хлорит; Di – диопсид; Ep – эпидот; Grt – гранат; Pl – плагиоклаз; Ttn – титанит.*

Гранат представлен мелкими желтоватыми зернами, часто неправильной формы (от  $0.04 \times 0.05$  до  $0.15 \times 0.13$  мм) (рисунок 5.4б).

Минералы группы эпидота представлены таблитчатыми индивидами клиноцоизита (от  $0.1 \times 0.2$  до  $0.5 \times 0.55$  мм), скоплением бесцветных или желтоватых зерен эпидота неправильной формы (рисунок 5.4в), реже мелкой россыпью удлиненно-призматических кристаллов.

Кальцит представлен бесцветными изометричными зернами, часто трещиноватыми. Иногда наблюдаются признаки его пластической деформации. Он слагает маломощные карбонатные прожилки, реже карбонат-кварцевые выделения удлиненной или неправильной формы.

Кварц молочно-белого цвета с волнистым погасанием изредка встречается в карбонат-кварцевых прожилках, в единичных случаях образует гнездовые выделения.

Титанит представлен зернами неправильной формы, реже отмечаются ромбовидные кристаллы, достигающие  $0.25 \times 0.65$  мм (рисунок 5.4г). Его образования тяготеют к рудным скоплениям.

Хлорит представлен светло-зеленым тонкочешуйчатым агрегатом. Средний размер редких агрегатов хлорита составляет  $0.07 \times 0.12$  мм.

### **5.2.3 Пирит-(хлорит)-альбитовые метасоматиты**

На месторождениях Петропавловское и Новогоднее-Монто наиболее полно проявлены низкотемпературные изменения (альбитизация, окварцевание) вулканогенных пород вблизи контактов даек порфиroidных диоритов (Мансуров, 2017). В составе среднекристаллических пород преобладает альбит (60–70 об. %), хлорит (15–20 об. %) и пирит (15–20 об. %). Альбит представлен ксеноморфными зернами (от  $0.02 \times 0.04$  до  $0.08 \times 0.12$ ) с волнистыми двойниками (рисунок 5.5д). Месторождение Петропавловское отличается развитием очень редких крупных прожилков, сложенных

короткопризматическими зернами альбита (0.2–0.3 мм), а также в некоторых образцах встречаются тонкие альбитовые прожилки (до 0.2 мм).

Хлорит получил особо широкое распространение на месторождении Петропавловское, где представлен двумя генерациями. Бледно-зеленый хлорит-1 образует равномерно вкрапленные тонкочешуйчатые скопления (чернильно-фиолетовая интерференционная окраска) до 0.25 мм. Более яркий светло-зеленый хлорит-2 (темно-серая интерференционная окраска) часто окаймляет мощные прожилки карбонатного и кварц-карбонатного состава, нередко образует сеть ветвящихся микропрожилок (рисунок 5.5в), в которых встречаются включения рудных минералов. Хлорит-2 часто сопровождает скопления и самостоятельные прожилки рудных минералов. Иногда наблюдаются крупные тонкочешуйчатые (до 0.3 мм) агрегаты, замещающие темноцветные минералы. С глубиной количество хлорита в породах месторождения уменьшается. На глубоких горизонтах он представлен в основном тонким чешуйчатым агрегатом, в единичных случаях – в виде прожилок с нечеткими краями. На месторождении Новогоднее-Монто светло-зеленый хлорит встречается редко и образует исключительно червеобразные ветвящиеся прожилки.

#### **5.2.4 Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты**

Образование пирит-серицит-кварцевых метасоматитов, формирующие жильно-прожилковые зоны, связывают с внедрением более поздних массивов кислого состава (Викентьев и др., 2017). Породы сложены мелко- и среднезернистым кварцем с прожилковыми скоплениями хлорита и тонкочешуйчатого серицита. Преобладают мелко- и среднезернистая гранобластовая структура, массивная, реже прожилковая и гнездовая текстура. Главные минералы таких пород на месторождении Новогоднее-Монто представлены кварцем (55 об. %), карбонатом (20 об. %) и серицитом (10 об. %), реже встречаются хлорит (5 об. %) и титанит (менее 1 об. %). На

Петропавловском месторождении возрастает содержание хлорита (до 15 об. %), а также преобладает альбит (25 – 40 об. %).

Первой генерации кварца соответствует, отмеченный в единичных образцах, крупнокристаллический кварц удлиненного габитуса с волнистым погасанием, возникшим как результат стрессовых напряжений, встреченный исключительно на месторождении Петропавловское. Редко вблизи таких участков отмечается, вероятно, более поздние мелкие выделения гранулированного кварца, отвечающие его второй генерации. На месторождении Новогоднее-Монто кварц-1 образует рассеянные зерна и их скопления, составляющие общую массу породы. Молочно-белый кварц второй генерации образует сравнительно мощные кварц-карбонатные прожилки (до 0.4 мм) (рисунок 5.5а), а также гнезда кварцевого состава (до 0.5 мм), формируя прожилковую и гнездовую текстуры.

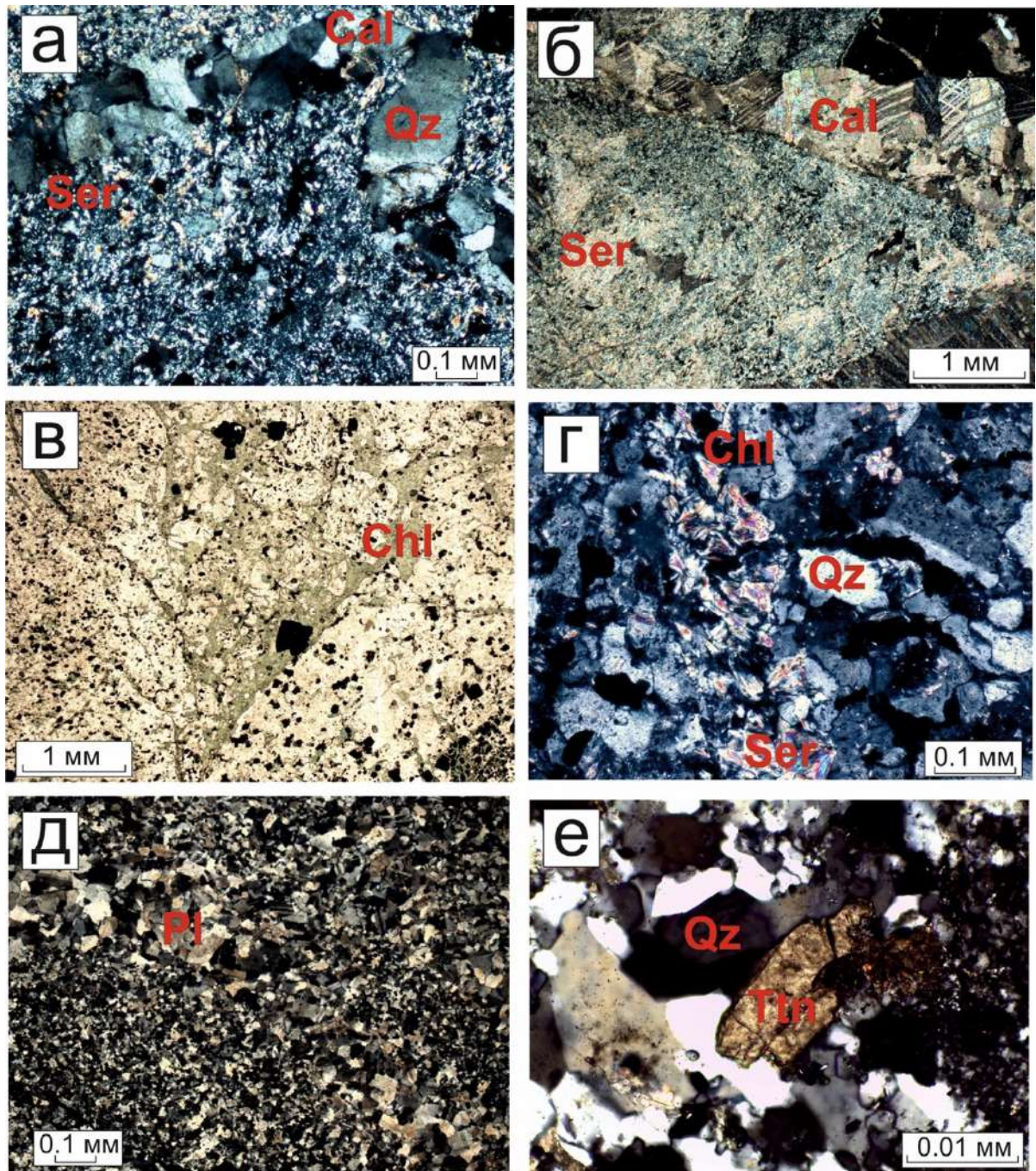


Рисунок 5.5. – Петрографические особенности пирит-серицит-кварцевых пород (березитов): с анализатором: а – кварц-карбонатный прожилок (обр. НМ-25а); б – мощный прожилок карбонатного состава (обр. НМ-21); г – серицит-хлоритовый прожилок (обр. 309-20-70); д – альбитовый прожилок (обр. 309/8); е – титанит удлиненного габитуса (обр. НМ); без анализатора: в – ветвящийся прожилок хлорита (обр. 309/7). Условные обозначения минералов: Cal – кальцит; Chl – хлорит; Pl – плагиоклаз; Py – пирит; Qz – кварц; Ser – серицит; Ttn – титанит.

Карбонат представлен бесцветным кальцитом с буровато-серой интерференционной окраской. Он распространен в виде прожилково-вкрапленных выделений (от 0.05 до 0.1 мм) и слагает многочисленные разно



ориентированные карбонатные (рисунок 5.5б) и кварц-карбонатные прожилки мощностью 0.01-0.2 мм, пересекающие (часто со сдвигом) кварцевые, кварц-карбонатные и хлоритовые прожилки. В случае полного замещения плагиоклаза серицитом, в ассоциации с кварцем наблюдаются точечные выделения карбоната.

Серицит замещает зерна плагиоклаза мелким чешуйчатым агрегатом, а также встречается в виде скоплений. Иногда составляет серицит-хлоритовые прожилки (от 0.05 до 0.1 мм) (рисунок 5.5г) и формирует маломощные мономинеральные прожилки на месторождении Новогоднее-Монто. Совместно с карбонатом наблюдается развитие серицита в зернах хлорита (до 0.05 мм).

Титанит формирует скопления мелких зерен неправильной формы только на месторождении Новогоднее-Монто, реже здесь отмечаются единичные индивиды удлиненного габитуса (до 0.12×0.28 мм) (рисунок 5.5е).

### **5.3 Интерпретация**

Вулканогенные породы топугольской толщи, без признаков гидротермальных изменений распространены на флангах Новогоднеского рудного поля. Градационная ритмичная слоистость туфогенных прослоев с постепенным уменьшением зернистости пирокластического материала к верхним частям ритмов, повышенная концентрация рудных минералов на границе слоев свидетельствуют об осаждении пород в субмаринной обстановке – в условиях океанического дна или вблизи него. Волнисто-слоистая текстура говорит о подвижности водной толщи. Угловатая неокатанная форма обломков, их вулканомиктовый состав и стратиграфическая выдержанность прослоев свидетельствуют о пирокластической природе рудовмещающих пород топугольской толщи.

В исследуемом регионе сильно развиты гидротермально-метасоматические изменения, наиболее обширно распространены пропилиты. Процесс пропилитизации имеет особое значение для металлогении района,

поскольку свидетельствует о наличии мощного воздействия восходящих син- и постмагматических растворов (Коржинский, 1953). Пропилиты являются результатом воздействия близнейтральных и слабокислых низкотемпературных растворов на малоглубинные породы среднего и основного состава (Марин, 2015), в данном случае – вулканитов андезибазальтовой формации. Данный тип изменений является самым ранним и образует внешний околорудный ореол минерализованной зоны месторождения (Викентьев и др., 2017), который был образован при участии нейтрального близщелочного раствора. Этот раствор оказывает более слабое влияние на горные породы, вследствие чего породы испытывают лишь незначительные изменения. Структура пород реликтовая порфировая, также сохранились исходные структуры основной массы вулканитов, а именно интерсертальная, пилотакситовая и гиалопилитовая. Текстура массивная.

Исследование пропилитизированных пород месторождения Петропавловское, отобранных на разных уровнях в керне скважин, показало, что количество хлорита на глубине уменьшается. На глубоких горизонтах хлорит встречается редко, в основном виде тонкого чешуйчатого агрегата бледно-зеленого цвета, что может быть связано с ростом температуры и изменением других параметров постмагматических флюидов (ближе к магматическому очагу). По результатам рентгеноспектрального микроанализа (Иванова, 2016) вторичных минералов пород Петропавловского месторождения хлорит имеет магнезиально-железистый ( $f=0.56-0.7$ ) состав. Химический состав хлорита соответствует репидолиту и пикнохлориту по классификационной диаграмме М. Хейя (Heu, 1954). Выделенная генерация бледно-зеленого тонкочешуйчатого хлорита-1, выполняющего преимущественного интерстиции в основной массе пород и псевдоморфозы по темноцветным минералам, реже развивающегося в кристаллах плагиоклаза, соответствует по составу железистой группе (рисунок 5.6). Насыщенно светло-зеленый хлорит-2, составляющий многочисленные прожилки и непосредственно связанный с развитием гидротермальной стадии интрузии

относится к магнезиально-железистой группе. Таким образом, на верхних горизонтах особое развитие получила более магнезиальная разновидность хлорита, тогда как на более глубоких – преобладает железистая разновидность. Такое изменение химического состава может быть вызвано интенсивным развитием процесса пропилитизации, характеризующимся уменьшением содержания железа на заключительной стадии вверх по метасоматической колонке. Таким образом, наблюдается характерный признак развития гидротермального процесса – химическая зональность хлорита, вызванная диффузионно-инфильтрационным распространением раствора с удалением от его находящегося на глубине источника.

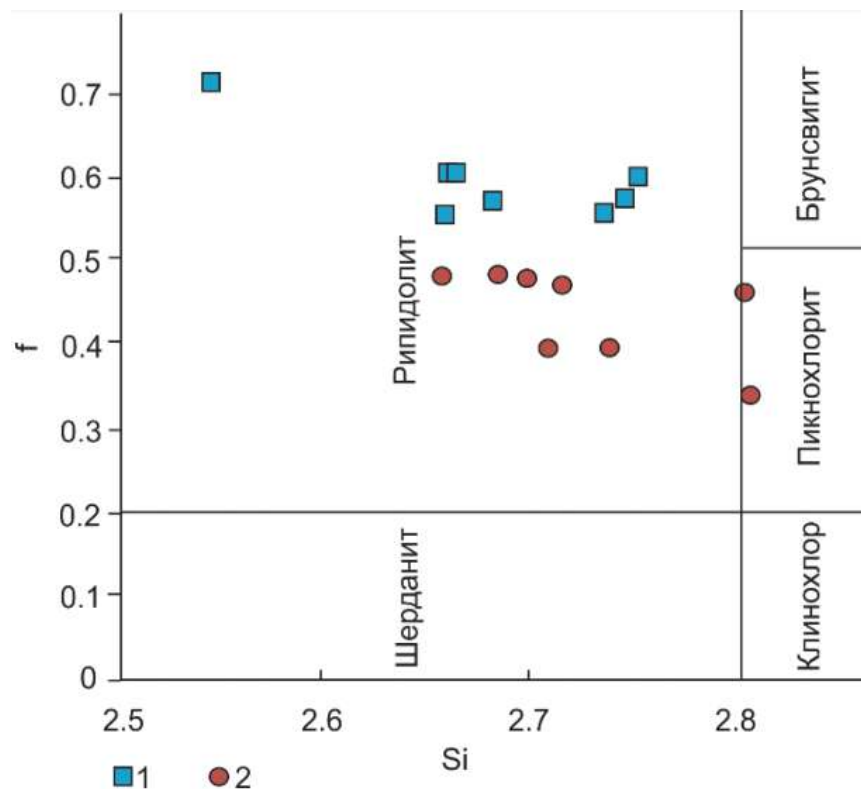


Рисунок 5.6. – Позиция точек состава хлорита на классификационной диаграмме М. Хейя (Heu, 1954): 1 – ксеноморфный хлорит-1; 2 – прожилки хлорита-2; f – железистость. (Иванова, 2016).

По минеральному составу метасоматиты месторождений различаются содержанием и морфологией хлорита и эпидота: на месторождении Петропавловское обычен чешуйчатый агрегат хлорита, тогда как на

месторождении Новогоднее-Монто преобладает развитие идиоморфных зерен эпидота, которые свидетельствуют о более высокотемпературном режиме. Такое отличие в минеральном составе также может быть связано с геологической позицией месторождения Новогоднее-Монто, а именно с распространением линз и прослоев карбонатного состава в толще протолита, что послужило результатом более широкого образования синскарнового эпидота. Апоскарновая природа золото-сульфидно-магнетитовой минерализации обуславливает рудоперспективность зон развития скарнов и наложенных на них более низкотемпературных метасоматитов. На Петропавловском месторождении скарны распространены в подчиненном количестве и проявлены локально по причине отсутствия карбонатных тел в геологическом строении объекта (не вскрыты на поверхности).

Пирит-серицит-кварцевые гидротермально-метасоматические образования относятся к наиболее поздним по времени образования и вмещают наложенную жильно-прожилковую ассоциацию золото-кварц-карбонат-сульфидного оруденения, формирующую минерализованную зону, которая определяет промышленную ценность месторождения Петропавловское (Мансуров, 2009).

Месторождения Новогоднее-Монто и Петропавловское характеризуются полно проявленными низкотемпературными изменениями умеренно-кислого состава. Распространение серицита в пропицитизированных вулканогенных породах месторождения Петропавловское характеризует переходную зону к березитам. Следует отметить, что хлорит преобладает из рассмотренных объектов на территории месторождения Петропавловское, где также обнаружены редкие альбитовые прожилки, что свидетельствует о внешней зоне ореола березитизации (Жариков, 1998). На месторождении Новогоднее-Монто в породах базальт-андезибазальтового состава, произошло разложение темноцветных минералов и полевых шпатов, то есть шел вынос Mg, Fe, Ca, Na и K, здесь отмечаются наиболее измененные практически мономинеральные – кварцевые

метасоматиты. Следовательно, можно предположить, что на территории месторождения Новогоднее-Монто метасоматическая зональность березитов проявлена наиболее полно.

Таким образом, на основании детальных минералого-петрографических исследований вулканогенных пород сформулированы следующие **выводы**:

Рудовмещающие породы тоупугольской толщи в районе рудопроявления Карьерное имеют пирокластическую природу образования.

На территории изучаемых рудных объектов установлено площадное развитие процесса пропилитизации. На месторождениях Петропавловское и Новогоднее-Монто пропилитизированные вулканы образуют внешний околорудный ореол минерализованной зоны. Распространение интенсивности пропилитовых изменений проявлено в химической зональности хлорита, характеризующейся уменьшением содержания железа на заключительной стадии вверх по метасоматической колонке. Топоминеральная изменчивость железистости хлорита вызвана диффузионно-инфильтрационным распространением раствора с удалением от него находящегося на глубине источника.

Выявлена зональность околорудных гидротермально-метасоматических изменений: эпидот-карбонат-хлоритовые – пирит-хлорит-альбитовые – пирит-серицит-кварцевые породы. Тыловая зона метасоматической колонки на месторождении Новогоднее-Монто приближается к мономинеральному кварцевому составу. Различие объясняется вероятным выносом Mg, Fe, Ca, Na и K при растворении реликтовых темноцветных минералов и полевых шпатов.

## ГЛАВА 6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТА

Изменчивость химического состава минерала отражает особенности условий его образования. Физико-химические параметры среды, определяют вариации состава и содержаний элементов-примесей, структурные особенности и некоторые физические свойства минерала. Смена парагенезисов минеральных включений может указывать на эволюцию гидротермальных систем. Восстановление истории образования минерала позволяет сформировать представление о геологической обстановке его формирования и наложенных процессах.

Пирит, как наиболее распространенный спутник большинства эндо- и экзогенных образований, является крайне информативным при реконструкции стадийности их образования. Формы и размеры урансодержащих минеральных включений в пирите позволяют оценить их влияние на (U,Th)-Ne изотопную систему.

### 6.1 Рудопроявление Карьерное

Пирит представлен идиоморфными кристаллами кубического, пентагон-додекаэдрического габитуса и их сростками, реже зернами неправильной формы (обр. 14/40) (рисунок 6.1). Размер зерен варьирует от 250 до 500 мкм. В 9 из 25 исследованных зерен пирита была установлена химическая неоднородность, обусловленная примесью мышьяка (до 3 мас. %) (рисунок 6.1б). Она в основном подчеркивает правильную (“концентрическую”) зональность, реже наблюдается пятнистое распределение мышьяка. В зернах мышьяковистого пирита отмечается относительно повышенное количество включений других минералов. Среди последних преобладают сульфиды: галенит, халькопирит, реже – пирротин, сфалерит, в единичных случаях арсенопирит (Иванова и др., 2024). Прочие минералы, включая потенциально содержащие уран – титанит, рутил, редко апатит, образуют мелкие выделения (менее 10 мкм) (рисунок 6.1а). Местами пирит раздроблен, и в его брекчированных зернах присутствуют выделения

халькопирита и кальцита, а по трещинам развиваются оксиды/гидроксиды железа (рисунок 6.1в).

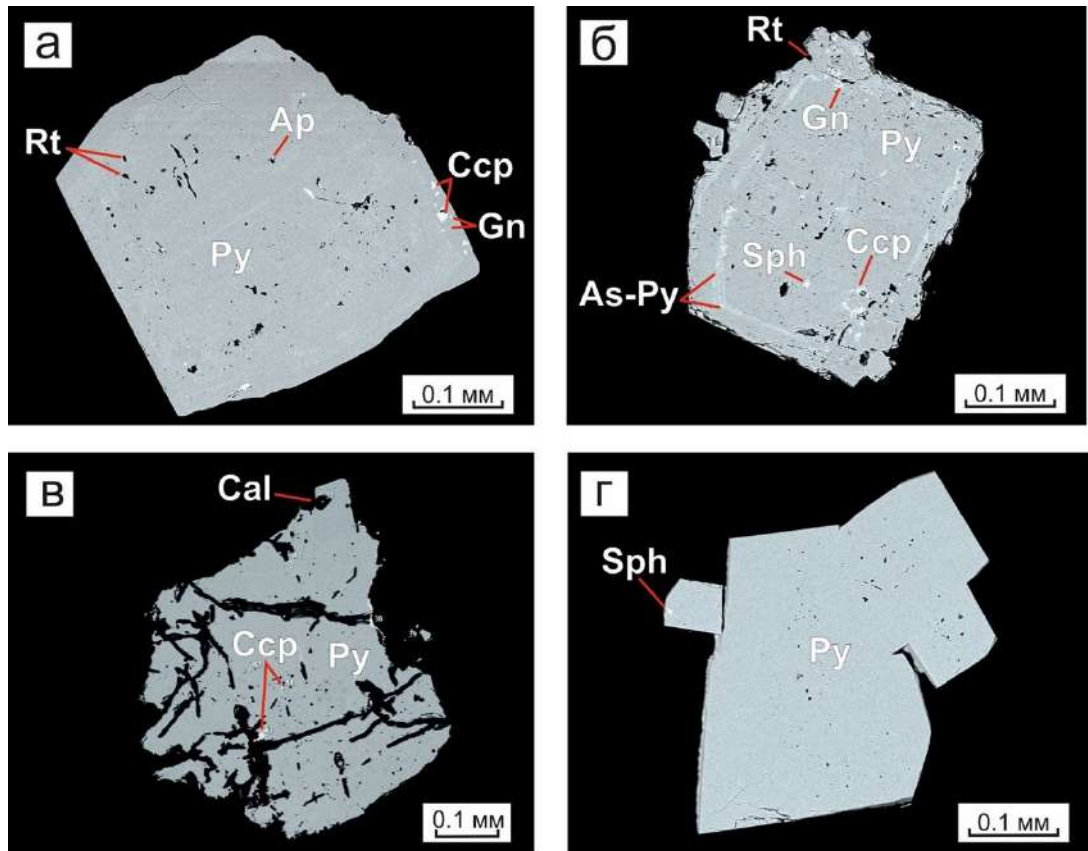


Рисунок 6.1. – BSE-изображения пирита рудопроявления Карьерное: а – минеральные включения в кристалле пирита (обр. 14/7); б – зональное распределение мышьяка в пирите (обр. 14/32); в – брекчированный пирит (обр. 14-40); г – сросток идиоморфных зерен пирита (обр. 14/26). Условные обозначения минералов: Ap – апатит; As-Py – мышьяковистый пирит; Cal – кальцит; Ccp – халькопирит; Gn – галенит; Py – пирит; Rt – рутил; Sph – сфалерит.

## 6.2 Месторождение Новогоднее-Монто

Облик кристаллов пирита пентагон-додекаэдрический, кубический, реже встречаются более сложные комбинированные формы (рисунок 6.2). Правильная ростовая зональность отражает повышенные содержания мышьяка. В некоторых случаях зоны, обогащенные мышьяком, сопровождаются мелкими выделениями арсенопирита (рисунок 6.2б). Галенит представлен мелкой рассеянной вкрапленностью и тонкими прожилками. Выделения галенита в ассоциации с гесситом и самородным золотом,

приурочены к границам зерен. В единичных случаях отмечается развитие теллуридов золота и серебра (петцит, гессит) по микротрещинам катаклазированного пирита (рисунок 6.2в). Силикатные минералы (клинопироксен, кварц) редко образуют сростки с пиритом (рисунок 6.2а) и встречаются в форме мелких точечных выделений. Пирит из скарно-магнетитовой ассоциации тесно связан с халькопиритом, который встречается в сростках и пленках по пириту.

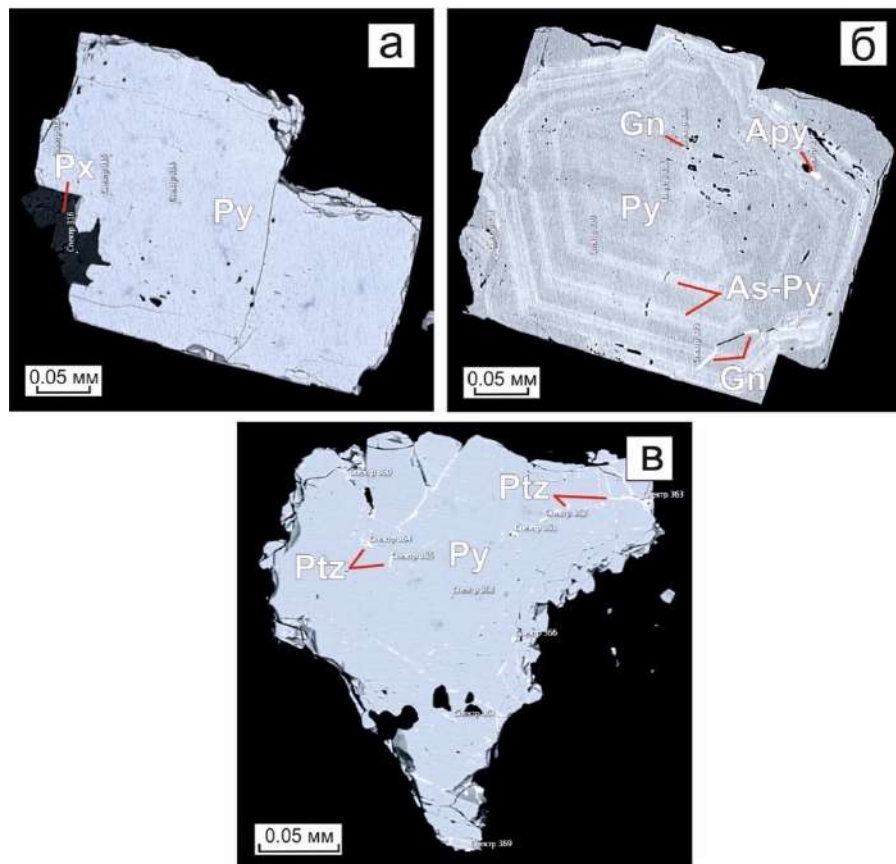


Рисунок 6.2. – BSE-изображения пирита месторождения Новогоднее-Монто (обр. НМ-32). а – сросток идиоморфного пирита с пироксеном; б – ростовая зональность, с повышенными содержаниями мышьяка; в – тонкие прожилки петцита в пирите. Условные обозначения минералов: Ару – арсенопирит; As-Ру – мышьяковистый пирит; Gn – галенит; Ptз – петцит; Рх – пироксен; Ру – пирит.

### 6.3 Месторождение Петропавловское

Преобладает пирит неправильной формы, в некоторых случаях с частичной кристаллической огранкой, реже отмечается идиоморфные



индивиды пентагон-додекаэдрического габитуса (рисунок 6.3). В структуре кристаллов наблюдаются многочисленные включения нерудных минералов причем зерна неправильной формы отличаются большей насыщенностью включениями (рисунок 6.3в). Наиболее распространены крупные включения кальцита, кварца, плагиоклаза, реже пироксена. Среди рудных минералов отмечаются выделения галенита и халькопирита неправильной формы. Теллуриды золота и серебра (гессит, петцит), самородное золото (Au, Ag) встречаются часто в виде самостоятельных вкрапленных точечных ксеноморфных микровключений в интерстициях пирита, иногда в ассоциации с галенитом и/или в виде тонких прожилков по трещинам в катаклазированном пирите (рисунок 6.3в,г). В единственном случае замечен теллуровисмутин вблизи включений силикатного состава. Зерна насыщены многочисленными мелкими рассеянными включениями предположительно урансодержащих минералов – циркон, ксенотим, монацит, рутил, апатит, титанит (рисунок 6.3г).

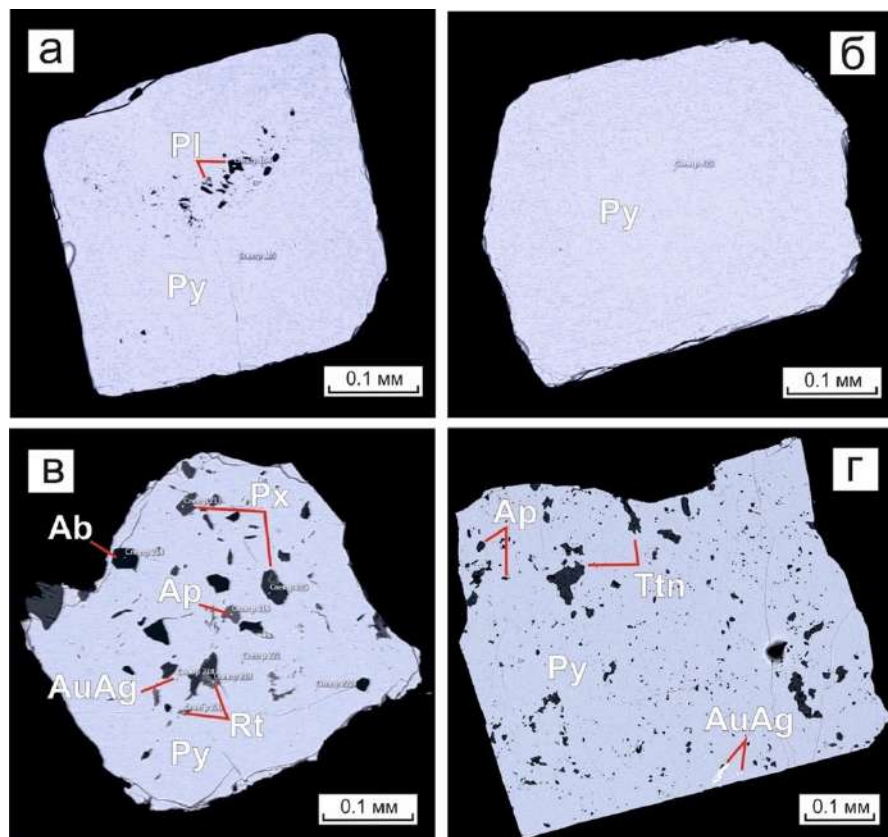


Рисунок 6.3. – BSE-изображения пирита месторождения Петропавловское из березитов: а – мелкая вкрапленность включений плагиоклаза в пирите (обр.

309/15); *v* – рассеянная вкрапленность нерудных минералов в пирите неправильной формы (обр. 309-0-40); из пропилитов: *б* – идиоморфное зерно пирита (обр. 309/11); из долеритов: *г* – зерно пирита, насыщенное выделениями титанита и апатита (обр. S85/15). Условные обозначения минералов: *Ab* – альбит; *Ap* – апатит; *AuAg* – Au-Ag минеральная фаза; *Pl* – плагиоклаз; *Px* – пироксен; *Py* – пирит; *Rt* – рutil; *Ttn* – титанит.

#### 6.4 Интерпретация

Результаты сканирующей электронной микроскопии показали принципиальные различия по химическому составу пирита, по характеру распределения минеральных включений в структуре пирита и их составу, по облику кристаллов.

##### *Химический состав пирита*

В кристаллической структуре пирита содержится большое количество микроэлементов, наиболее важным из которых считается мышьяк, способствующий замещению элементов-примесей в решетке минерала (Kesler et al., 2010). По результатам сканирующей электронной микроскопии пирит месторождения Новогоднее-Монто и часть зерен рудопроявления Карьерное характеризуется зональной структурой распределения мышьяка, что позволяет предположить участие нескольких генераций пирита в формировании руды. Мышьяк – наиболее распространенный и важный второстепенный микроэлемент, за счет его ассоциации с золотом в большинстве гидротермальных рудных месторождений: Au-Ag эпи- и Au мезотермальных Cu-порфировых, Cu-Zn вулканогенных массивных сульфидных рудах и прочих золоторудных месторождениях (Reich et al, 2005). Присутствие As может способствовать включению Au в междоузлии решетки пирита вместе с замещением позиции серы, облегчая внедрение Au в пирит (Викентьев и др., 2016). Соответственно, участки пирита, обогащенные мышьяком, могут служить благоприятным признаком для осаждения золота.

Мышьяковистый пирит является одним из индикаторов воздействия гидротермальных процессов (Kesler et al., 2010). Зональное распределение As

дает представления о характере гидротермальных потоков – вероятны изменения температуры или состава воздействующего флюида. Вероятно, гидротермальные растворы были насыщены золотом, которое осаждается на мышьяковистом пирите. На примере арсенопирита из низкотемпературного месторождения карлинского типа было показано, что наночастицы золота (<2 нм) при повышении температуры (>350°C), растворяются и мигрируют, накапливаясь в виде более крупных частиц до 8 нм на дальнейших стадиях (Deditius et al., 2009; Reich et al., 2006). То есть, зональное распределение может указывать на эволюцию геохимической специализации растворов в течение времени. Вероятно, зерна пирита с распределением мышьяка отражают пульсационное воздействие магматических флюидов на рудную формацию при становлении гранитоидного Собского батолита. Таким образом, можно предположить, что образование кайм мышьяковистого пирита отражает более позднее наложенное воздействие магматических флюидов на более ранний пирит из вулканогенных пород.

#### *Минеральные включения*

Состав и парагенезисы минеральных включений могут свидетельствовать о природе наложенных процессов и их температуре. Низкая степень насыщения кристаллической решетки пирита рудопроявления Карьерное минеральными включениями, в частности отсутствие видимого золота и его минералов, предположительно свидетельствует о принадлежности пирита к первому дорудному этапу рудообразования. Часть пирита рудопроявления Карьерное имеет неоднородный состав по мышьяку и характеризуется большей минеральной насыщенностью, включая сульфиды, вероятно, вследствие наложенных процессов. Влияние флюидных компонентов (теллур, фтор, хлор), входящих в состав сероводородных растворов, усиливает миграционные способности благородных металлов (Маракушев, 1979). В составе пирита Новогоднее-Монто появляются редкие включения самородного золота, теллуридов золота и серебра, которые могли

быть результатом процесса осаждения из мышьяковистых зон. Наиболее насыщенный минеральными включениями – пирит месторождения Петропавловское. Включения кварца и кальцита свидетельствуют о тесной связи пирита с вмещающими породами во время его формирования (Седаева и др., 2013). Вариативность включений, преобладание низкотемпературных парагенезисов, резкое развитие теллуридных комплексов благородных металлов могут быть обусловлены сменой гидротермального режима. Пойкилитовая структура зерен пирита месторождения Петропавловское предполагает захват зерен реликтовых нерудных минералов замещаемых вмещающих пород, указывая на гидротермально-метасоматическое происхождение пирита.

#### *Облик кристаллов*

Морфологические трансформации, могут служить индикатором различий генетической природы минерала и указывать на возможную перекристаллизацию. Форма кристаллов пирита в ряде объектов Карьерное – Новогоднее-Монто – Петропавловское претерпевает постепенные изменения. Изометричные зерна кубического и пентагон-додекаэдрического габитуса рудопроявления Карьерное осложняются комбинацией форм на месторождении Новогоднее-Монто, что может проявляться как следствие син-рудного метасоматоза рудного вещества. На месторождении Петропавловское пирит теряет огранку, преобладают зерна неправильной формы. Наиболее широко проявлены морфо-генетические разности пирита на месторождение Петропавловское, что косвенно свидетельствует о полном проявлении онтогенического цикла гидротермального преобразования пирита.

#### *Выводы*

Вулканогенный пирит рудопроявления Карьерное предположительно выступает в качестве затравки при кристаллизации мышьяковистого пирита из остаточных растворов собского комплекса. Накопленные

седиментационные рудные массы вовлекаются в активный процесс рудогенеза и трансформируются в процессе последующей тектоно-метасоматической переработки. Содержание золота в пирите по мере его эволюции возрастает, от первичного вулканогенного к гидротермально-метасоматическому. Вероятно, золото осаждалось на тонких каймах пирита, обогащенных мышьяком. При воздействии насыщенного гидротермального раствора и снижении температуры золото выделялось в форме минеральных фаз. Вариативность форм кристаллов пирита в рамках одного объекта свидетельствует об участии нескольких типов минералообразующих процессов. Прослеживаемая последовательная минералогическая перестройка облика пирита указывает на возможную перекристаллизацию рудного вещества под влиянием наложенных процессов гидротермального характера.

Таким образом рудное вещество вулканогенно-осадочного происхождения в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе претерпело метасоматические трансформации под действием наложенных процессов. Полученные данные позволили частично реконструировать процесс гидротермальной проработки, новообразования и/или переотложения сульфидов в геологическом процессе. И, что важно для интерпретации последующих результатов (U,Th)-He датирования, указывают на наличие нескольких генераций пирита в объектах исследования. Пириту присуще подобное проявление: в золоторудных месторождениях пириту свойственно от одной до нескольких генераций, отвечающих определенным стадиям и ступеням отложения минералов (Пшеничкин и др., 1976). Полученные данные также позволяют предположить, что наиболее ранние генерации пирита связаны с рудопроявлением Карьерное, в пределах которого сохранились малоизменённые вулканиты тоупугольской толщи.

## 6.5 Корректировка методики пробоподготовки и разложения

Наличие нескольких генераций пирита в пределах одной пробы требует усовершенствования методики отбора зерен для определения возраста: предложен локальный отбор пирита конкретной генерации, выделенной на основе минераграфических исследований, из аншлифов пород алмазным «минибуром» (рисунок 6.4).



*Рисунок 6.4. – Локальный отбор пробы пирита из шайбы алмазным «минибуром»*

Анализ зерен пирита на предмет наличия уран- и торий содержащих включений показал высокую распространенность труднорастворимых минералов (циркон, монацит, ксенотим, рутил и др.) микронных размеров в составе пирита, которые являются источником  $^4\text{He}$ . В таких включениях (не превышающих первых десятков  $\mu\text{m}$  при распаде урана и тория  $\alpha$ -частица пролетает расстояние 11–34  $\mu\text{m}$  (Zeigler et al., 2010), не накапливается в реликтовом минерале и имплантируется в структуру минерала-носителя. Для достоверного расчета (U,Th)-He возраста требуется полные данные содержаний урана и тория, которые послужили источником накопленного гелия. Это послужило причиной пересмотра химических и термобарических условий его разложения для (U,Th)-He датирования.

Было принято решение проводить работы по разложению пирита в автоклавах при температуре 220°C, обеспечивающих дополнительное давление. Был поставлен эксперимент по разложению искусственной смеси пирита (1 зерно 3-4 мг), циркона (6 зерен, <50 мкм) и кварцевой ампулы (60-70 мг) (рисунок 6.5). По ходу работ были внесены изменения и в химической подготовке проб: исключено использование HCl. В пробу были добавлены HF, HNO<sub>3</sub> и 0.05 мл HClO<sub>4</sub>. Закрытые тefлоновые бюксы с растворами погружались в кожухи с добавлением 2 мл HF на дно емкости и помещались в автоклавы (рисунок 6.5) в термостат при температуре 220°C на 48 часов.

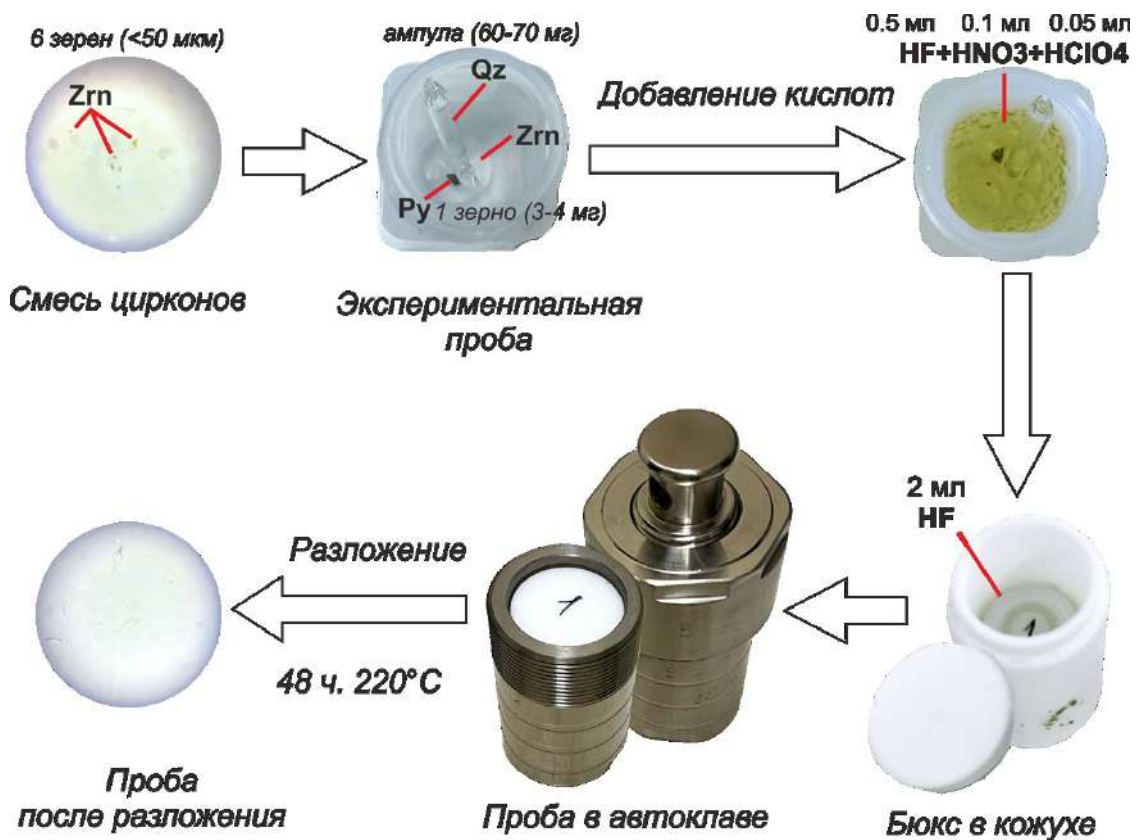


Рисунок 6.5. – Эксперимент по разложению пробы пирита (пирит, кварцевая ампула, смесь цирконов), включающей труднорастворимые урансодержащие минералы, под давлением в автоклавах.

По результатам эксперимента показано, что подобранные условия обеспечивают полное разложение искусственной смеси (рисунок 6.5). Использование данной технологии минимизирует потери урана и тория вследствие неполного разложения труднорастворимых включений и гарантирует достоверность результатов (U,Th)-He датирования.

## ГЛАВА 7. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПИРИТА

### 7.1 Результаты (U,Th)-He датирования

Для выделения возрастных этапов рудообразования в Войкарской зоне и выявления пространственно-временных связей сульфидной минерализации с магматическими и/или гидротермальными процессами, проведено датирование пирита (45 навесок из 15 проб) из метасоматитов месторождения Новогоднее-Монто (9 шт.) и месторождения Петропавловское (25 шт.), туффитов тоупугольской толщи рудопроявления Карьерное (11 шт.) (таблица 7.1).

*Таблица 7.1 – Характеристика отобранных для (U,Th)-He датирования образцов, по геологическим и петрографическим данным.*

Номер пробы	Краткое описание
<b>Карьерное</b>	
14-7	туффиты с рассеянной и послойной вкрапленностью пирита
14-26	
14-27	
14-32	
14-40	кварц-карбонатная жила с сульфидной минерализацией
<b>Новогоднее-Монто</b>	
НМ-17	кварц-серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией
НМ-27	пироксен-эпидот-гранатовые скарны
НМ 31а	пироксен-эпидот-магнетитовые скарны с пирит-халькопиритовой вкрапленностью



<b>Петропавловское</b>	
308/4	пропилиты
308/34	карбонатная жила с редкой вкрапленной пиритовой минерализацией
309-0-40	кварц-серицитовые метасоматиты
309/11	пропилиты
309/15	кварц-серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией
S85/15	диориты собского комплекса
<b>Амфиболитовое</b>	
*S205b/21	дайка долеритов мусюрского комплекса

\*рудопроявление Амфиболитовое (66°48' с.ш., 65°49' в.д.) расположено в 27 км восточнее месторождения Петропавловское

Результаты (U,Th)-He датирования пирита Тоупугол-Ханмейшорского рудного района показывают широкий диапазон возрастов от 268 до 426 млн лет (таблица 7.2; 7.3; 7.4). Существует несколько факторов, которые бы могли привести к разбросу значений (U,Th)-He возраста: 1) потеря или избыток <sup>4</sup>He; 2) потери и привнос U, Th; 3) многостадийное образование пирита/ разновозрастный пирит.

#### *Избыточный и потерянный He*

*Избыток* <sup>4</sup>He в минералах может быть следствием: захвата гидротермального <sup>4</sup>He, накопления эжективной компоненты из включений, или имплантации радиогенного <sup>4</sup>He.

На всех объектах удельный объем выделенного <sup>4</sup>He из пирита ( $10^{-6} - 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/г) значительно превышает известные значения по содержанию гелия в гидротермальных флюидах ( $10^{-8} - 10^{-10}$  см<sup>3</sup>/г; Бортников и др., 2000; Luders and

Niedermann, 2010; Якубович и др., 2019). В редких случаях концентрации захваченного гидротермального  $^4\text{He}$  может достигать  $10^{-6}$   $\text{см}^3/\text{г}$  (Burnard and Polya, 2004). В подобных условиях удельный объем захваченного гидротермального  $^4\text{He}$  мог бы увеличить (U,Th)-He возраст на 10%. Соответственно вклад захваченного гелия, не может объяснить такой разброс значений (U,Th)-He возраста в исследованных образцах.

Массовые доли U и Th в пирите относительно невелики (0.1–6.0  $\text{мкг}/\text{г}$ ), и в большинстве случаев их содержания преобладают во вмещающих породах. В связи с этим следует учитывать имплантированный  $^4\text{He}$ . Если принять массовые доли U и Th равными 1 и 3  $\text{мкг}/\text{г}$  соответственно в окружающих вмещающих породах (средние значения для андезитов островной дуги, вулканогенно-осадочных отложений и карбонатов; база данных GERM) и плотность  $2.65$   $\text{г}/\text{см}^3$  – количество имплантированного и эджектированного  $^4\text{He}$  было бы практически равным. Кроме того, отсутствие корреляции между содержанием U, Th и He с распределением возрастов (рисунок 7.1; 7.4; 7.6) снижает вероятность вклада имплантированной и эджектированной компоненты, так как ее вклад наибольший для низко урановых зерен.

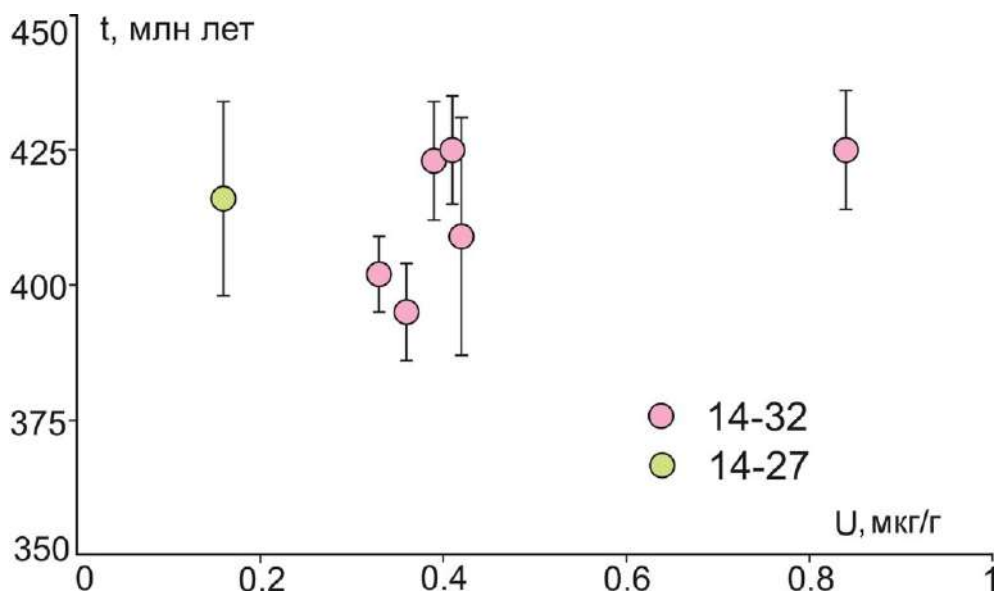


Рисунок 7.1 – Зависимость (U,Th)-He возраста от содержания урана в пирите рудопроявления Карьерное

### *Потери $^4\text{He}$*

Радиогенный  $^4\text{He}$  выделялся из исследованных образцов при температурах близких к температуре разложения пирита ( $>450\text{ }^\circ\text{C}$ ). Доля низкотемпературного гелия, как правило не превышала 12% (табл. 7.2; 7.3; 7.4; 7.5), что свидетельствует о высоком удерживании радиогенного гелия в изученных зернах пирита. Высокая термическая сохранность радиогенного гелия в кристаллической решетке пирита (Якубович и др., 2019) исключает вероятность его диффузионных потерь. Концепция температуры закрытия, в случае ее гипотетического применения к поведению (U,Th)-He изотопной системы в пирите, также не может объяснить разброс значений возраста в зернах близкого размера в пределах небольшой площади.

Расчет (U,Th)-He возраста требует поправок на ядра-отдачи (Farley et al., 1996). Учитывая, размер изученных зерен пирита (200–500 мкм) и средний  $\alpha$ -тормозной путь – 14 мкм (расчеты SRIM; Ziegler et al., 2010), можно оценить, что менее 4% He могло быть потеряно из-за эффекта ядер-отдачи (Farley et al., 1996).

### *Потери и привнос U и Th*

Эксперименты с пиритом Узельгинского месторождения показали, что взаимодействие пирита со слабыми кислотами могут привести к потере U (Yakubovich et al., 2020). Оксиды и гидроксиды железа, которые могут развиваться по пириту в зоне окисления сульфидных руд являются концентраторами урана (Moses et al., 1987; Scott et al., 2007). Наличие таких фаз могло бы привести к омоложению (U,Th)-He возраста. Зерна пирита, используемые для датирования (U,Th)-He, не обладали признаками окисления или изменения, которые можно ожидать при длительном контакте со слабокислыми грунтовыми водами или атмосферой (за исключением проб 14-40, 308/34 которые были исключены). Кроме того, образцы были отобраны со свежих стенок карьера, в шлифах и при микроанализе пирита вторичные

изменения не наблюдались. Поэтому нарушение (U,Th)-He системы пирита за счет процессов выветривания маловероятно.

Пирит может подвергаться перекристаллизации в условиях динамического и термического метаморфизма (Vikentyev et al., 2017; Barrie et al., 2011; Craig and Vokes, 1993). В настоящее время нет точных данных о поведении (U,Th)-He системы при перекристаллизации пирита. Однако, имеются данные о низкой степени метаморфизма месторождения Новогоднее-Монто вплоть до цеолитовой фации (Пучков, 2010). Опираясь на устойчивость (U,Th)-He системы при низкотемпературном метаморфизме до пренит-пумпеллитовой фации на Узельгинском месторождении (Yakubovich et al., 2020), можно предположить закрытое поведение (U,Th)-He изотопной системы и при низкоградных условиях цеолитовой фации в Тоупугол-Ханмейшорском районе.

#### *Методические сложности*

Основные методологические сложности, которые могут привести к рассеянию (U,Th)-He возрастов, являются неполное выделение  $^4\text{He}$  из зерен пирита и неполное разложение пирита.  $^4\text{He}$  выделялся из зерен пирита при  $\sim 1100^\circ\text{C}$ , что является достаточной температурой для высвобождения всего  $^4\text{He}$  из пирита (Якубович и др., 2019).

По результатам электронной микроскопии пирита в ряде зерен отмечаются включения труднорастворимых урансодержащих минеральных включений (циркон, рутил и др.). Используемая для этих проб методика химического разложения не позволяет провести их полное растворение, таким образом существует вероятность получения ошибочно завышенных значений возраста. В виду того, что включения распределены неоднородно, их вклад должен приводить к невоспроизводимым значениям возраста, как в случае проб 14-7 и 14-26, которые были исключены из последующих расчетов. В дальнейшем, чтобы исключить влияние подобного фактора требуется вводить изменения в методику разложения пирита (см. раздел 6.5). В случаях, когда

труднорастворимые включения в составе пирита крайне редки, смеси HF, HClO<sub>4</sub> и царской водки для разложения U и Th из прочих включений должно быть достаточно.

### *Многостадийное образование пирита*

Пириту, как наиболее распространенному сульфидному минералу золоторудных месторождений, свойственно проявление от одной до нескольких генераций, отвечающих определенным стадиям и ступеням отложения минералов (Пшеничкин и др., 1976). Широкий диапазон возрастов (268-444 млн лет) и высокое СКВО для ряда образцов, вероятно, могут быть связаны с более поздними (наложенными) процессами формирования рудного вещества. Полученные широкие диапазоны возрастов пирита могут быть проинтерпретированы, как многостадийное формирование минерала, либо его частичную или полную перекристаллизацию в ходе геологической истории. В последующих подглавах, основываясь на комплексе минералогических (характерные особенности химического состава и морфологии зерен) и изотопных данных были выделены кластеры возрастов.

#### **7.1.1 Рудопроявление Карьерное**

В общей сложности было проанализировано одиннадцать навесок пирита, выделенного из пяти проб вулканогенных пород рудопроявления Карьерное (таблица 7.2). В пробах 14-26 и 14-7 в пирите отмечались труднорастворимые включения рутила и циркона, полное разложение которых не происходит при 180°C при атмосферном давлении. По этой причине, а также из-за аномального отклонения от средневзвешенного значения возраста, которое, вероятно, указывает на потерю урана, эти пробы были исключены из дальнейшего обсуждения результатов. Проба 14-40 исключена из расчетов возраста в связи с низким содержанием радиогенного гелия и окисления пирита по трещинам.

Концентрация гелия в пирите из рудопроявления Карьерное лежит в диапазоне  $6.26 - 1.48 \times 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/г ( $249.6 - 52.1 \cdot 10^{-10}$  ат.). Содержание урана варьирует от 0.23 до 1.68 мкг/г ( $\text{Th}/\text{U} = 0.45-2.7$ ). Изохронный возраст по результатам 7 измерений составляет  $421 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 6) (рисунок 7.2).

Таблица. 7.2 – Результаты (U,Th)-He датирования пирита из вулканогенных пород рудопроявления Карьерное

Образец	№ пробы	U, 10 <sup>10</sup> ат.	$\sigma$ , %	Th, 10 <sup>10</sup> ат.	$\sigma$ , %	Th/U	<sup>4</sup> He, 10 <sup>10</sup> ат.	$\sigma$ , %	$\omega$ <sup>4</sup> He <sub>низкот</sub> , %	T, млн лет	$\pm$ , (2 $\sigma$ )
14-32	892	424.0	1.0	189.4	1.0	0.4	249.6	0.4	0.27	402	7
	902	136.9	1.1	65.0	0.9	0.5	85.9	1.0	0.21	425	11
	903	240.0	1.3	113.2	0.9	0.5	149.6	0.7	1.44	423	11
	904	287.2	1.1	133.5	0.8	0.5	180.1	0.7	0.15	425	10
	905	212.6	3.1	93.6	2.7	0.4	127.5	0.7	0.30	409	22
	1095	172.0	1.1	80.8	1.0	0.5	99.9	0.8	2.55	395	9
14-27	1075	58.8	3.4	157.0	2.6	2.7	52.1	0.8	0.63	416	18
*14-7	1078	19.4	1.9	26.5	2.6	1.4	16.7	2.6	0.00	492	27
*14-26	1079	154.7	1.2	59.6	1.3	0.4	122.8	0.8	0.36	541	13
	1083	278.6	1.5	108.3	2.3	0.4	183.0	2.6	1.51	451	7
**14-40	1062	–	–	–	–	–	8.1	4.5	0.00	–	–
Qu бланк		1.3	97.0	6.0	74.0	–	1.1	37.0		–	–

\*исключены по причине аномального отклонения от средневзвешенного значения возраста

\*\*низкие изотопные содержания <sup>4</sup>He

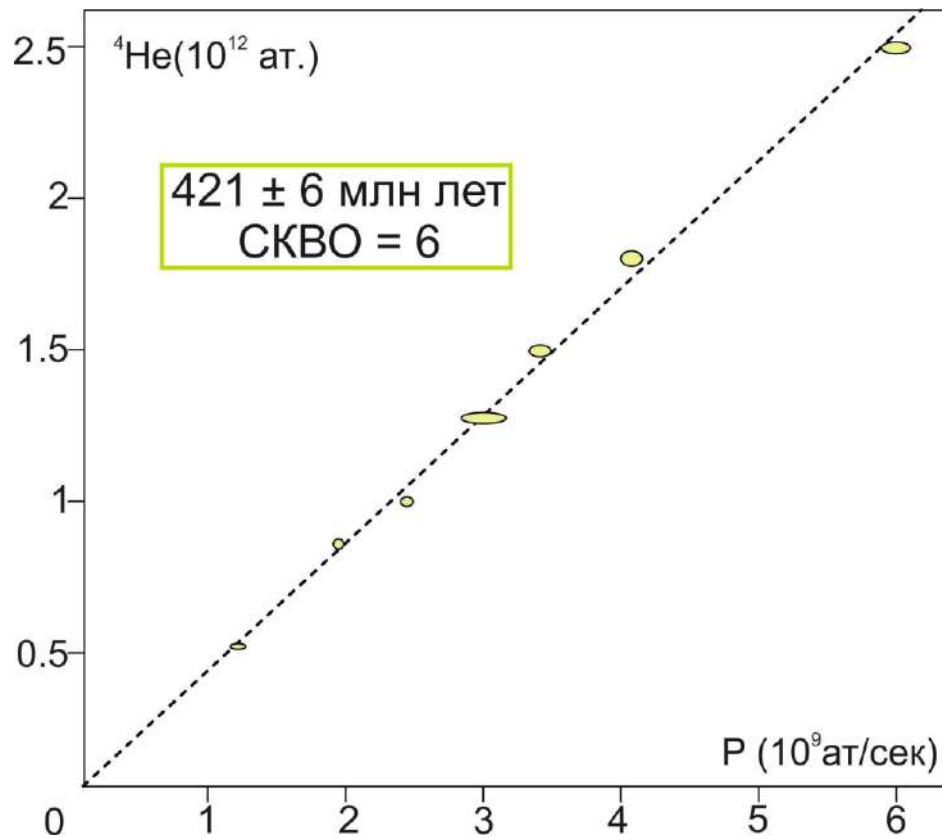


Рисунок 7.2 – (U,Th)-He изохрона для пирита рудопроявления Карьерное.  $P$  – современная скорость образования  $^4\text{He}$  (Vermeesch, 2018). Ошибка определения возраста приведена на уровне  $2\sigma$ .

### Интерпретация

Изохронный (U,Th)-He возраст пирита ( $421 \pm 6$  млн лет) из силурийских вулканогенных пород рудопроявления Карьерное соответствует геологическим оценкам возраста образования пород и рудной минерализации в регионе (Прямоносов и др., 1994; Душин и др., 2014; Викентьев и др., 2017). При этом наблюдаются высокое СКВО и большой разброс значений (U,Th)-He возраста пирита в диапазоне 402–425 млн лет, что может быть вызвано многостадийным формированием пирита и/или его частичной перекристаллизацией в ходе наложенных процессов (Иванова и др., 2024).

Возможно, что в пределах рудопроявления Карьерное встречается пирит нескольких разновозрастных генераций. По результатам сканирующей микроскопии часть зерен характеризуется зональной структурой распределения мышьяка (рисунок 6.1). Мышьяковистый пирит является одним из индикаторов воздействия гидротермальных процессов (Kesler et al.,

2010). Таким образом, можно предположить, что образование кайм мышьяковистого пирита отражает более позднее наложенное воздействие магматических флюидов на более ранний пирит из вулканогенных пород, что отразилось на результатах датирования.

Предполагая, вероятность попадания в выборку нескольких поколений пирита, по результатам датирования можно выделить два кластера возрастов (рисунок 7.3). Возраст  $424 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ ,  $n=4$ , СКВО = 0.6) совпадает с возрастом осадконакопления топугольской толщи, который по данным биостратиграфии соответствует позднему венлоку – лудлову (Прямоносов и др., 1994; Душин и др., 2014; Зылева и др., 2014). Таким образом, эта ранняя генерация отвечает начальному этапу рудообразования, происходившему на фоне активного вулканизма с накоплением лав и туфов базальтового, андезибазальтового и андезитового составов (Силаев, 2003).

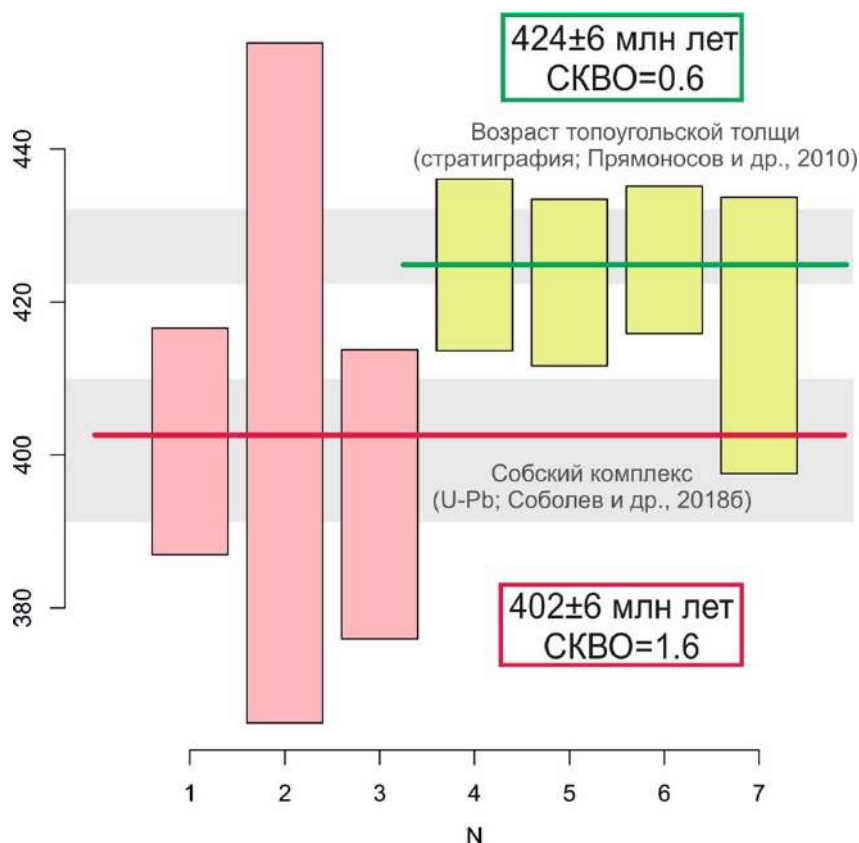


Рисунок 7.3 – Средневзвешенный возраст пирита из вулканогенных пород рудопроявления Карьерное, полученный по 7 навескам (из двух проб пирита).

Более молодой возраст  $402 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ ,  $n=4$ , СКВО = 1.6) близок к раннедевонским возрастам цирконов из метасоматизированных диоритов



главной фазы ( $410 \pm 2$  млн лет (Викентьев и др., 2017)) и дайки плагиогранитов поздней фазы ( $403 \pm 4$  млн лет; Соболев и др., 2018б) собского комплекса, что может быть следствием образования и/или перекристаллизации пирита. Геологические данные не противоречат полученным выводам: породы собского комплекса развиты в пределах первых десятков метров от места отбора проб (рисунок 4.4). Развитие тонкой рассеянной вкрапленности серицита, может служить признаком наложенного гидротермального воздействия, связанного с их внедрением.

В качестве индикатора окислительно-восстановительных условий геологической среды применяют значения Th/U отношений в пирите (Wignall and Twitchett, 1996), реконструируя: 1) восстановительную ( $\text{Th/U} < 2$ ); 2) переходную ( $2 \leq \text{Th/U} \leq 7$ ); 3) окислительную ( $\text{Th/U} > 7$ ) среды. Концентрация урана в проанализированных зернах пирита значительно превосходит содержание тория. Большинство значений Th/U отношений в пирите рудопроявления Карьерное колеблется в узких пределах от 0.4 до 0.5, с отклонением до 2.6 в единичном случае. Подобный диапазон может указывать на сильно восстановительные условия среды накопления металлоносных вулканогенно-осадочных пород, что характерно для относительно глубоководных условий. Восстановительные условия благоприятны для концентрации в растворах индифферентных элементов, в частности золота. Дальнейшее обогащение сероводородных растворов щелочными металлами является важным фактором концентрации в них халькофильных металлов и золота (Маркушев, 1979).

Ввиду того, что возраст ранней генерации пирита  $424 \pm 6$  млн лет соответствует возрасту формирования туфов и туффитов тоупугольской толщи, этот этап рудной минерализации, вероятно, отражает образование стратиформной колчеданной минерализации в достаточно глубоководных условиях. Сохранению ранних вулканогенно-осадочных (колчеданных) руд способствует геологическая позиция объекта: достаточная удаленность от крупных интрузивных тел.

Более позднее внедрение островодужных гранитов ранне-среднедевонского собского комплекса (Соболев и др., 2018б) могло привести к гидротермальным изменениям вмещающих пород вблизи интрузивных контактов. (U,Th)-He возраст более поздней минерализации ( $402 \pm 6$  млн лет) согласуется с ранее установленным временем формирования гранитоидов собского комплекса. Минералого-геохимические наблюдения свидетельствуют в пользу обогащения золотом и мышьяком новообразованного пирита поздней генерации, представленного в виде кайм его мышьяковистой разновидности.

### 7.1.2 Месторождение Новогоднее-Монто

Для месторождения Новогоднее-Монто было проанализировано 9 навесок пирита: из кварц-серицитовых околорудных метасоматитов ( $n=6$ ) и скарнов ( $n=3$ ). Результаты измерения концентраций U, Th и  $^4\text{He}$  представлены в таблице 7.3. Удельный объем  $^4\text{He}$  для березитоидов  $1.30 \times 10^{-5} - 4.83 \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  ( $51.2 - 17.8 \cdot 10^{-10}$  ат.), для скарнов месторождения  $7.37 - 1.14 \times 10^{-6}$  ( $45.2 - 3.2 \cdot 10^{-10}$  ат.). Массовая доля U варьирует в пределах от 0.1 до 0.5 мкг/г, а диапазон значений отношения Th/U для каждой группы пород составил от 2.1 до 4.9.

Таблица 7.3 – Результаты (U,Th)-He датирования пирита из метасоматитов месторождения Новогоднее-Монто

Образец	№ пробы	U, $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	Th, $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	Th/U	$^4\text{He}$ , $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	$\omega$ $^4\text{He}_{\text{низкот}}$ , %	T, млн лет	$\pm$ , ( $2\sigma$ )
Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты											
НМ-17	872	16.6	2.7	81.1	2.5	4.9	17.8	1.9	0.93	384	8
	875	54.0	2.5	136.2	2.3	2.5	42.0	0.9	0.00	374	6
	877	33.2	2.5	126.6	3.2	3.8	34.0	1.1	0.76	414	7
	878	43.5	4.4	170.9	3.8	3.9	41.7	1.5	1.31	383	10
	889	51.4	5.7	208.8	1.3	4.1	51.2	0.6	0.00	391	11
	890	42.7	2.9	181.7	1.8	4.3	46.4	0.9	0.15	417	7
Скарны											

HM-27**	967	9.5	4.0	5.8	2.9	0.6	3.2	3.5	0.72	224	11
HM-31a**	968	6.5	4.1	10.1	2.5	1.6	5.5	3.1	43.07	467	18
	971	111.4	1.8	235.8	1.5	2.1	45.2	1.5	11.78	209	8
Qu бланк		1.3	97.0	6.0	74.0	–	1.1	37.0		–	–

\*\*низкие изотопные содержания  $^4\text{He}$

#### *Пирит из пироксен-эпидот-гранатовых скарнов*

Содержания гелия в пирите из скарнов достаточно низкие. Существенное количество гелия было измерено только в одном из образцов. Пирит из пироксен-гранат-эпидотовых скарнов тесно ассоциирует с халькопиритом, образующим сростания и пленки на его поверхности. Халькопирит отличается сложной кинетикой выделения  $^4\text{He}$  и низкой энергией активации миграции гелия, затрудняющими использование минерала для (U,Th)-He датирования (Якубович и др., 2019). Возможно, это сказалось на потерях гелия и аномальном омоложении возраста образца 971, в связи с чем эта проба пирита исключена из расчетов.

#### *Пирит из пирит-серицит-кварцевых метасоматитов*

(U,Th)-He возраст пирита из березитов вполне воспроизводим, но показывает большой разброс в диапазоне 370–420 млн лет. Центральный возраст, рассчитанный для шести образцов пирита из пирит-серицит-кварцевых метасоматитов, составляет  $395 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ ;  $n=6$ ) (рисунок 7.4). Возраст пирита месторождения Новогоднее-Монто согласуется с независимыми геологическими оценками для возраста рудообразования (380–400 млн лет) (Викентьев и др., 2017, 2019; Удоратина и др., 2005). Корреляции между возрастом и концентрацией U, Th или He в зернах (рисунок 7.5) нет. Это указывает на малую вероятность влияния захваченного или имплантированного  $^4\text{He}$  на рассеивание (U,Th)-He возрастов, поскольку захваченный гелий зависит от концентрации U и Th.

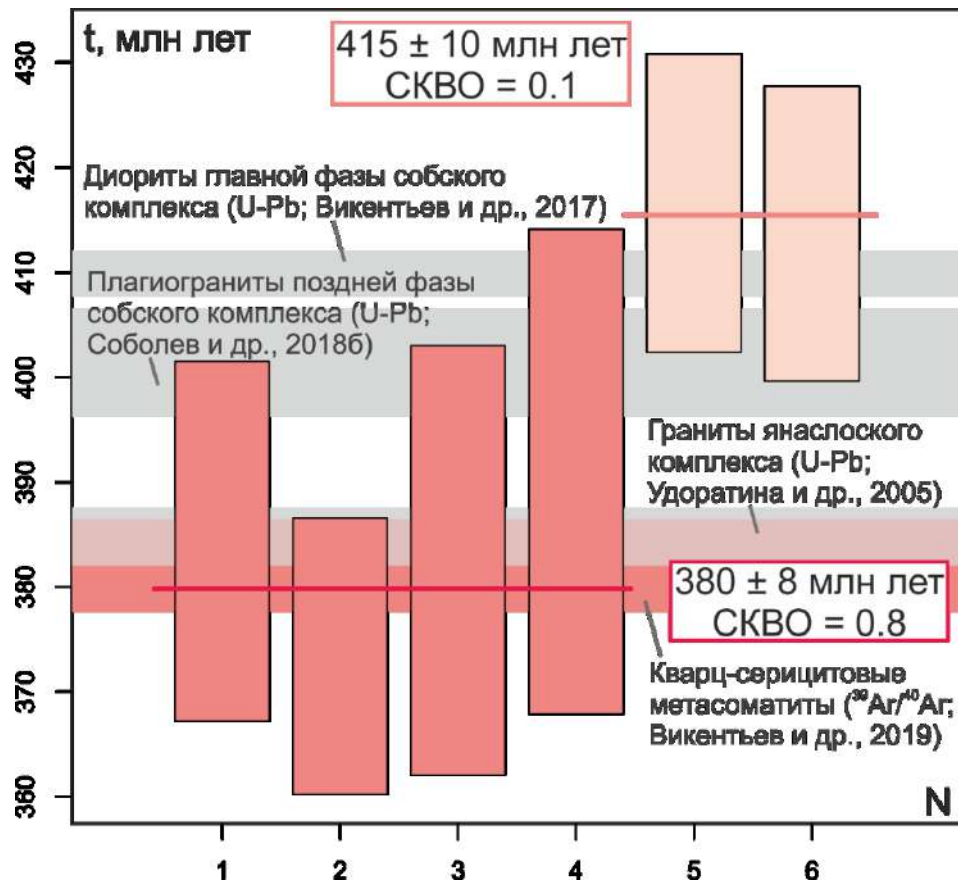


Рисунок 7.4 – График средневзвешенных значений для пирита месторождения Новогоднее-Монто (обр. НМ-17) по 6 пробам, построенный в программе Isoplot R (Vermeesch, 2018).

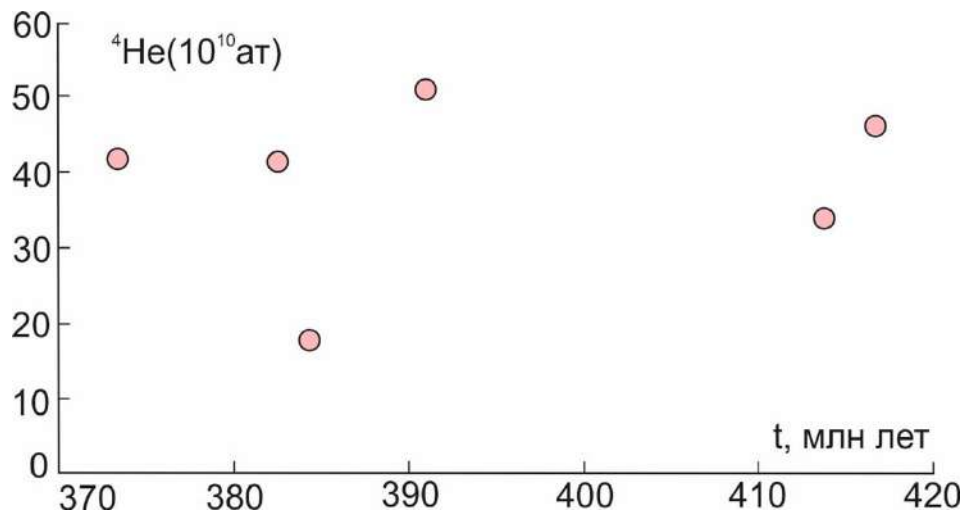


Рисунок 7.5 – Зависимость (U,Th)-He возраста от концентрации гелия в пирите месторождения Новогоднее-Монто

Все (U,Th)-He возрасты попадают во временные рамки магматической и метасоматической активности, связанной с формированием вулканоплутонического пояса в этом регионе (382–418 млн лет) (Соболев, 2019 и ссылки в этой работе). Поскольку часть зерен пирита имеют зональное

строение (рисунок 6.2), относительно большое рассеяние возрастов (U,Th)-He можно отнести к разным фазам рудогенеза и кристаллизации пирита. Возможно, что образец НМ-17 содержит пирит двух генераций, первый ( $415 \pm 10$  млн лет ( $2\sigma$ ;  $n=2$ )) из которых соответствует скарновому этапу формирования месторождения. Возраст скарно-магнетитового оруденения в пределах месторождения Новогоднее-Монто большинство исследователей связывают с главной фазой внедрения собского комплекса ( $410 \pm 2$ ; U-Pb по циркону Викентьев и др., 2017) на границе линз известняков и вулканитов основного состава. Полученный возраст соответствует главному этапу диоритового магматизма Полярного Урала (Yakubovich et al., 2021).

Вторая генерация пирита ( $380 \pm 8$  млн лет ( $2\sigma$ ;  $n=4$ )) отвечает более низкотемпературному – березитовому этапу ( $382-360$  млн лет) (Викентьев и др., 2019). (U,Th)-He возраст пирита месторождения Новогоднее-Монто подтверждается независимыми геологическими наблюдениями (Викентьев и др., 2017 и ссылки в этой работе). Полученный возраст коррелируется со временем внедрения средне-позднедевонских мелких гранитоидных интрузивов янаслорского комплекса в Войкарской зоне ( $387-383$  млн лет назад) (U-Pb; Удоратина и др., 2005). Rb-Sr изохронный возраст дайки монцодиорит-порфиров мусюрского (некоторыми исследователями выделяются как конгорский комплекс) комплекса ( $382 \pm 10$  млн лет Soloviev et al., 2013; Girfanov et al., 2008), формирующих геологический разрез месторождения, совпадает с полученными значениями. (U,Th)-He возраст близок к результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования по серициту из березитоидов месторождения Петропавловское ( $382 \pm 4$  млн лет Викентьев и др., 2019). Рубеж в 380 млн лет определяет завершающий этап островодужного магматизма: происходит окончательное отмирание магматических очагов, сформировавших гранитоидные тела Собского батолита, что отразилось на процессах образования золота и Cu-Fe( $\pm$ Au) минерализации (Ремизов, 2004; Удоратина и др., 2005; Соболев и др., 2018).

### 7.1.3 Месторождение Петропавловское

На месторождении Петропавловское было проанализировано 25 проб пирита из различных пород: из пропицитов (n=7), пирит-серицит-кварцевых метасоматитов (n=12), гранодиоритов собского комплекса (n=3) и карбонатной жилы (n=1). Результаты измерения концентраций U, Th и  $^4\text{He}$  представлены в табл. 7.4.

Таблица 7.4 – Результаты (U,Th)-He датирования пирита из метасоматитов и магматических пород месторождения Петропавловское

Обра- зец	№ пробы	U, $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	Th, $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	Th/U	$^4\text{He}$ , $10^{10}$ ат.	$\sigma$ , %	$\omega$ $^4\text{He}_{\text{низкот}}$ , %	T, млн лет	$\pm$ , (2 $\sigma$ )
Пропициты											
308/4	1028	174.9	2.4	264.6	2.4	1.5	105.3	0.3	2.26	339	6
	1035	196.8	1.6	301.1	1.6	1.5	135.3	0.3	1.11	385	5
	1040	221.6	3.4	395.4	3.4	1.8	160.4	0.2	1.07	388	9
309/11**	1021	–	–	–	–	–	3.2	5.5	0.00	–	–
	1027	10.9	2.5	24.7	2.5	2.3	9.4	3.8	12.97	426	17
**	1038	–	–	–	–	–	4.6	2.7	1.78	–	–
**	1088	–	–	–	–	–	6.9	2.4	4.40	–	–
Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты											
309-0-40	922	33.0	2.1	198.7	1.5	6.0	27.6	4.8	0.00	268	13
	926	35.1	7.5	198.6	1.4	5.7	31.5	2.7	2.45	298	12
	1018	26.3	1.4	160.9	1.4	6.1	25.3	1.4	0.00	305	4
*	1066	25.9	6.7	127.2	1.2	4.9	35.4	0.9	0.90	485	15
309/15	925	55.0	1.5	172.4	1.5	3.1	47.9	3.1	9.89	384	5
	927	245.8	1.5	659.5	1.5	2.7	154.1	0.4	0.38	296	3
	928	230.6	2.1	565.6	1.7	2.5	182.0	2.3	0.33	383	12
	929	374.5	1.4	815.0	1.6	2.2	209.0	0.8	1.21	284	13
	977	260.6	1.0	748.5	1.0	2.9	227.1	0.3	0.00	398	3
	983	367.0	1.0	515.1	0.8	1.4	269.2	0.5	2.71	418	4
	1063	264.7	2.6	680.2	1.3	2.6	247.8	0.8	0.67	444	8
**	1065	–	–	–	–	–	6.7	3.2	0.00	–	–
Плагиигранит-порфиры											

S 85/15	1082	148.6	7.0	137.0	1.9	0.9	97.5	0.6	1.71	408	23
	1090	290.0	2.2	188.4	1.5	0.6	146.5	0.6	1.06	333	6
	1092	316.3	2.3	218.1	3.4	0.7	146.6	0.6	4.81	304	6
Карбонатная жила											
308/34**	1106	–	–	–	–	–	1.8	3.9	0.00	–	–
Qu бланк		1.3	97.0	6	74.0	–	1.1	37.0		–	–

*\*исключены по причине аномального отклонения от средневзвешенного значения возраста*

*\*\*низкие изотопные содержания  $^4\text{He}$*

### *Пирит из пропильтизированных пород*

Было проанализировано 4 навески пирита из 2 проб. Удельный объем  $^4\text{He}$  в пирите из пропицитов составляет  $4.15 \times 10^{-5} - 3.64 \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  ( $160.4 - 9.4 \cdot 10^{-10}$  ат.). Массовая доля U находится в пределах от 0.1 до 0.9 мкг/г, а отношение Th/U лежит в диапазоне 1.5–2.3. Одно измерение пробы 308/4 заметно отклонилось от среднего возраста и не участвовало при построении графика. С геологической точки зрения, единичное значение омоложенного возраста  $339 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ ) совпадает с известными оценками  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста поздних даек монцодиорит-порфиров мусюрского комплекса по плагиоклазу –  $339 \pm 4$  млн лет (Соболев и др., 2020).

Изохронный возраст, полученный для пропицитов месторождения Петропавловское составляет  $394 \pm 10$  млн лет (СКВО=1; ( $2\sigma$ ); n=3) (рисунок 7.6). Редкая мелкая вкрапленность (рисунок 6.3) включений в зернах пирита минимизирует вероятность их неполного разложения. По природе происхождения пропициты тесно связаны с близнейтральными и слабокислыми низкотемпературными растворами (Коржинский, 1953). Зоны пропицитовой минерализации приурочены к контактам даек плагиогранитов ( $403 \pm 4$  млн лет; циркон U-Pb; Соболев и др., 2018б), подтверждая связь гидротермальных изменений с магматогенными водами собского комплекса (Мансуров, 2013).

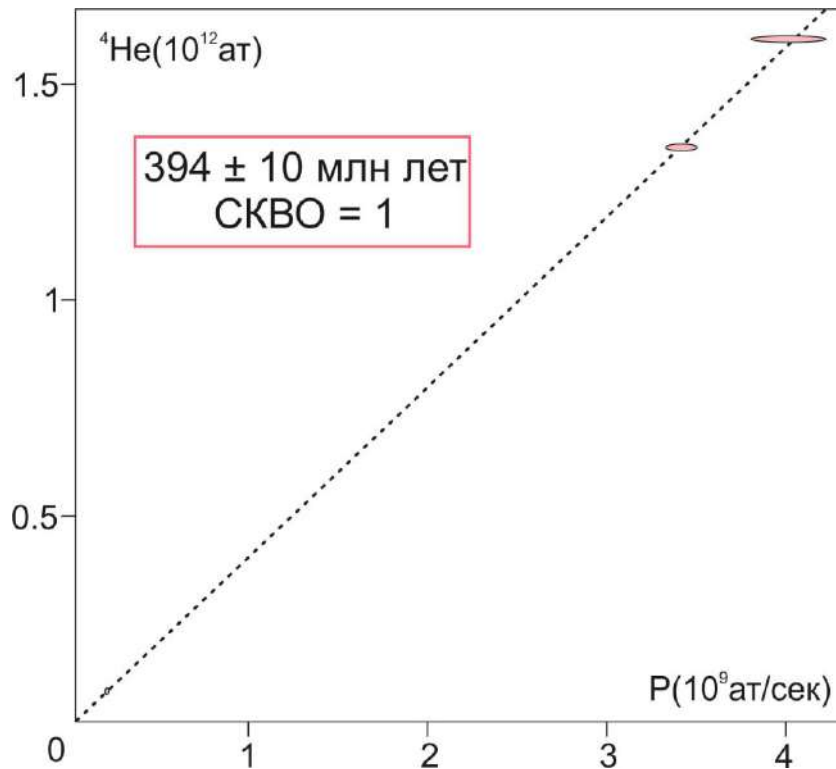


Рисунок 7.6 – (U,Th)-He изохрона для пирита из пропилитов месторождения Петропавловское.  $P$  – приведенная современная скорость образования  $^4\text{He}$ .

*Пирит из пирит-серицит-кварцевых метасоматитов*

Удельный объем  $^4\text{He}$  в пирите из березитоидов месторождения Петропавловское находится в пределах  $6.92 \times 10^{-5} - 5.24 \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  ( $227.1 - 25.3 \times 10^{-10} \text{ ат.}$ ). Массовая доля U варьирует в широких пределах от 0.1 до 1.5 мкг/г, а отношение Th/U колеблется от 1.5 до 6.0. Несмотря на широкий диапазон значений U, корреляции между его содержанием и распределением возрастов не наблюдается, что подтверждает отсутствие вклада эджектированной и имплантированной компоненты (рисунок 7.7).



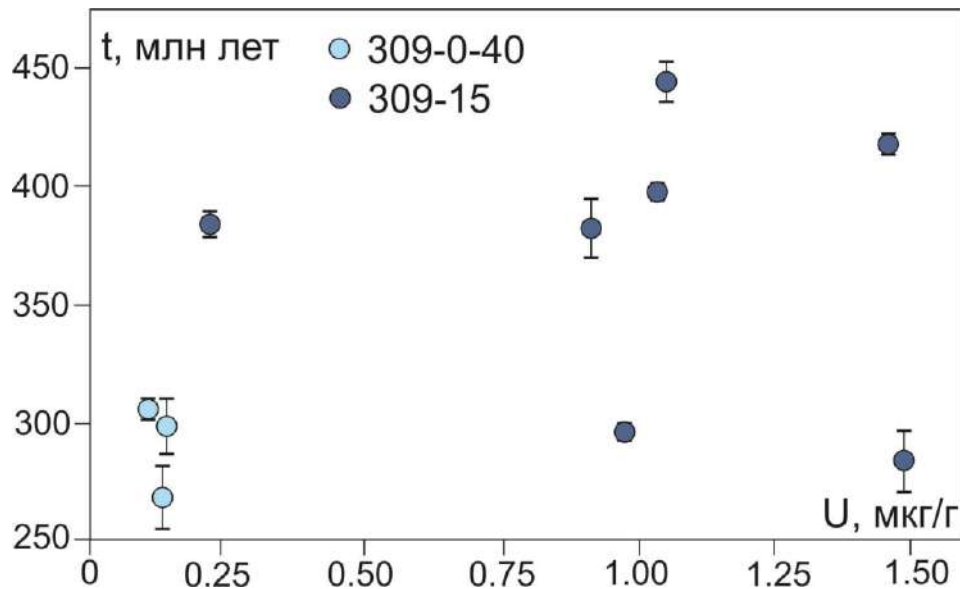


Рисунок 7.7 – Зависимость (U,Th)-He возраста от содержания урана в пирите пирит-серицит-кварцевых метасоматитов месторождения Петропавловское

Полученные результаты датирования разделились на два кластера возрастов:  $293 \pm 4$  млн лет (СКВО=5;  $2\sigma$ ;  $n=5$ ) и  $396 \pm 5$  млн лет (СКВО=1.6;  $2\sigma$ ;  $n=3$ ) (рисунок 7.8). Случайность распределения значений и отсутствие их корреляции с изотопными содержаниями урана исключает вероятность разделения кластеров возрастов по причине захваченного или имплантированного  $^4\text{He}$  (рисунок 7.7). В результате  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования монофракции серицита (образец 309-0-40) получен возраст  $382 \pm 4$  млн лет (Викентьев и др., 2019), близкий к одному из полученных значений для пирит-серицит-кварцевых пород. Ранне-среднедевонский (U,Th)-He возраст пирита ( $396 \pm 5$  млн лет) из кварц-серицитовых метасоматитов наиболее близок к возрасту цирконов ( $403 \pm 4$  млн лет) из плагиогранит-порфиров собского комплекса (Соболев и др., 2018а). Вероятно, часть пирита связана со становлением наиболее крупных диоритоидных плутонов Собского батолита.

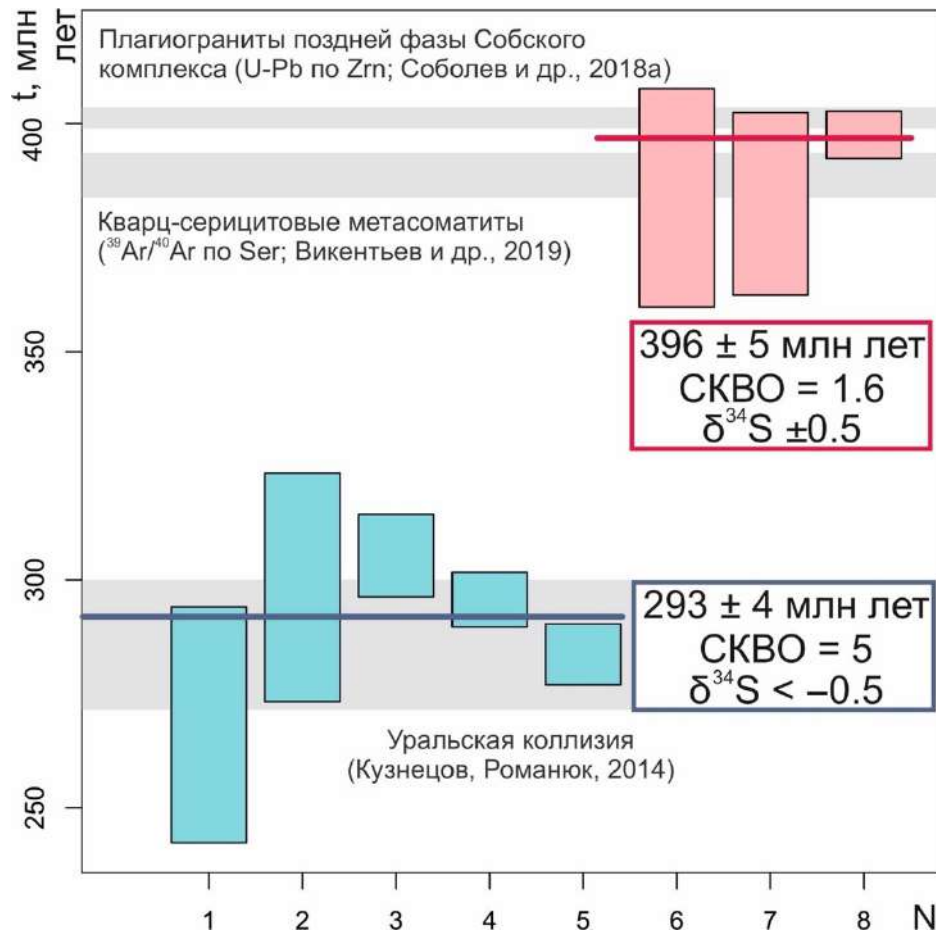


Рисунок 7.8 – График средневзвешенных значений для пирита месторождения Петропавловское.

Раннепермский возраст пирита ( $293 \pm 4$  млн лет) не противоречат известным изотопным данным в регионе: наиболее молодые U-Pb возрасты цирконов из габбродолеритов ( $256 \pm 7$  млн лет) и лампрофиров ( $248 \pm 7$  млн лет) мусюрского комплекса (Викентьев и др., 2017).

Тектоническое строение месторождения способствует миграции химических элементов, их концентрации и переотложению в зонах палеорастяжения. В региональном масштабе кварц-пирит-серицитовые изменения контролируются системами разломов северо-западного простирания. Эти тектонические нарушения перпендикулярны Главному Уральскому разлому и представляют позднюю стадию деформаций, связанную с действием поперечных напряжений на поздней стадии коллизионного процесса (Сычев, Куликова 2010). Раннепермский (U,Th)-He возраст березитоидов коррелируется с этапом коллизии Аркт-Лавруссии и Сибирско- -Казахстанско-Киргизского континентов (270-300 млн лет;

Кузнецов, Романюк, 2014), который, вероятно, оказал воздействие на частичное перераспределение рудного вещества или новообразование пирита. Сложная морфология и насыщенность пирита включениями (рисунок 6.3) подтверждает активную тектоно-метасоматическую проработку рудного субстрата.

Полученные результаты (U,Th)-He датирования коррелируются с данными по распределению изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}$  (-12 до +0.5‰) в пределах месторождения (Викентьев и др., 2017). Центральная часть месторождения характеризуется однородным изотопным составом серы с отклонениями от -0.5 до +0.5‰ от метеоритного стандарта  $^{34}\text{S}$ , в то время как в северо-западной части месторождения встречается пирит с существенно более низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (-12 до -5‰). Мантийный изотопный состав серы в пирите характерен для минерализации, формирование которой происходило в девонское время. Более молодые раннепермские оценки возраста преобладают в пирите из северо-западной части месторождения и характеризуются легким изотопным составом серы ( $\delta^{34}\text{S} < -5\text{‰}$ ), свидетельствующим в пользу участия коровых источников. Таким образом, можно предположить, что наиболее поздняя генерация пирита связана с коллизионными тектоническими событиями на Урале.

#### *Пирит из магматических пород*

Было проанализировано 5 проб пирита из магматических пород: плагиогранит-порфиров собского комплекса (n=3) и долеритов мусюрского комплекса (n=2). Результаты (U,Th)-He датирования плагиогранит-порфиров дали широкий диапазон возрастов (304–408 млн лет). Для двух навесок пирита получились наиболее молодые – каменноугольные возрасты ( $333\pm 6$ ,  $304\pm 6$  млн лет) и только одно измерение дало раннедевонский возраст ( $408\pm 23$  млн лет;  $2\sigma$ ), близкий к возрасту цирконов ( $410\pm 2$  млн лет) из диоритов главной фазы собского комплекса (Викентьев и др., 2017), датированных на месторождении Петропавловское в нескольких метрах от места отбора обр.

S85-15. Интерпретация каменноугольных датировок пирита неоднозначна. С одной стороны, эти молодые возрасты можно объяснить наличием халькопиритовых пленок на поверхности пирита, характеризующиеся пониженной сохранностью гелия, и тесное срастание с кальцитом (который может содержать уран). С другой стороны, каменноугольные датировки можно объяснить перезапуском (U,Th)-He изотопной системы в пирите или формированием других – более поздних генераций пирита в следствие аккреционно-коллизийных событий на Урале (Пучков, 2010). Раннекаменноугольную датировку можно связать с внедрением в островодужные породы Новогодненского рудного поля большого количества раннекаменноугольных базитовых даек мусюрского комплекса (Соболев и др., 2020), формирование которых происходило на этапе аккреции островной дуги к палеоконтиненту Аркт-Лавруссия (360–312 млн лет (Glodny et al., 2000; Кузнецов, Романюк, 2014; Соболев и др., 2020)); а наиболее молодой позднекаменноугольный возраст хорошо коррелируется и, вероятно, связан с главным этапом Уральской континентальной коллизии (270–300 млн лет (Кузнецов, Романюк, 2014)).

Пробы долеритов мусюрского комплекса были отобраны на некотором удалении от Новогодненского рудного поля, в пределах рудопроявления Амфиболитовое. Для долеритов получено два возраста:  $383 \pm 10$  и  $324 \pm 13$  млн лет ( $2\sigma$ ) (таблица 7.5). В первом случае замечены высокие значения ошибок измерения U и Th, в связи с чем проба исключена из обсуждения. Единственное значение возраста долеритов имеет оценочный характер и не противоречит известным результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования даек третьей фазы мусюрского комплекса по плагиоклазу ( $313 \pm 10$  млн лет) и амфиболу ( $334 \pm 3$  млн лет) (Соболев и др., 2020).

Таблица 7.5 – Результаты (U,Th)-He датирования пирита из долеритов рудопроявления Амфиболитовое

Долериты											
Образец	№ пробы	U, 10 <sup>10</sup> ат.	σ, %	Th, 10 <sup>10</sup> ат.	σ, %	Th/U	<sup>4</sup> He, 10 <sup>10</sup> ат.	σ, %	ω <sup>4</sup> He <sub>низкот</sub> , %	T, млн лет	±, (2σ)
S 205b/21	1085	111.8	13.6	410.2	9.1	3.7	104.0	0.7	0.91	383	10
	1086	127.2	7.0	358.0	3.3	2.8	89.1	0.7	1.45	324	13

### *Пирит из карбонатной жилы*

Жильный пирит отличается низким содержанием гелия и был исключен из расчетов. Тесное срастание зерен с халькопиритом и кальцитом, осложняет кинетику выделения гелия.

## 7.2 Результаты Re-Os датирования

Для проверки результатов (U,Th)-He датирования пирита, было проведено Re-Os датирование 5 проб пирита из месторождения Петропавловское (таблица 7.6) на термоионизационном масс-спектрометре в лаборатории Jamstec (Япония). TIMS в Японии.

Таблица 7.6 – Характеристика образцов для Re-Os датирования по геологическим данным

Номер образца	Краткое описание
308/31	Кварцевые диориты с крупными линзами и скоплениями пирита
308/34	Карбонатная жила с редкой вкрапленной пиритовой минерализацией
309/44	Вулканиты основного состава с сульфидными прожилками
309/48	Поздняя кварцевая жила с сульфидной минерализацией (пирит, редко халькопирит)

310/43	Метасоматические породы с обильной пиритовой вкрапленностью и тонкими сульфидными прожилками, на контакте с поздней неизменной дайкой
--------	---

Широкий разброс значений и отсутствие изохронной зависимости могут отражать изотопную неоднородность захваченного Os или служить результатом нарушения изотопной системы под влиянием наложенных процессов. Месторождение Петропавловское отличается сложным многостадийным образованием, затрудняющим получение единой Re-Os изохроны, отвечающей времени рудообразования (рисунок 7.9).

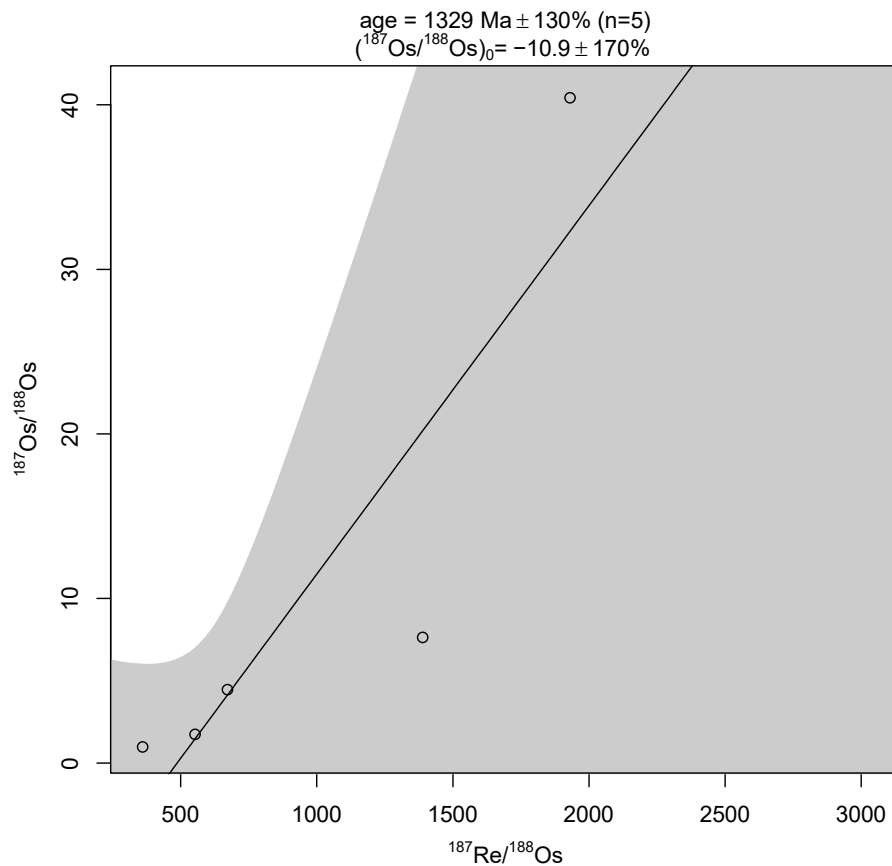


Рисунок 7.9 – Re-Os изохрона для пирита из месторождения Петропавловское.

Невоспроизводимость возрастов косвенно свидетельствует о преобразовании пирита и его промежуточном обогащении в процессе рудогенеза. Большинство полученных результатов не имеют геологического

смысла. Повышенные  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  отношения для образца 309/48 (поздняя кварцевая жила) отражают сильное влияние корового источника, что может косвенно свидетельствовать о формировании минерализации в коллизионной геотектонической обстановке.

*Таблица 7.7 – Результаты Re-Os датирования пирита месторождения Петропавловское*

Образец	Re, мг/г	Os, мг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2 $\sigma$ , %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2 $\sigma$ , %	Re/Os	T <sub>мод.</sub> , млн лет
308/31	1.82	0.03	360.15	1.86	0.98	0.01	67.84	741
308/34	3.99	0.03	1388.89	23.90	7.64	0.08	162.01	412
309/44	3.26	0.04	552.92	5.32	1.74	0.02	96.88	383
309/48	1.03	0.01	1930.16	38.19	40.43	0.60	255.63	1454
310/43	0.90	0.01	671.66	8.72	4.46	0.05	101.71	682

### **Обсуждение результатов**

Изотопные и минералогические свидетельства указывают на длительное и многостадийное образование рудномагматических систем в рамках цикла формирования Тоупугол-Ханмейшорского района. Этапы рудообразования в исследуемом регионе связывают с эволюцией Полярно-Уральской палеозойской островной дуги (Викентьев и др., 2017; Иванова и др., 2020). Полученные результаты (U,Th)-He датирования пирита можно разделить на 3 группы возрастов, коррелирующие с основными геодинамическими событиями палеозойской истории Полярного Урала (рисунок 7.10).

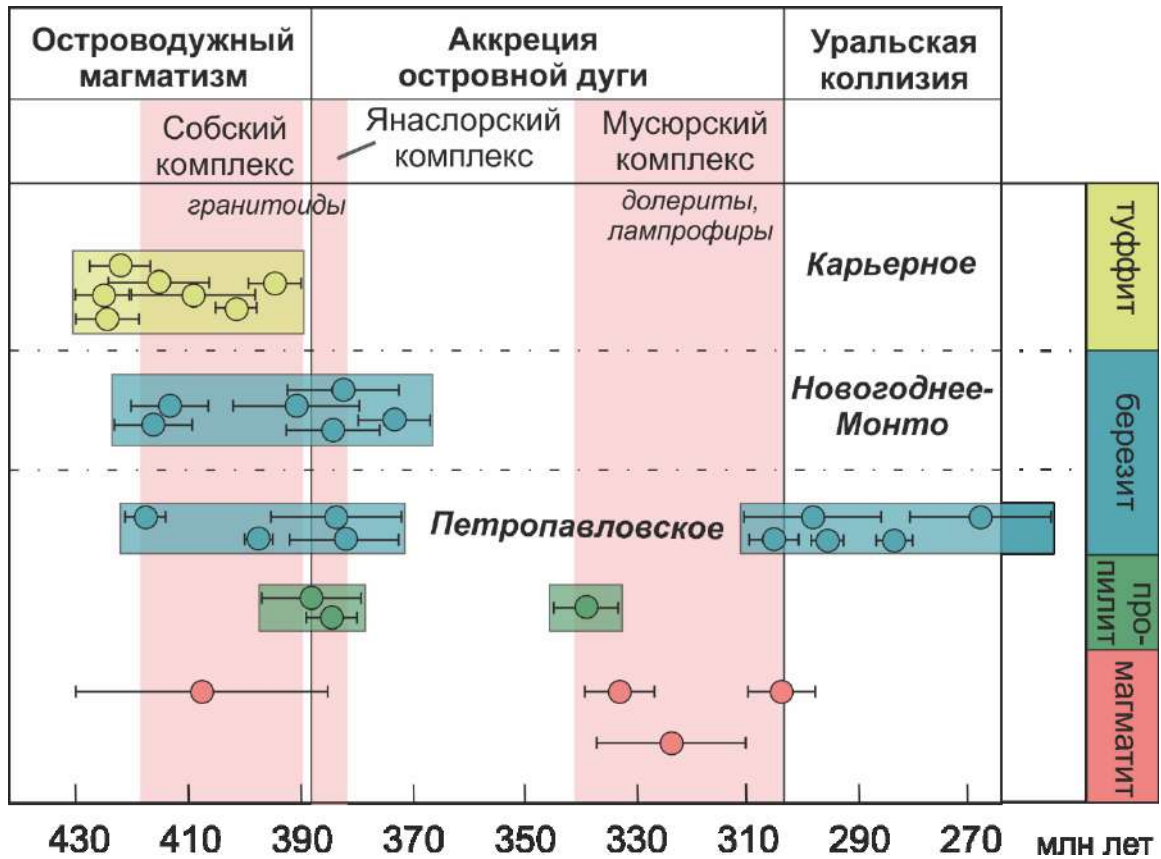


Рисунок 7.10. – Схема распределения возрастов (U,Th)-He датирования пирита Тоупугол-Ханмейшорского рудного района

Ранний колчеданный этап (400–430 млн лет) выделяется на стадии активного извержения толеитовых и известково-щелочных лав базальт-андезибазальтового состава в достаточно глубоководных морских условиях, аккумуляции туфов и формирования пространственно связанных с ними карбонатных биогермных построек тоупугольской толщи. Ограниченное участие интрузивных образований в строении рудопроявления Карьерное, сохранило первоначальный облик вулканогенных пород, а также наиболее раннюю колчеданную рудную минерализацию. Стратиформная пиритовая минерализация близсинхронна с венлокско-лудловским островодужным вулканизмом и вероятно выступала в качестве одного из источников серы и рудного вещества, задействованных при образовании месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто (рисунок 7.11).



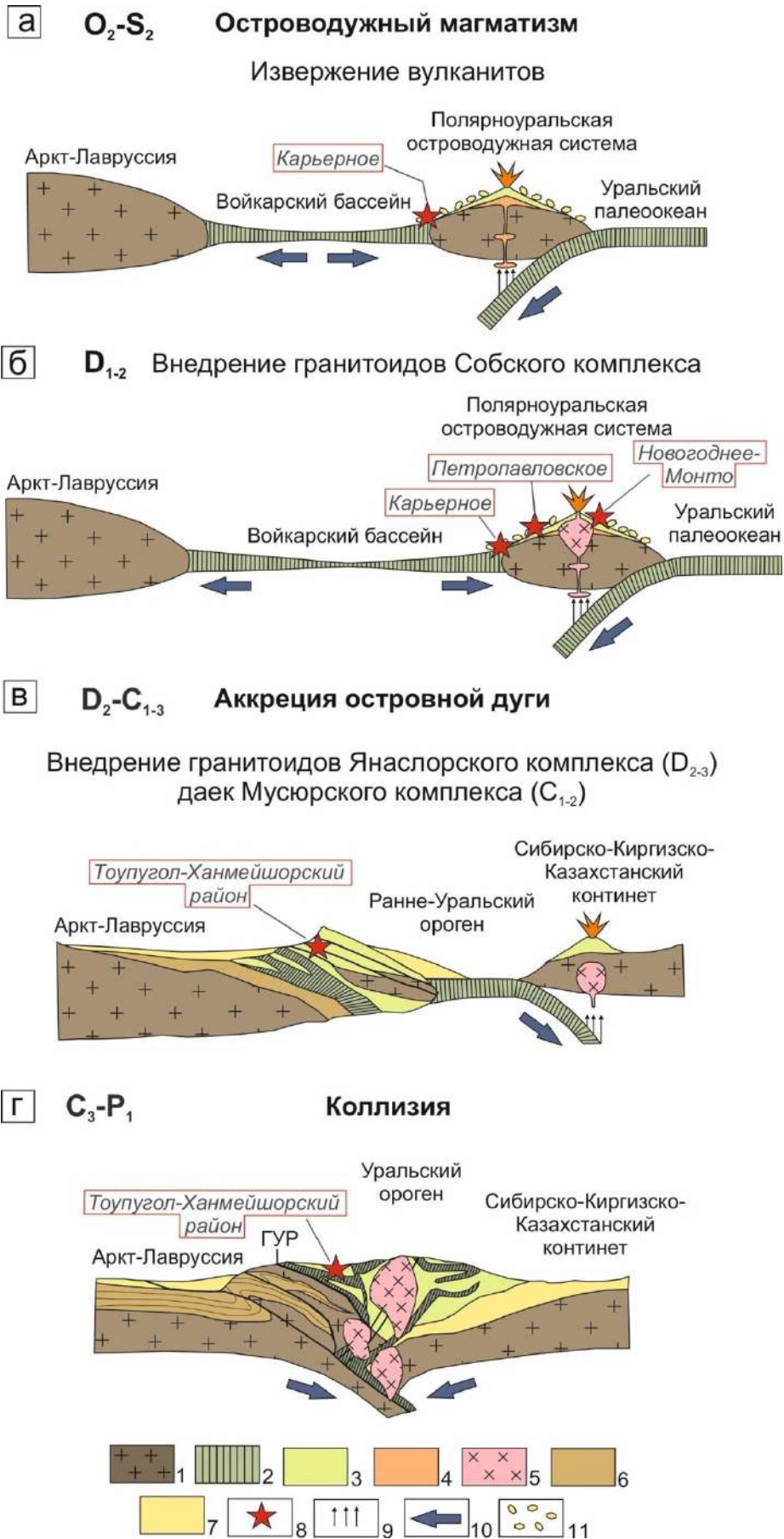


Рисунок 7.11. – Палеотектонические реконструкции Полярноуральской островодужной системы (по данным (Кузнецов, Романюк, 2014; Соболев,

2019) с изменениями). Палеопрофили вкрест Полярноуральского сегмента Уральского орогена: а – среднеордовикско-силурийский, б – ранне-среднедевонский; в – среднедевонско-каменноугольный; г – позднекаменноугольно-пермский. Условные обозначения: 1 – преимущественно докембрийская кора; 2 – океаническая кора; 3 – ордовикско-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные островодужные образования; 4 – средне-верхнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования устьконгорской свиты; 5 – ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды Собского батолита; 6 – позднекембрийско-раннеордовикские рифтогенные магматические образования; 7 – флишевые отложения; 8 – изученные месторождения и рудопроявления Полярного Урала; 9 – дегидратация слэба; 10 – направления относительно движения плит; 11 – обломочные породы.

На этапе островодужного магматизма (390-410 млн лет) деятельность рудно-магматической системы поддерживали магматические очаги Собского батолита, выступавшие основным эндогенным источником металлов, серы и тепла на Полярном Урале (Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2018б). Становление диоритоидов главной фазы собского комплекса определяет новые физико-химические условия среды рудообразования, отражающиеся в разнообразии состава вмещающих оруденение пород, а также в химическом составе пирита и комбинации его морфологических форм. Формирование островодужных диоритов инициировали перекристаллизацию колчеданной минерализации на стадии скарно-порфирового формирования месторождений. Остывание главной фазы собского комплекса, подчиненное влияние дайек диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров поздней фазы собского комплекса, обусловили развитие пропилитовых изменений, вмещающих сульфидную минерализацию, и способствовали образованию золото-порфировых штокверков в начале эйфеля (Викентьев и др., 2017).

Аккреция островной дуги (312–360 млн лет (Кузнецов, Романюк, 2014; Соболев и др., 2020)) к Уральскому краю Аркт-Лавруссии сопровождалась заключительным этапом гранитоидного магматизма на Полярном Урале. Внедрение малых массивов янаслорского комплекса (383–387 млн лет; Удоратина и др., 2005) в южной части региона синхронно с проявлениями березитовых изменений в пределах золоторудных месторождений Тоупугол-

Ханмейшорского района (~380 млн лет). На заключительной стадии происходит внедрение даек и лампрофиров мусюрского комплекса не способствующие к концентрированию золота.

Столкновение Аркт-Лавруссии с Сибирско-Казахстанско-Киргизским континентом (250–270 млн лет) сформировало дивергентный ороген (Кузнецов, Романюк, 2014; Соболев, 2019). Уральская коллизия, как глобальное геодинамическое событие, повлекло за собой комплекс тектонических деформаций, которые обеспечили повышенную проницаемость пород и могли благоприятствовать движению восходящих флюидных растворов. Северо-западная часть месторождения Петропавловское, в пределах которой получен пермский (U,Th)-He возраст пирита, характеризуется сложным тектоническим строением где в отличии от центральной части месторождения присутствует новообразованная непродуктивная сульфидная минерализация. Изотопный состав серы в пирите в этой зоне, также отличается более легким изотопным составом ( $\delta^{34}\text{S}$  от -12 до -5‰).

Таким образом, прослеживается сложная полистадийная история формирования руд Тоупугол-Ханмейшорского района в результате активной тектоно-метасоматической проработки вулканогенного рудного вещества в процессе развития Полярноуральской островодужной системы и ее дальнейшей аккреции к Восточно-Европейскому палеоконтиненту. Первичная колчеданная минерализация вовлекается в цикл островодужной рудообразующей системы. Дополнительный привнос магматического вещества отвечает за перераспределение и обогащение рудного субстрата, в том числе во время последующих тектонических процессов, сопровождающихся гидротермальной активностью. Смена магматического режима рудообразования гидротермальным в процессе развития рудно-магматической системы подтверждается особенностями химического состава, морфологии кристаллов пирита и характером метасоматических преобразований вулканогенных пород в ряде объектов Карьерное –

Новогоднее-Монто – Петропавловское. Коллизия Аркт-Лаврусии и Сибирско-Киргизско-Казахского континентов, с которой связано образование комплекса растяжений и дислокаций на месторождении Петропавловское, является непродуктивным событием в отношении формирования золоторудной минерализации. Полученные данные можно использовать как дополнительный критерий для прогнозирования золоторудной минерализации на прилегающих территориях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере золоторудных месторождений Топоугол-Хаймешорского рудного района:

1. Обоснована возможность (U,Th)-He датирования пирита из вулканогенных и метасоматических пород. Показано, что значения (U,Th)-He возраста пирита согласуются с возрастом, определенным независимыми методами (биостратиграфия,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ), и геологическими представлениями об истории развития региона,

2. Усовершенствована методика отбора и подготовки образцов к (U,Th)-He датированию. Показано, что автоклавное разложение пробы пирита в тefлоновых бюксах в смеси плавиковой, азотной и хлорной кислот (в соотношении 10:2:1) при условиях 220 °C, 48 часов обеспечивают полное растворение микронных включений уран (торий)-содержащих минералов, являющихся одним из источников радиогенного гелия.

3. Получены новые данные о возрасте пирита из вулканогенно-осадочного, скарно-порфирового, березитового этапов. Эти данные позволили обосновать колчеданный этап 424 млн лет ( $\pm 6$ ) и выявить новый пострудный этап пермского возраста 293 млн лет ( $\pm 4$ ).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.В. Геологическое строение, условия локализации и закономерности формирования золотых руд месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России: матер. XIV молод. науч. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2006. С. 7–9.
2. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт. 2004. 44 с.
3. Баранов Э.Н., Вертепов Г.И. Содержание урана в сульфидах как индикатор уранового оруденения // Атомная энергия. 1966. Т. 20. № 2. С. 170–172.
4. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М.: КДУ. 2007. 720 с.
5. Бортников Н. С., Икорский С. В., Каменский И. Л., Викентьев И. В., Богданов Ю. А., Ставрова О. О., Аведисян А. А. Изотопный состав гелия и углеводороды во флюидных включениях из серпентинитов и сульфидов гидротермальных полей Логачев и Рэйнбоу (Срединно-Атлантический Хребет) // Доклады АН. 2000. Т. 375. №3. С. 375–379.
6. Викентьев И.В., Соболев И.Д., Травин А.В. Первые результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования серицита из метасоматитов Петропавловского золоторудного месторождения в контексте палеозойской островодужной системы Полярного Урала // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2019. С. 185–189.
7. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. №6. С. 501–541.
8. Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванов Ю.Н., Тюкова, Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. Микропримеси в пирите золото-порфирового

месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Доклады АН. 2016. Т. 470. №3. С. 326–330.

9. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В. В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть. 2016. 204 с.

10. Волчков А.Г., Гирфанов М.М., Кряжев С.Г., Андреев А.В., Черемсин А.А., Мансуров Р.Х., Двуреченская С.В., Зеликсон Б.С., Сапожников В.Г. Положение проявлений золоторудной минерализации Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла в рудовмещающих комплексах, их минералого-геохимическая характеристика и сопоставление с эталонными объектами Новогодненского рудного поля: отчет по договору № 94д. М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2008.

11. Герлинг Э.К. Современное состояние аргонового метода определения абсолютного возраста и его применение в геологии. М., Л.: Изд-во АН СССР. 1961. 130 с.

12. Герлинг Э.К. Формы нахождения гелия в минералах и миграция гелия в них: автореф. докт. дисс. 1939.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) // Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард) / Ред. А.В. Жданов. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2014. 396 с.

14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) // Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / Ред. В.П. Водолазская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. 541 с.

15. Грабежев А.И. Проблемы формирования медно-порфирового оруденения Урала // Актуальные проблемы магматогенной геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 1995. С. 192–198.

16. Дедеев В.А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Щучьинский синклинорий) // Геологический сборник. 1959. № 131. С. 111–139.
17. Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Симонов В.А., Лубнина Н.В. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука. 2001. 191 с.
18. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западных Саян). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
19. Душин В.А., Малюгин А.А., Козьмин В.С. Металлогения золота Полярного Урала // Вестник СПбГУ. Сер. «Геология и география». 2002. Т. 2. № 7. С. 72–81.
20. Душин В.А., Малюгин А.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П., Прокопчук Д.И., Курчавов В.В., Демина Л.А., Афанасьев Э.А. Некоторые особенности размещения благороднометалльного оруденения в пределах Уральского Севера // Известия вузов. Горный журнал. 2013. № 8. С. 34–41.
21. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
22. Жариков В.А., Русинов В.Л. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир. 1998. 492 с.
23. Зылёва, Л.И., Коновалов, А.Л., Казак, А.П., Жданов, А. В., Коркунов, К.В., Денисов, В.А., Новикова, Л.П., Румянцева, Н.А., Черепанов, Ю.П., Черкашин, А.В., Хрякова, Л.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2014. 396 с.
24. Иванова Е.С., Иванова Ю.Н. Минералого-петрографическая характеристика вмещающих пород железо-скарнового рудопроявления Первая Рудная Горка, Полярный Урал // Вестник Российского университета



дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2021. Т. 22. № 3. С. 305–316.

25. Иванова Е.С., Соболев И.Д., Викентьев И.В., Аносова М.О., Подольская М.М., Тюкова Е.Э., Якубович О.В. U-Th-He датирование пирита из островодужных вулканогенных пород на примере рудопроявления Карьерное, Полярный Урал // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2024. 69 (1).

26. Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Структурный контроль золоторудной минерализации центральной части Малоуральского вулcano-плутонического пояса (Полярный Урал) по результатам анализа мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat 8 // Исследование Земли из космоса. 2020. №4. С. 56–62.

27. Иванова Ю.Н. Условия локализации и минералого-геохимические особенности Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал): дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. Москва: ИГЕМ РАН. 2016. 151 с.

28. Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.

29. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы): научная монография. Екатеринбург: УГГУ. 2013. 199 с.

30. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. 1953. С. 332–352.

31. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 202 с.

32. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не

менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. 2014. №5. С. 56–70.

33. Малкин П. Десорбция гелия из облученных материалов: монография / П. Малкин. – Саратов. 2018. 74 с.

34. Мансуров Р.Х., Андреев А.В., Двуреченская С.С., Викентьев И.В. Геолого-структурные особенности крупнообъемного прожилково-вкрапленного золотосульфидного оруденения Петропавловского месторождения (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. №3. С. 3–13.

35. Мансуров Р.Х. Строение минерализованных зон Петропавловского золото-порфинового месторождения (Полярный Урал) // Вестник Пермского ун-та. 2016. Т. 4. №3. С. 49–69.

36. Мансуров Р.Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

37. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука. 1979. 260 с.

38. Марин Ю.Б. Петрография: Учебник. СПб: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2015. 408 с.

39. Наливкин Д.А. Геологическая история Урала. Свердловск: ОГИС. 1943. 96 с.

40. Перевозчиков Б.В. Генетические типы габброидов южного обрамления массива Рай-Из // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ. 1974. Вып. 74. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. С. 49–58.

41. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1945. №5. С.23–46.

42. Плотицын А.Н., Соболев И.Д., Матвеева Н.А., Иванова Р.М., Викентьев И.В. Стратиграфический объем тоупугольегартской толщи (нижний-средний

девон, Полярный Урал) // Вестник геонаук. 2022. 12(336). С. 29—37. DOI: 10.19110/geov.2022.12.4.

43. Подольская М.М., Якубович О.В. Развитие методики (U,Th)-Не датирования пирита: измерения содержания урана и тория на ИСП MS Element XR // Новое в познании процессов рудообразования: сб. тр. науч.-практич. шк. М.: ИГЕМ РАН. 2019. С. 301-303.

44. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт / отв. ред. Л.Н. Шарпенко, сост.: М.В. Наумов и др. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2017. 166 с.

45. Прямоносков А.П.; Наюк С.А.; Прямоноскова М.А. (1994) Групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 на Собь-Ханмейской площади (ГГС-листы Q-41-48-В-в,г,Г-в,г; Q-42-38-А-в,В-а; ГДП-листы Q-41-48-Б,В-а,б,Г-а,б; Q-42-37-А,Б,В-а,б,Г-а,б; б; Q-42-38-А-а,б,Б-а,б). Информационный отчет. Пос. Полярный: АООТ ПУ ГПП.

46. Прямоносков А.П., Степанов А.Е. и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (прогнозно-поисковые работы на золото на Харбейской площади): отчет по ППР. Екатеринбург: ОХНИР ПАРГИ УГГА. 2004.

47. Прямоносков А. П., Бороздина Г. Н., Прямоноскова М. А. Тоупугольегартская толща и варчатинская свита Войкарской СФЗ на Полярном Урале // Уральский геологический журнал. 2009. Вып. 69. № 3. С. 52–55.

48. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

49. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.

50. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В. Особенности кристалломорфологии и термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений различных типов // Изв-ия Томск. политех. инст-та. 1976. №260. С. 39–48.
51. Пшеничный Г.Н. Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. Минералогия, геохимия, строение и условия формирования руд. М.: Наука. 1975.
52. Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН. `2004. 221 с.
53. Риндзюнская Н.М., Андреев А.В., Зубова Т.П., Гирфанов М.М., Щегольков Ю.В., Николаева Л.А. Литолого-минералогический состав коры выветривания золоторудного месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Руды и металлы. 2005. № 6. С. 34.
54. Савельев А.А. Геология и хромитоносность Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Свердловск, 1974. 25 с.
55. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
56. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
57. Светухин В.В., Суслов Д.Н., Рисованный В.Д. Механизмы термодесорбции гелия из облученного карбида бора // Атомная энергия. 2005. Т. 98. №3. С. 187-191.
58. Силаев, В.И., Хазов, А.Ф., Сокерин, М.Ю. Золоторудное месторождение Новогоднее-Монто на Полярном Урале. Петрология и минералогия севера Урала и Тимана // Труды ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2003. №113, С. 159–172.
59. Сирин Н.А. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288 с.

60. Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Доклады АН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. №2. С. 22–28.
61. Соболев И.Д. Основные временные рубежи и эволюция магматизма Полярноуральской островодужной системы: дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.01. Москва: МГУ. 2019. 211 с.
62. Соболев И.Д., Викентьев И.В., Соболева А.А., Травин А.В. Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  возраст плагиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал) // Мат-лы VII кон-ции по изотоп. геох-ии. М.: ИГЕМ РАН. 2018а. С. 398–401.
63. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018б. №5. С. 39–74.
64. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Канева Т.А., Куликова К.В., Викентьев И.В., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Хоуриган Дж.К. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2017. Т. 92. №4. С. 3–26.
65. Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Щучьинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2017. № 1. С. 22–32.
66. Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
67. Сычев С. Н., Куликова К. В. Пластические деформации в зоне Главного Уральского разлома (р. Средний Кечпель) // Структура, вещество, история

литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2010б. С. 171–174.

68. Трофимов А.П., Лючкин В.А., Пивоваров А.П., Фунтиков Б.В. Геолого-геохимическая модель золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn): Матер. науч. конф. (XI Чтения Заварицкого А.Н.). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2005. С. 102–107.

69. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита. М.: Наука. 1980. 132 с.

70. Харлей П. Гелиевый метод определения возраста, распространенность и миграция гелия в породах // В книге: Старик И.Е., ред. Ядерная геология. М.: Издательство иностранной литературы. 1956. С. 391–434. (Перевод с англ.: Н.Faul, Edit. Nuclear Geology. A Simposium on Nuclear Phenomena in the Earth Sciences. J.Wiley & Sons, Inc.N.Y. 1954.)

71. Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. Т. 82, № 3. 2007. С. 49–59.

72. Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива: U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы V Всерос. Конф. / Гл. ред. А.И. Чернышов. Томск: ЦНТИ. 2005. Т. 1. №5. С. 135–142.

73. Шадрин А.Н., Соболев И.Д. Результаты геохронологических исследований магматических пород Сибилейской площади (Восточный склон Полярного Урала) // Горные ведомости. 2017. № 2 (150). С. 54–69.

74. Шуколюков Ю.А. Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат. 1970. 249 с.

75. Шуколюков Ю.А., Фугзан М.М., Падерин И.П. и др. Геотермохронология по благородным газам: исследование устойчивости уран-ксеноновой изотопной системы в неметамиктных цирконах // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–27.

76. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Рыцк Е.Ю. О возможности изотопного датирования самородного золота (U,Th)-He - методом // Доклады АН. 2010. Т.430. №2. С. 243–247.
77. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Яковлева С.З., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Геотермохронология по благородным газам: III. Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре самородных металлов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 2012а. Т.20. №1. С. 3–24.
78. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины ( $^{190}\text{Pt}$ - $^4\text{He}$  метод) // Петрология. 2012б. Т. 20. №6. С. 545–559.
79. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 156 с.
80. Якубович О.В., Гедз А.М., Викентьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б.М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможность их изотопного датирования // Петрология. 2019. Т. 27. №1. С. 1–22.
81. Якубович О.В., Мочалов А.Г., Служеникин С.Ф.: Сперрилит ( $\text{PtAs}_2$ ) как  $^{190}\text{Pt}$ - $^4\text{He}$  геохронометр // Доклады АН. 2015. Т 462. №1. С. 1–4.
82. Якубович О.В. Новый  $^{190}\text{Pt}$ - $^4\text{He}$  метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: дис. канд. г.-м. наук: 25.00.09. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2013. 123 с.
83. Якубович О.В., Шуколюков Ю.А., Котов А.Б., Яковлева С.З., Сальникова Е.Б. Геотермохронология по благородным газам: II. Исследование устойчивости уран-торий-гелиевой изотопной системы в цирконах // Петрология. 2010. Т. 18 №6. С. 3–18.
84. Якуцени В.П. Геология гелия. Л: Недра. 1968. 232 с.

85. Aciego S., Kennedy B., DePaolo D., Christensen J., Hutcheon I. (U-Th)/He age of phenocrystic garnet from the 79 AD eruption of Mt. Vesuvius // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003 V. 219. P. 209–219.
86. Badash L. Rutherford and Boltwood: Letters on Radioactivity. New Haven: Yale University Press. 1969. P. 378.
87. Barrie C.D., Pearce M.A., Boyle A.P. Reconstructing the Pyrite Deformation Mechanism Map // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 39. P. 265–276.
88. Benedek R. Pseudopotential calculation of the screening of a helium atom in aluminium // *Journal of Physics F*. 1978. V. 8. P. 807.
89. Boschman W., Lippolt H.J., Wernicke R.S. <sup>4</sup>He diffusion in specular hematite // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1993. V. 20. №6. P. 415–418.
90. Burnard P.G., Polya D.A. Importance of Mantle Derived Fluids during Granite Associated Hydrothermal Circulation: He and Ar Isotopes of Ore Minerals from Panasqueira // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 1607–1615.
91. Christensen J.N., Halliday A.N., Leigh K.E., Randell R.N., Kesler S.E. Direct Dating of Sulfides by Rb-Sr: A Critical Test Using the Polaris Mississippi Valley-Type Zn-Pb Deposit // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5191–5197.
92. Craig J.R., Vokes F.M. The Metamorphism of Pyrite and Pyritic Ores: An Overview // *Mineral. Mag.* 1993. V. 57. P. 3–18.
93. Danisik M., McInnes B.I.A., Kirkland C.L., McDonald B.J., Evans N.J., Becker T. Seeing is believing: Visualization of He distribution in zircon and implications for thermal history reconstruction on single crystals // *Sci. Adv.* 2017. V. 3. e1601121.
94. Deditius A.P., Kesler S.T., Ewing R.C. Behavior of trace elements in arsenian pyrite in ore deposits // 10th Biennial SGA Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. 2009.
95. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1973. V. 40. P. 259–274.



96. Dunai T.J. Forward Modeling and interpretation of (U-Th)/He ages // *Rev. Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 259–274.
97. Evans N.J., Byrne J.P., Keegan J.T., Dotter L.E. Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite: Application to Laser (U-Th)/He Thermochronology // *J. Anal. Chem.* 2005. V. 60. P. 1300–1307.
98. Farley K.A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105. №2. P. 2903–2914.
99. Farley K.A. Helium diffusion parameters of hematite from a single-diffusion-domain crystal // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 231. P. 117–129.
100. Farley K.A., Stockli D. (U-Th)/He dating of phosphates: apatite, monazite, and xenotime // *Rev. Mineralogy and Geochemistry*. 2002. P. 559–577.
101. Farley K.A., Wolf R.A. and Silver L.T. The effects of long  $\alpha$ -stopping distances on (U-Th)/He ages // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 4223–4229.
102. Farley K.A. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 47. P. 819–843.
103. Flowers R.M., Zeitler P.K., Danišík M., Reiners P.W., Gautheron C., Ketcham R.A., Metcalf J.R., Stockli D.F., Enkelmann E., Brown R.W. (U-Th)/He Chronology: Part 1. Data, Uncertainty, and Reporting // *GSA Bulletin*. 2022. April. P. 1–33.
104. Gautheron C., Hueck M., Ternois S., Heller B., Schwartz S., Sarda P., Tassan-Got L. Investigating the Shallow to Mid-Depth (>100–300°C) Continental Crust Evolution with (U-Th)/He Thermochronology: A Review // *Minerals*. 2022. V. 12. №563.
105. Girfanov M., Volchkov A., Kryazhev S.G., Novikov V. Gold-Iron Oxide Bearing Ore-Magmatic System of the Auerbakh–Novogodnee Volcano-Plutonic Belt, the Polar Urals // *In Proceedings of the 33rd International Geological Congress*. Oslo, Norway. 6–14 August 2008. P. 1.

106. Glodny J., Montero P., Austrheim H. et al. The Marun-Keu metamorphic complex, Polar Urals: protolith evolution and its geodynamics significance // *Intas Europrobe Timpebar-Uralides Workshop, St. Petersburg, 2000. Abst. P. 13–14.*
107. Hey M.H. A new review of the chlorites // *Mineral. Mag.* 1954. V. 30. P. 277–292.
108. Hnatyshin D., Creaser R.A., Meffre S., Stern R.A., Wilkinson J.J., Turner E.C. Understanding the Microscale Spatial Distribution and Mineralogical Residency of Re in Pyrite: Examples from Carbonate-Hosted Zn-Pb Ores and Implications for Pyrite Re-Os Geochronology // *Chem. Geol.* 2020. V. 533. P. 419–427.
109. Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A. Application of the ‘no fool’s clock’ to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // *Ore Geology Reviews.* 2015. V. 69. P. 352–359.
110. Kelly N.M., Flowers R.M., Metcalf J.R., Mojzsis S.J. Late accretion to the Moon recorded in zircon (U–Th)/He thermochronometry: Earth and Planetary // *Science Letters.* 2018. V. 482, P. 222–235.
111. Kendrick M.A., Burgess R., Patrick R.A.D., Turner G. Fluid Inclusion Noble Gas and Halogen Evidence on the Origin of Cu-Porphyry Mineralising Fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 2651–2668.
112. Kesler S.E., Deditius A., Reich M., Utsunomiya S., Ewing R. Role of Arsenian Pyrite in Hydrothermal Ore Deposits: A History and Update // *6th Geological Society of Nevada on Great Basin Evolution and Metallogeny.* 2010.
113. Liu G.-Q., Zhao K.-D., Jiang S.-Y., Chen W. In-situ sulfur isotope and trace element analysis of pyrite from the Xiwang uranium ore deposit in South China: Implication for ore genesis // *Journal of Geochemical Exploration.* 2018. V. 195. P. 49–65.
114. Luders V., Niedermann S. Helium isotope composition of fluid inclusions hosted in massive sulfides from modern submarine hydrothermal systems // *Sci. Commun.* 2010. V. 105. P. 443–449.

115. Jean-Baptiste P., Fouquet Y. Abundance and Isotopic Composition of Helium in Hydrothermal Sulfides from the East Pacific Rise at 13° N // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 87–93.
116. Marsden R.C., Danišik M., Ahn U.S., Friedrichs B., Schmitt A.K., Kirkland C.L., McDonald B.J., and Evans N.J. Zircon double-dating of Quaternary eruptions on Jeju Island, South Korea // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2021. V. 410.
117. McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. A precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard // *Chem. Geol.* 2005. V. 214. № 3–4. P. 249–263.
118. Meesters A. G. C. A. and Dunai T. J. A moniterative solution of the (U-Th)/He age equation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V 6. Q04002.
119. Moses C. O., Nordstrom D. K., Herman J. S. and Mills A. L. Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and by ferric iron // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1987. V. 51. P. 1561–1571.
120. Melekestseva I.Y., Tret'yakov G.A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology*. 2014. V. 349. P. 37–54.
121. Min K., Farley K.A., Renne P.R., Marti K. Single grain (U-Th)/He ages from phosphates in Acapulco meteorite and implications for thermal history // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 209. P. 323–336.
122. Puska M.J., Nieminen R.M. Theory of hydrogen and helium impurities in metals // *Physical Review*. 1984. V. 29. P. 5382.
123. Reich M., Ewing R., Ehlers T., Becker U. Low-temperature anisotropic diffusion of helium in zircon: Implications for zircon (U-Th)/He thermochronometry // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 2007. V.71. P. 3119–3130.
124. Reich M, Deditius A., Chryssoulis S., Li J.-W., Ma C.-Q., Parada M., Barra F., Mittermayr F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry

- copper system: A SIMS/EMPA trace element study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 104. P. 42–62.
125. Reiners P.W. Zircon (U-Th)/He Thermochronometry // *Rev. in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 151–179.
126. Reiners P.W., Carlson R.W., Renne P., Cooper K.M., Granger D.E., McLean N.M., Schoene B. The (U-Th)/He System. In *Geochronology and Thermochronology*. NJ, USA: John Wiley & Sons. 2017. P. 291–363.
127. Rosso J.J. Low Temperature Thermochronometry // *Rev. Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 623.
128. Rutherford E. *Radioactive Transformations*. N.Y.: Charles Scriber's Sons. 1906. P. 180.
129. Smith P.E., Evensen N.M., York D., Szatmari P., Oliveira, D.C. Single-Crystal  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  Dating of Pyrite: No Fool's Clock // *Geology*. 2001. V. 29. P. 403–406.
130. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia // *Mineralium Deposita*. 2012. V. 47. P. 1–25.
131. Stein H.J., Morgan J.W., Scherstén A. Re-Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnäs Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental-Scale Tectonic Events // *Econ. Geol.* 2000. V. 95. P. 1657–1672.
132. Stuart F.M., Burnard P.G., Taylor R.P., Turner G. Resolving Mantle and Crustal Contributions to Ancient Hydrothermal Fluids: HeAr Isotopes in Fluid Inclusions from Dae Hwa WMo Mineralisation, South Korea // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 4663–4673.
133. Tremblay M.M., Cooperdock E.H.G., Zeitler P.K. Noble Gas Thermochronology: // *Elements*. 2020. V. 16. №5. P. 331–336.

134. Vermeesch P., Seward D., Latkoczy C., Wipf M., Guenther D., Baur H. Alpha-emitting mineral inclusions in apatite, their effect on (U-Th)/He ages, and how to reduce it // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V.71. P. 1737–1746.
135. Vermeesch, P. Three New Ways to Calculate Average (U-Th)/He Ages. *Chem. Geol.* 2008, 249, 339–347.
136. Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in the Urals // *Ore Geology*. 2017. V. 85. P. 30–63.
137. Vikentyev I., Vikent'eva O., Tyukova E., Nikolsky M., Ivanova J., Sidorova N., Tonkacheev D., Abramova V., Blokov V., Spirina A. Noble Metal Speciations in Hydrothermal Sulphides // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 488.
138. Wignall P.B., Twitchett R.J. Oceanic anoxia and the end permian mass extinction // *Science*. 1996. V. 5265. №272. P. 1155–1158.
139. Whitmore M.D. Helium heat of solution in Al and Mg using non-linear self-consistent screening of the nucleus // *Journal of Physics*. 1976. V. 6. P. 1259.
140. Wilson W.D., Bisson C.L., Baskes M.I. Self-trapping of helium in metals // *Physical Review*. 1981. V. 24. P. 5616.
141. Wolf R.W., Farley K.A., Silver L.T. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 4231–4240.
142. Wolf R.A., Farley K.A., Kass D.M. Modelling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer // *Chemical Geology*. 1998. V. 148. P. 105–114.
143. Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. (U,Th)-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals) – New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes // *Minerals*. 2020. V. 10. №629.
144. Yakubovich O., Stuart F., Ivanova E., Gervilla F. Constant  $^4\text{He}$  concentration and  $^{190}\text{Pt}$ - $^4\text{He}$  age of detrital Pt-alloy grains from Santiago River, Ecuador: Potential

as a  $^4\text{He}$  mineral reference material // *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2023.

145. Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A. (U,Th)-He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia) – The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes // *Geosciences*. 2021. V. 11. №408.

146. Yang J.H., Zhou X.H. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb Isotopes Systematics of Pyrite: Implications for the Age and Genesis of Lode Gold Deposits // *Geology*. 2002. V. 29. P. 711–714.

147. Ziegler J.F., Ziegler M.D., Biersack J.P. SRIM – The Stopping and Range of Ions // *Matter. Nucl. Inst. Methods Phys. Res. B*. 2010. V. 268. P. 1818–1823.

148. Zeitler P.K., Herczig A.L., McDougall I., Honda M. (U,Th)-He dating of apatite: A potential thermochronometer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 2865–2868.