

На правах рукописи

ЛАВРИК Сергей Николаевич

**ХОЛОДНИКАНСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС
(АЛДАНСКИЙ ЩИТ): ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИС**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

ВЛАДИВОСТОК

2006

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте
Дальневосточного отделения Российской Академии Наук

Научные руководители:

доктор геолого – минералогических наук Олег Викторович Авченко
доктор геолого – минералогических наук Михаил Афанасьевич Мишкин

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Сергей Акимович Щека
(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)
доктор геолого-минералогических наук Евгений Петрович Леликов
(Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

Ведущая организация:

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Защита состоится «18» октября 2006 г. в 10 час на заседании
Диссертационного Совета Д-005.006.01 в Дальневосточном геологическом
институте ДВО РАН по адресу:
690022, г.Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159,
Дальневосточный геологический институт.

Тел.: (4232) 318-750
Факс: (4232) 317-847
Email: fegi@online.marine.su

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ДВО РАН.

Автореферат разослан «__» сентября 2006 г.

Учёный секретарь
Диссертационного Совета,
кандидат геолого-минералогических наук



Б.И. Семеняк

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы. Проблема происхождения и развития зеленокаменных поясов (ЗКП) докембрия в настоящее время является остро дискуссионной. Исследователями обсуждаются модели формирования ЗКП главным образом с позиций тектоники плит или концепции мантийных плюмов. В пределах Алданского щита выделены ЗКП двух возрастных групп – позднеархейские и раннепротерозойские (Котов, 2003). Из них наиболее изучены позднеархейские ЗКП западной части Алданского щита. Холодниканский зеленокаменный пояс (ХЗКП) в качестве самостоятельной структуры выделен сравнительно недавно (Московченко и др., 1984; Добрецов и др., 1986). Однако и до последнего времени существовали взгляды на то, что метаморфические породы холодниканского комплекса (ХК) являются диафоритами, развитыми по архейским гранулитовым породам Зверевского блока Алданского щита, что отражено на изданной в 1998 г. геологической карте Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1:2500 000. Такое положение было обусловлено недостаточной петрографической, петрологической, геохимической и изотопно-геохронологической изученностью метаморфических пород ХК. Таким образом, задача установления геологической природы метаморфических пород ХК является весьма насущной для решения вопросов становления и эволюции континентальной коры Алданского щита.

Не менее важно изучение ЗКП Алданского щита в практическом отношении. Зеленокаменные комплексы являются источниками питания современных золотоносных россыпей и потенциально рудоносны на ряд металлов - Au, Pt, Ni, Co, Zn, Cu, перспективны в отношении алмазов (Гадиятов, Маринцев, Тыллар и др., 2003).

Цель исследования - установление геологической природы и возраста протолитов метаморфических пород ХК и построение петролого-геодинамической модели условий их формирования и эволюции.

В ходе выполнения работы автором решались следующие задачи:

- 1- детальное литолого-петрографическое исследование пород метаморфического комплекса;
- 2- анализ распределения петрогенных и редких элементов в главных разновидностях метапород и в минералах;
- 3- установление природы протолитов метаморфического комплекса и их возраста;
- 4- установление генезиса исходных магматических пород комплекса на основе расчетных термодинамических и экспериментальных данных;
- 5- установление количественных термодинамических параметров и этапов метаморфизма пород зеленокаменного комплекса на основе парагенетического анализа и минеральной термобарометрии, выявление особенностей состава и природы метаморфогенного флюида путем

исследования фракционирования изотопов углерода и моделирования метаморфогенного минералообразования.

Объект исследования. Изученная территория расположена на юге Алданского щита, в пределах Зверевского блока. Основным объектом

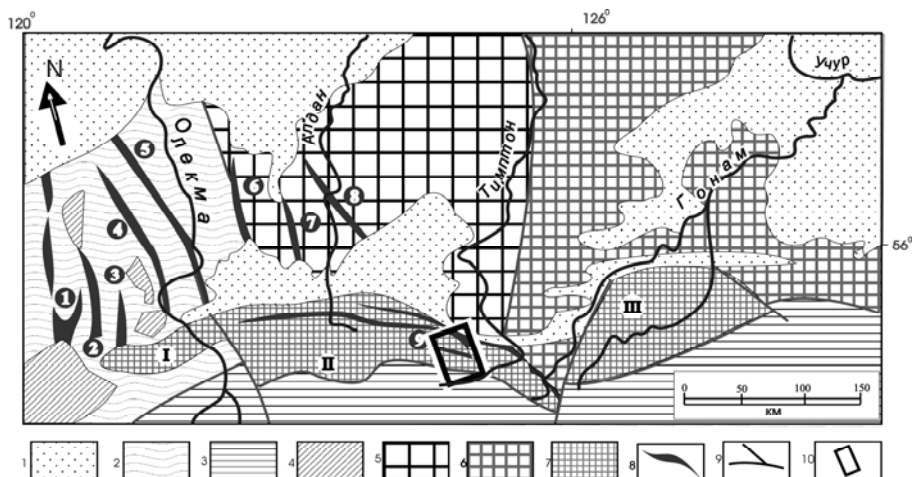


Рис. 1. Тектоническая схема Алданского щита (по Красному, 1980, с изменениями).
 1-отложения платформенного чехла; 2-Олекминская гранит-зеленокаменная область; 3-Становая складчатая область; 4- нижнепротерозойские впадины; 5-7-Алданский щит: 5- Западно-Алданская гранулитогнейсовая область, 6-Восточно-Алданская гранулитогнейсовая область, 7-глубинные гранулитовые блоки южной окраины (I- Курультинский, II- Зверевский, III- Сутамский); 8-зеленокаменные пояса (1- Олондинский, 2- Итчиляхский, 3- Эвонокитский, 4- Темулякитский, 5- Тунгурчинский, 6- Субганский, 7- Булгуняхтахский, 8- Балаганакский, 9- Холодниканский); 9- разрывные нарушения; 10- положение района исследования.

петрологических исследований являются породы, слагающие ХЗКП (рис. 1). Они представлены полосой разобщенных тектонических блоков С-З простирания. Далее к северо - западу продолжением пояса является чульманский супракратальный комплекс (Другова, 1984).

Фактический материал был собран автором в процессе полевых работ в бассейнах р.р. Иенгры и Холодникана. Изучено около 300 прозрачных и полированных шлифов, выполнено 160 силикатных анализов пород, около 60 определений редких и РЗЭ элементов, 5 – золота, около 40 микронзондовых анализов минералов, изучена изотопия Nd, Sr в 10-ти и С в 6-ти образцах.

Методы исследования. Электронно-зондовые исследования и определения петрогенных элементов, Cr, Ni и Au в породах выполнены в ДВГИ ДВО РАН: петрогенные - классическим химическим методом, Cr, Ni

- атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами, Au - пробирным анализом. РЗЭ и редкие элементы определены в ГИН РАН методами нейтронной активации (РЗЭ) и флюоресцентного анализа (редкие литофильные). Изотопные исследования выполнены на масс-спектрометрах "Finnigan MAT": Nd и Sr - в ИГЕМ РАН, углерода - в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Физико-химическое моделирование проведено по программе "Селектор-С". Обработка и анализ данных - при помощи пакета програм "STATISTICA".

Апробация работы. Результаты исследования изложены в 19 публикациях и представлены в отчетах 2-х проектов: РФФИ ("Геохимическая эволюция вулканизма Холодниканского зеленокаменного пояса") и интеграционного СО и ДВО РАН ("Физико-химическое моделирование флюидных и минеральных равновесий в метаморфических породах - как решение обратных задач выпуклого программирования"); докладывались на российских и международных научных форумах: VI Восточно-Сибирском петрографическом совещании на тему: "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии" (Иркутск, 1997); Первой международной научной конференции "Вулканизм и биосфера" (Туапсе, 1998); Второй Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых им. академика М. А. Усова "Проблемы геологии и освоения недр" (Томск, 1998); научной конференции "Актуальные вопросы геологии и географии Сибири", посвященной 120-летию Томского государственного университета (Томск, , 1998); II Всероссийском металлогеническом совещании: Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления (Иркутск, 1998); IV Международной конференции "Новые данные в науках о Земле"(Москва,1999); XVIII Всероссийской молодежной конференции "Геология и геодинамика Евразии" (Иркутск, 1999); международном симпозиуме, посвященном 100-летию академика Д.С. Коржинского: Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов (Москва, 1999); XVI симпозиуме по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (Москва, 2001); международной научной конференции: Рифты литосферы. VIII Чтения А. Н. Заварицкого (Екатеринбург, 2002); Всероссийском совещании, посвященном 90-летию академика Н. А. Шило: Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики (Магадан, 2003); VI Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле", секция геологическая (Москва, 2003); Water-Rock Interaction. Proceedings of the Eleventh International Symposium on Water-Rock Interaction WRI-11 (New York, USA, 2004); VII Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле" (М., 2005); Научной конференции "Беломорский подвижный пояс

и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения” (Петрозаводск, 2005).

Научная новизна работы. Впервые установлено, что: 1- разрез ХК состоит из двух толщ, природа протолитов которых по петрохимическим и геохимическим признакам диагностируется как вулканогенная и вулканогенно-терригенная для нижней и верхней толщи, соответственно. Метавулканиды нижней толщи соответствуют коматиит-толеитовой (КТС) и пикритовой сериям, метавулканиды верхней представлены основными, средними и кислыми составами известково-щелочной серии (ИЩС);

2- выявленные термодинамические параметры генерации исходных магм и геохимические (в т.ч. изотопные) особенности их составов указывают на мантийный (для коматиит-толеитовой и пикритовой серий) и коровый (для ИЩС) источник;

3- изохронный Sm-Nd возраст протолитов соответствует 2,41 млрд. лет. Прогрессивный этап метаморфизма исходных пород ХЗКП был проявлен около 2 млрд. лет назад и характеризовался зональным характером в условиях эпидот-амфиболитовой фации, имел существенно водную флюидную специфику;

4- изотопная неоднородность углерода метаморфогенного флюида обусловлена различной природой протолитов, в которых формируется этот флюид.

Теоретическая значимость исследования. 1- впервые для Алдано-Станового региона изучено распределение изотопов углерода в метакорах и установлена изотопная неоднородность углерода метаморфогенного флюида, обусловленная различной природой протолитов, в которых формируется метаморфогенный флюид; 2- обоснована возможность использования нового модельного способа получения количественной информации о специфике флюида как эффективной альтернативы существующим экспериментальным и эмпирическим методам.

Практическая значимость исследования. 1- предложен и продемонстрирован методологический подход, наиболее эффективный для целей геологического картирования и типизации метаморфических образований, который заключается в применении совокупности петрографо-петрологических, аналитических, геохимических, математических, экспериментальных методов исследования вещества и анализа данных в комплексе с численным моделированием минеральных равновесий;

2- установлены прямые признаки стратиформной золотоносности метавулканидов холодниканского комплекса.

СТРУКТУРА И СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ.

Диссертация представлена введением, пятью главами, библиографией, включающей 209 наименований отечественных и 87 зарубежных изданий и приложением. Изученный материал изложен на 268 страницах, содержит 54 иллюстрации и 30 таблиц.

Во введении характеризуется состояние исследуемой проблемы, обосновывается актуальность, представляется цель и формулируются задачи работы, показывается ее научная новизна и значимость, выводятся основные защищаемые положения.

Глава 1. Основные черты геологического строения Холодниканского зеленокаменного пояса. Рассмотрена история исследования района и основные черты геологического строения ХЗКП. В составе разреза ХК на основе литолого-петрографических критериев выделены две толщи, слагающие полого падающую моноклираль юго-западного крыла антиклинальной складки.

Глава 2. Метаморфизм холодниканского комплекса. Изложены результаты исследования условий метаморфической эволюции протолитов, впервые полученные для данного региона. Выделены минералого-петрографические группы пород и количественно установлено соответствие их по условиям образования двум метаморфическим фациям: эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. Кульминация прогрессивного метаморфизма пород ХК синхронна процессам диафореза гранулитов фундамента и отвечает $P = 5$ кбар и $T^0 = 550^{\circ}\text{C}$. Впервые изучено распределение изотопов углерода в метапородах. Обнаружена изотопная неоднородность углерода метаморфогенного флюида, обусловленная различной природой протолита, в котором формируется метаморфогенный флюид. Для количественной характеристики флюидной специфики метаморфизма применены подходы физико-химического моделирования. Установлен углекислотно-водный состав модельного (на буферной ассоциации магнетит-пирит-пирротин) флюида и высокая величина соотношения флюид/порода.

Глава 3. Геохимическая характеристика метавулканитов холодниканского комплекса. Приведена детальная характеристика распределения главных, редких и рассеянных элементов в метапородах и их петролого-генетическая интерпретация. Структура корреляционных связей и особенности химического состава пород позволили в разрезе ХК выделить генетические типы протолитов вулканогенной и терригенной природы. Составы исходных метавулканитов соответствуют КТС, пикритовой и ИЩС петрохимическим сериям. В исходном разрезе ХК выделены две толщи: нижняя - вулканогенная, сложенная вулканитами КТС и пикритовой серии, и верхняя - вулканогенно-терригенная, образованная переслаиванием терригенных пород и метавулканитов ИЩС.

Метатерригенные породы представлены граувакковыми песчаниками и пелитами. Установлена аналогия ХЗКП с зеленокаменным поясом Абитибиды по характеру и типу базальных частей и положению ортопротолитов в разрезе супракрустальных толщ. Выявлено сходство химизма изученных метавулканитов КТС с продуктами магматизма умеренно деплетированной мантии, о чем свидетельствуют положительные значения $\epsilon_{(r)}$, для метакоматиитов установлены уровни содержаний и корреляционные зависимости породообразующих и рассеянных элементов. Метакоматииты соответствуют йилгарнскому Al-недеплетированному типу коматиитов древних зеленокаменных поясов, толеитовые метабазалты - архейским толеитам типа ТН-2 древних зеленокаменных поясов (Конди, 1983). Метавулканиты ИЩС среднего состава сходны с группой II древних андезитов, кислого - с метадацитами и метариодацитами группы F-II (Конди, 1983). Установленный нами палеопротерозойский возраст ортопротолитов ХК (2,41 млрд. лет, Sm-Nd метод) отражает время завершения событий плюмового магматизма в пределах Южно-Алданской области.

Глава 4. Петрогенезис исходных вулканитов холодниканского комплекса. Установленные составы исходных магматических расплавов метавулканитов ХК указывают на участие мантийного и корового вещества в процессе магмогенерации. Полученные параметры выплавления магм по давлению и температуре в совокупности с геологическими, геохимическими и данными экспериментов находят полное объяснение в рамках модели декомпрессионного плавления мантийного плюма - формирование расплавов, исходных для метавулканитов КТС и пикритовой серии и в последующем взаимодействии его продуктов и тепловой энергии с коровыми образованиями - формирование магматических пород ИЩС.

Глава 5. Модель формирования и эволюции пород холодниканского комплекса. Приведена петролого-геодинамическая модель формирования пород ХЗКП. В результате излияний исходных расплавов преимущественно коматиит-толеитовой и пикритовой ассоциаций была сформирована нижняя исходная вулканогенная толща ХК. Преобладание вулканизма известково-щелочного типа по мере остывания мантийного плюма и усиление процессов осадкообразования синхронны образованию протолитов верхней толщи ХК. Геодинамическая обстановка формирования супракрустального комплекса соответствовала модели континентального рифтогенеза в условиях поднимающегося мантийного плюма. Тектонические особенности и геодинамическое состояние основания Холодниканской структуры характеризуются наличием мощного сиалического фундамента, а метаморфизм связан с активизацией мантийно - коровых процессов в условиях коллизионных обстановок.

В заключении сформулированы основные результаты работы, сделаны выводы об эффективности применяемых методов.

В приложениях приведены химические составы изученных пород ХК.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научным руководителям: д.г.-м. н. О.В. Авченко и д.г.-м.н. М.А. Мишкину и искренне им благодарен. Автор признателен также д.г.-м.н. В.Т.Казаченко и к.г.-м.н. Р.А. Октябрьскому - за помощь и консультации по вопросам микроанализа минералов и интерпретации результатов; академику Ханчуку А.И., члену-корр. В.Г. Сахно, д.г.-м.н. Г.А. Валуй, д.г.-м.н. Тарарину, д.г.-м.н. А.Н. Ленникову, д.г.-м.н. В.Г. Хомичу, д.г.-м.н. С.С. Зимину, к.г.-м.н. З.Г. Бадрединову, к.г.-м.н. А.А. Стрижковой, к.г.-м.н. В.Ф. Полину, к.г.-м.н. Н.А. Чепкой и многим другим сотрудникам ДВГИ за полезные дискуссии по проблемам работы, поддержку и помощь.

ПЕРВОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Установлено, что холодниканский зеленокаменный супракристалльный метаморфический комплекс представлен двумя исходными стратифицированными толщами: нижней - вулканогенной и верхней - вулканогенно - терригенной. Вулканогенные протолиты комплекса соответствуют трем петрохимическим сериям: коматиит-толеитовой (коматиит-базальтовая ассоциация), пикритовой (базальты) и известково-щелочной (андезит-дацит-риолитовая ассоциация). Терригенные протолиты представлены граувакковыми песчаниками и пелитами. Возраст магматических протолитов холодниканского комплекса 2,41 млрд. лет (палеопротерозой). Состав вулканогенных протолитов и их положение в разрезе позволяет сопоставлять Холодниканский зеленокаменный пояс с мультимодальным типом Абитибя.

Установлено, что породы комплекса образуют падающую на юго-запад под углами около 30° моноклиналную толщу. Разрез ХК представлен в следующем виде (снизу вверх) - нижняя толща: переслаивание амфиболитов и эпидот-слюдистых кристаллосланцев, видимая мощность - около 700 метров; верхняя толща: 1- эпидот-мусковитовые кварцитосланцы (300 м), 2- переслаивание эпидот-слюдистых и амфиболовых сланцев (1000 м), видимая мощность - около 1300 метров. Граница между толщами установлена по появлению прослоев кварцитосланцев и исчезновению амфиболитов в разрезе комплекса.

Петрохимия метапород и их исходная природа.

В основу диагностики протолитов положен принцип изохимичности процессов метаморфизма. Для выяснения природы протолитов пород среднего и кислого составов использованы методы: А- факторного и кластерного анализа данных и Б- классической петрохимии. Эффективность математических методов обоснована принципиально

различным поведением одноименных элементов в магматических и терригенных процессах (Кокс и др., 1982; Эволюция изверженных пород, 1983; Маракушев, 1988; Гаррелс, Крайст, 1968; Гинзбург, 1963; Ронов и др., 1990; Страхов, 1962 и др.). Автором установлено, что структура корреляционных связей, описываемая фактором F2, характеризует терригенные продукты начальной стадии процессов механической и химической дифференциации (Шутов, 1975; Интерпретация геохимических данных, 2001; Торопов и др., 1972; Голышко и др., 1983; Rollinson, 1995 и др.). На диаграммах главных факторов F1, F2 и дендрограммах изученные породы средне-кислого состава разделены на две группы: параметаморфиты и ортометаморфиты. Используются два метода разделения пара- и ортометаморфитов на основе петрохимических особенностей пород. Первый метод основан на применении диаграммы в координатах $Si^+ - Al/Fe$ (Dennen, Moore, 1971). Второй метод (Shaw, 1972) - на дискриминантной функции, вычисляемой по формуле: $DF = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3(общ) - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$. На основании изложенного выделены протолиты вулканогенной и терригенной природы. Среди исходных осадков установлены субграувакки, граувакковые песчаники и пелиты.

Метавулканиды на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ располагаются в полях ультраосновных ($SiO_2 < 44\%$), основных ($44\% \leq SiO_2 < 53\%$), средних ($53\% \leq SiO_2 < 64\%$) и кислых ($64\% \leq SiO_2$) составов нормальной щелочности. На диаграммах AFM (Irvin, Baragar, 1971) и Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, Pyke, 1982) изученные составы образуют два тренда: известково-щелочной и толеит-коматиитовый (рис. 2). Базит-ультрабазитовые составы на диаграмме $TiO_2 - Fe/(Fe+Mg)$ химической эволюции магм (Щека, Вржосек, 1983) располагаются согласно толеитовому тренду. Высокомагнезиальные разновидности на диаграммах Н.Л. Добрецова (1986), В.С. Куликова и В.В. Куликовой (2000) приурочены к полям коматиитовой и пикритовой серий. На основании изложенного среди исходных вулканидов выделены три петрохимические серии: коматиит-толеитовая, пикритовая и известково-щелочная.

Протолиты КТС. К коматиитам отнесены ультрабазиты, отвечающие условиям (Классификация магматических пород..., 1997): $SiO_2 < 53\%$, $(Na_2O + K_2O) < 1\%$, и $MgO > 18\%$, $TiO_2 < 1\%$ и занимающие одноименные поля на диаграммах (Jensen, Pyke, 1982; Добрецов, 1986; Куликов, Куликова, 2000).

К коматиитовым базальтам отнесены составы с $MgO < 18\%$. **К толеитовым базальтам** отнесены составы с $MgO < 9 \text{ мас.}\%$. Эти составы занимают соответствующие поля на диаграммах (Jensen, Pyke, 1982; Куликов, Куликова, 2000). Коматииты, коматиитовые и толеитовые

базальты в разрезе комплекса соответствуют амфиболитам и основным кристаллосланцам нижней толщи.

Протолиты пикритовой серии выделены на основе характерного признака – низких величин (< 10) отношений Al_2O_3/TiO_2 в изученных породах. Составы метавулканитов, согласно диаграмме (Куликов, Куликова, 2000), соответствуют **базальтам и пикритобазальтам**. **Протолиты ИЩС**, согласно диаграммам (Jensen, Pyke, 1982) и $SiO_2 - (K_2O+Na_2O)$, представлены составами, которые соответствуют **базальтам, андезитам, дацитам и риолитам** (рис. 2). В разрезе комплекса

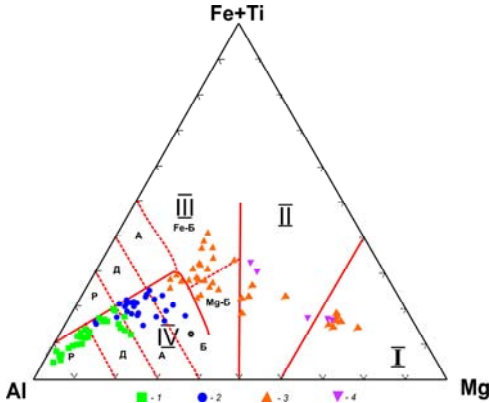


Рис. 2. Классификационная диаграмма Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, Pyke, 1982).

Римскими цифрами обозначены поля: I - коматиитов, II - коматиитовых базальтов, III - вулканитов толеитовой и IV - известково-щелочной серий. Буквами обозначены поля: P - риолитов, Д - дацитов, А - андезитов, Б - базальтов: Fe-Б - высокожелезистых и Mg-Б - высокомагнезиальных. Составы пород: 1 - кислый; 2 - средний; 3 - основной; 4 - ультраосновной. Эти породы соответствуют эпидот-слюдистым, эпидот-

амфиболовым кристаллосланцам и слюдистым кварцитам.

Структурно-петрологическая типизация ХЗКП. По особенностям строения разрезов древних ЗКП А.Б. Вревским (1986) выделены 4 типа поясов (рис. 3). Характерные признаки их следующие: А) Барбертонский (бимодальный): вулканизм - инициальный коматиит-толеитовый, завершающий - известково-щелочной бимодальный; Б) Белингве: в базальном залежении - терригенные породы, выше - вулканы КТС и ИЩС; В) Хаутаваарский: вулканизм инициальный – известково-щелочной, завершающий - коматиит-толеитовый; Г) Абитибид (мультимодальный тип): вулканизм непрерывный от КТС к ИЩС (мультимодальный). Приведенные материалы показывают, что в ХК выявлен непрерывный переход от вулканизма коматиит-толеитового к известково-щелочному мультимодальному. Таким образом, мы сопоставляем изученный разрез с протолитами, объединяемыми мультимодальным типом зеленокаменных поясов Абитибид.

Sm-Nd изотопная систематика метавулканитов. Для метавулканитов известково-щелочной серии построена изохрона, соответствующая радиологическому возрасту $2,41 \pm 0,08$ млрд. лет.

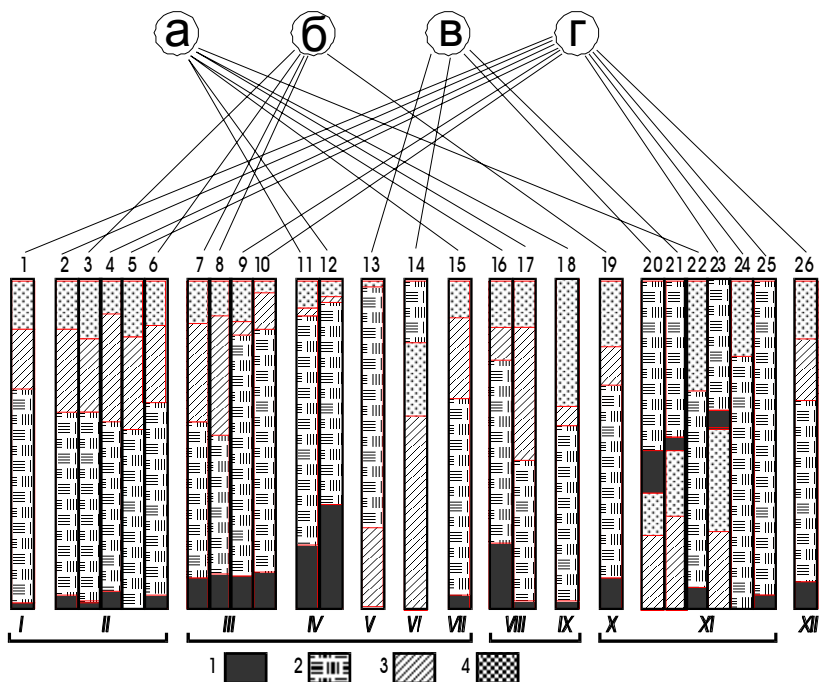


Рис. 3. Относительная распространенность и положение вулканитов в разрезах докембрийских зеленокаменных поясов (по Вревскому А.Б., 1986, с дополнениями). Буквами в кружках обозначены типы зеленокаменных поясов: а - Барбентонский, б - Белингве, в - Хаутаваарский, г - Абитиби; арабская цифра над колонками соответствует зеленокаменному поясу: 1 - Йелоунайф, 2 - Берч, 3 - Ухи, 4 - Абитиби, 5 - Кашидо, 6 - Вабигун, 7 - Белингве, 8 - Булавайо-Мудландс, 9 - Форт Виктория, 10 - Шабани, 11 - Мурчисон, 12 - Барбертон, 13 - Бандас, 14 - Ньянза, 15 - Камбуи, 16 - Калгурли-Норсеман, 17 - Марда, 18 - Вар-равуна, 19 - Полмос-Порос, 20 - Кухмо, 21 - Хаутаваара, 22 - Койкары, 23 - Остер, 24 - Койкары, 25 - Палая Ламба, 26 - Холодниканский (по данным настоящего исследования); арабскими цифрами слева от залитого квадрата обозначены составы вулканитов: ультраосновной (1), базитовый, в том числе, высокомагнезиальный (2), средний (3) и кислый (4); римские цифры указывают принадлежность к щитам: I - II - Канадскому (I - провинция Слейв, II - провинция Сьюпириор), III - Родезийскому, IV - Каапвальскому, V - Центрально-Африканскому, VI - Танганьикскому, VII - Леоно-Либерийскому, VIII - Йилгарнскому, IX - Пилбара, X - XI - Балтийскому (X - Кольский блок, XI - Карельский блок), XII - Алданскому.

ВТОРОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Исходные вулканиты холодниканского комплекса формировались в две стадии. В первую стадию происходило образование вулканитов коматитит-базальтовой и пикрит-базальтовой ассоциаций в результате декомпрессионного частичного плавления вещества поднимающегося мантийного плюма и дифференциации этих расплавов в

промежуточных камерах. Со второй стадией связано образование вулканитов андезит-дацитовая ассоциации путем частичного плавления пород фундамента южной части Алданского щита за счет тепла поднимающегося плюма.

Особенности химических составов изученных пород.

Коматиит-толеитовая петрохимическая серия.

Метакоматииты. Содержания MgO изменяются в диапазоне 19 - 26 %. Значимые обратные корреляции с MgO проявлены для SiO₂ и CaO, менее значимые – для P₂O₅ и FeO. Установлена прямая корреляция с MgO Cr и Ni. Положительные величины $\epsilon_{(r)}$ (0,7 - 2) указывают на происхождение коматиитов из умеренно деплетированной мантии. Магматический источник был обогащен титаном и цирконием. Это следует из того, что отношения некогерентных элементов (Ti/Zr (104 - 139), Ti/Y (243 - 532), Zr/Nb (7,7 - 23), Zr/Y (1,79 - 3,8)) в изученных породах превышают хондритовые значения.

Величины отношений CaO/Al₂O₃ (~0,9) и Al₂O₃/TiO₂ (~23,4) позволяют отнести изученные составы к Al-недеплетированному типу (Arndt, Leshar, 1992) и сближают их с йилгарнским типом коматиитов (Конди, 1983).

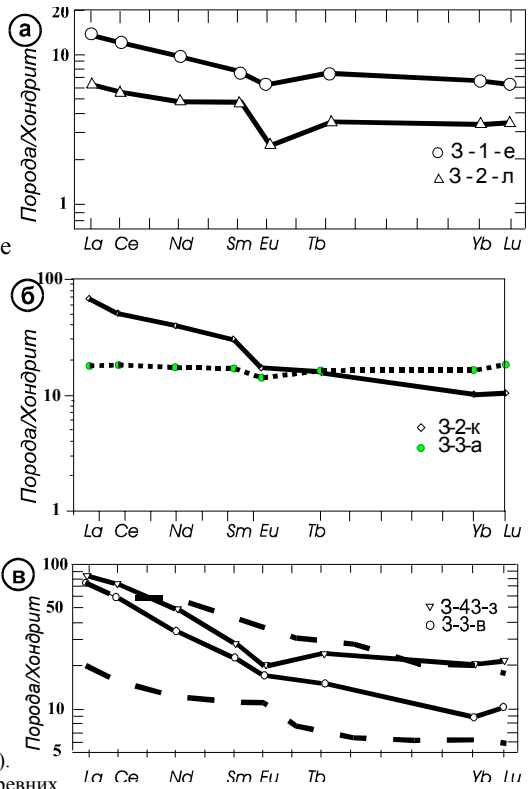


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в метавулканитах коматиит-толеитовой серии холодниканского комплекса.

Метакоматииты (а), коматиитовые метабаазальты (б), толеитовые метабаазальты (в). Пунктиром показано поле древних толеитов ТН 2 (Condie, 1976).

Для спектров распределения РЗЭ характерно слабое обогащение ЛРЗЭ ((La/Yb)_N=1.84) и умеренная отрицательная аномалия Eu/Eu* (0.52 - 0.82) (рис. 4.а).

Коматиитовые метабазалты. Содержание MgO изменяется в узких пределах (12-13 мас.%) и заметно понижено по сравнению с коматиитами. Обратные зависимости относительно содержаний MgO проявлены для FeO, K₂O и TiO₂. Отношения CaO/Al₂O₃ (0,54 - 1,035), CaO/TiO₂ (6,97 - 12,48), Al₂O₃/TiO₂ (8,07 - 19,84) - значительно меньше хондритовых.

Породы обогащены TiO₂ по отношению к Al₂O₃, CaO и Y и цирконием относительно Nb и Y. Спектры распределения РЗЭ представлены двумя типами (рис. 4.б). Первый близок к хондритовому ((La/Yb)_N = 1.08), второй - в значительной степени обогащен ЛРЗЭ ((La/Yb)_N = 7). Заметна европиевая аномалия и фракционирование тяжелых РЗЭ, выраженное в обогащенности лютецием относительно иттербия.

Толейтовые метабазалты. Содержания MgO в породах варьируют в пределах 3 - 9 %. Из рассмотренных химических составов базитов и ультрабазитов толейтовые метабазалты наиболее обогащены SiO₂, Al₂O₃ и CaO. По содержаниям железа и щелочей они не отличаются от коматиитовых метабазалтов. По сравнению с хондритом обогащены TiO₂ относительно Al₂O₃, CaO и Y (Al₂O₃/TiO₂ = 7,41- 21,2, CaO/TiO₂ = 4,9 -22,8, Ti/Y = 171 - 496), и Zr относительно Nb и Y (Zr/Nb=6,1- 30,5, Zr/Y=1,95 - 6,25). С MgO прямо коррелируют Cr и Ni. Спектры распределения РЗЭ (рис. 4.в) показывают 70 - 100 кратное обогащение легкими элементами относительно хондрита и невысокую степень фракционирования ((La/Yb)_N=3,21). Явно выражена отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu*=0.56). Характер распределения РЗЭ соответствует архейским толейтам типа ТН-2 (Конди., 1983).

Пикритовая петрохимическая серия.

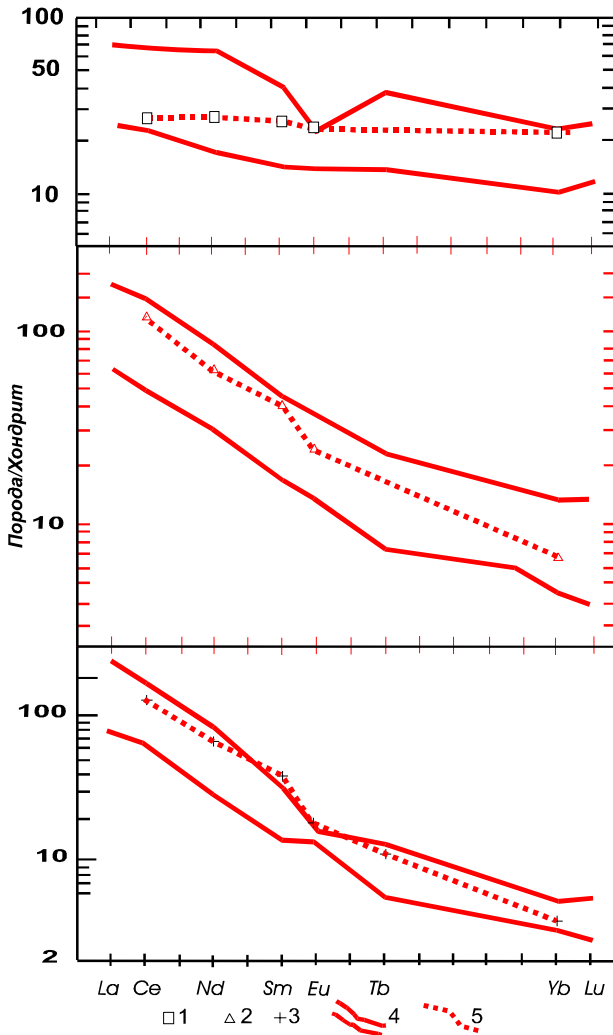
Пикритовые метабазалты. Распределение элементов в породах, в общем, аналогично распределению в толейтах. Отличие выражено в обогащенности TiO₂.

Известково-щелочная петрохимическая серия.

Базальты. Содержания MgO в базальтах варьируют от 3,8 - 5,8 мас.%. Корреляции с MgO: положительные - для TiO₂, FeO, CaO, отрицательные - для SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅. Содержания Ti и Zr в известково-щелочных базальтах более высокие по сравнению с толейтовыми базальтами. Относительно уровня хондрита содержания ЛРЗЭ повышены (рис. 5.а) в 30 - 80 раз, тяжелых - в 15 - 25 раз. Степень фракционирования РЗЭ незначительная ((La/Yb)_N от 3 до 5). Eu демонстрирует как отсутствие, так и отчетливо проявленную отрицательную аномалию. Установлено сходство изученных пород с древними толейтами группы ТН-2 (Конди, 1983).

Метавулканыты среднего состава. В андезибазальтах установлены корреляции литофильных элементов с кремнекислотностью: прямая - для Zr и Rb, и обратная - для Sr, Ba, Nb, Y. По отношению к хондриту

изученные породы (рис. 5.б) обогащены ЛРЗЭ в 70 - 250 раз, тяжелыми РЗЭ - 4-х - 13-тикратно. Степень фракционирования (La/Yb_n) варьирует в диапазоне от 7 до 55. Изученные составы сходны с древними андезитами



(а) Рис.5. Спектры распределения РЗЭ в метавулканитах ИЩС холодниканского комплекса и расчетных модельных составах предполагаемых первичных выплавков.

(б) 1- базальт, 2- андезит, 3- риодацит; составы метавулканитов: основной (а), средний (б), кислый (в); 4-поля спектров редкоземельных элементов в изученных метавулканитах; 5-состав расчетных модельных выплавков.

(в)

группы «П» (Конди, 1983) и отвечают полям современных высококальциевых андезитов континентальных окраин (Конди, 1983). **Метавулканиты кислого состава.** В ряду дацит - риодацит – риолит

проявлено снижение содержаний A_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и увеличение Na_2O . Содержания рассеянных элементов от цатов к риолитам также снижаются. Спектры распределения РЗЭ показывают значительную степень обогащения относительно хондрита (рис. 5.в): для легких (La/Yb_N) 70 - 230-кратные, средних (Sm/Nd_N) - 10 - 30-кратные и тяжелых (Lu/Yb_N) - 2,5 - 5,5-кратные. Степень фракционирования РЗЭ значительная: $(La/Yb)_N = 25 - 50$. Eu проявляет как положительные ($(Eu/Eu^*)_N=1,6$), так и отрицательные ($(Eu/Eu^*)_N=0,6$) аномалии. Характеристики изученных пород близки древним риодацитам группы F-II (Condie, 1983). Таким образом установлено, что породы коматиит-толеитовой и пикритовой серий сходны с продуктами умеренно деплетированной мантии, а породы ИЩС имеют характеристики коровой природы.

Модели генезиса расплавов ортопротолитов.

Коматиит-толеитовая и пикритовая серии.

Генезис вулканитов рассмотрен в рамках наиболее популярной модели декомпрессионного плавления мантийного вещества (Bickle et al, 1977; Jaques, Green, 1980; Ohtani E. et al, 1989; Jarvis, Compbell, 1983; Arndt, 1986;

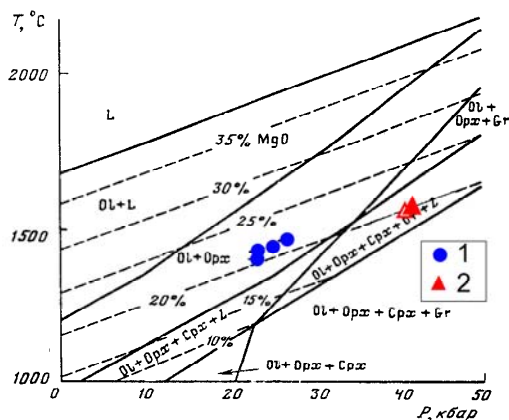


Рис. 6. Фазовые взаимоотношения при плавлении мантийного лерцолита в координатах температура – давление – давление (по Рябчикову, Богатикову, 1984). 1- положение образцов коматиитов холодниканского комплекса, 2- положение образцов пикритов; пунктирные линии - изоплеты MgO в расплавах.

1975, Магматические горные..., 1988).

Коматииты. На диаграммах (Рябчиков, Богатиков, 1984) диапазоны содержаний MgO в коматиитах (19 – 25 %) и величины магнезиальности (около 0,8) позволяют установить приблизительные P (22 – 25 кбар) и T (1410 - 1460⁰C) формирования их расплавов при степени плавления магматического источника около 40 % (рис. 6).

Пикриты. Содержания MgO (19 – 20 %) в пикритах (Пухтель, Журавлев, 1992) и величины магнезиальности (0,73) на диаграммах (Рябчиков,

Гирнис. и др., 1987; Green,

Богатилов, 1984) определяют давление 40 кбар и температуру 1550⁰С формирования их расплавов при степени плавления магматического источника примерно 7 %. Выплавление пикритов (рис. 6) происходило при больших давлениях и температурах по сравнению с коматиитовыми расплавами, но при меньших степенях частичного плавления мантийного материала ($\alpha = 7\%$ ($Mg\# = 0,73$)), сравнительно со степенью выплавления коматиитовых расплавов ($\alpha = 40\%$ ($Mg\# = 0,8$)). **Коматиитовые и пикритовые базальты** по химизму отвечают магмам, образованным при дифференциации коматиитовых и пикритовых расплавов в промежуточных магматических камерах.

Толейтовое базальты. Химизм изученных составов (корреляции MgO с Cr и Ni и обогащение ЛРЗЭ) согласуется с моделью фракционирования исходных магм с содержанием около 10 % MgO по феннеровской схеме в малоглубинных условиях (~0,3 ГПа).

Известково-щелочная серия.

Базальты и андезиты, согласно принятой модели выплавились из базитового источника. Для первых это могли быть метабазиты, сходные по составу с толейтами Олондинского зеленокаменного пояса (Пухтель, Журавлев, 1993), для вторых – метабазиты, сходные с основными кристаллосланцами позднеархейского Сутамского блока Алданского щита (Вовна, 2003), отвечающие исходным известково-щелочным базальтам. Эти данные и содержания РЗЭ в изученных образцах позволяют рассчитать состав модельного расплава базальта и андезита по формуле (Shaw, 1970): $C_1/C_0 = 1/[F + K_D(1-F)]$, где: C_1 и C_0 - концентрации элемента, соответственно, в расплаве и источнике магмообразования; F - степень плавления пород источника, K_D - коэффициент распределения элементов между расплавом и минеральной фазой. Условия плавления базитового основания коры мощностью около 30 км по давлению не превышают 10 кбар. Наши расчеты и эксперименты по плавлению амфиболитов (Вольф, Уайли, 1993) позволяют принять минимальные условия формирования изученных базальтов: $P = 10$ кбар и $T = 1000^0$ С. Степень плавления базальта – 46 %, состав рестита (объемные %): гиперстен – 2, клинопироксен – 44, плагиоклаз – 8. Соответствие редкоземельного спектра модельного расплава и изученных известково-щелочных базальтов (рис. 5.а) подтверждает результаты наших расчетов.

Андезиты, согласно расчетам, могли быть получены в результате 27 %-го плавления базитового источника при $T = 960^0$ С, $P = 10$ кбар. Состав равновесного с расплавом рестита (объемные %): гранат – 25, гиперстен – 2, роговая обманка – 6, клинопироксен – 36, плагиоклаз – 4. Результаты расчетов подтверждены соответствием редкоземельного спектра модельного расплава и изученных андезитов (рис. 5.б).

Риодациты обогащены легкими РЗЭ и идентичны риодацитам типа F II

древних ЗКП. Для подобных составов модельные расчеты указывают на источники сиалического типа (метаграувакки). В фундаменте ХЗКП такие породы известны. Результаты экспериментов по плавлению (Stevens et al, 1997) и наших расчетов для метаграувакк позволяют полагать, что выплавление изученных риодацитов происходило примерно при $T = 880^{\circ}\text{C}$ и $P = 5$ кбар. Объем расплава - 54 %, состав рестита (объемные %): гранат - 8, ортопироксен - 16, калиевый полевой шпат - 22. Топология редкоземельных спектров изученных риодацитов и модельных расплавов (рис. 5.в) подтверждает результаты наших расчетов. Установленные параметры формирования исходных метавулканитов ХК соответствуют модели декомпрессионного плавления мантийного вещества в условиях континентальной коры повышенной мощности и в последующем взаимодействии его продуктов и тепловой энергии с коровыми образованиями.

ТРЕТЬЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Протолиты, слагающие стратиграфический разрез холониканского метаморфического комплекса, прогрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и локально претерпели зеленосланцевый диафорез. Прогрессивный этап метаморфизма носил ареально-зональный характер. P-T параметры кульминации метаморфизма отвечали $P=5$ кб и $T=550^{\circ}\text{C}$. Метаморфогенный флюид характеризовался существенно водной спецификой. Установлено, что фракционирование изотопов углерода метаморфогенного флюида обусловлено различной природой протолитов, в которых этот флюид формируется.

Границы и принципы выделения зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций рассмотрены с целью качественной оценки условий метаморфизма пород. Низкотемпературная граница зеленосланцевой фации по (Кориковский, 1979) довольно неопределенна, а высокотемпературная определяется появлением ставролита в интервале $420 - 430^{\circ}\text{C}$. Положение ставролитовой и биотит-мусковит-гнейсовой фаций сопоставляется с положением эпидот-амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1972). Температура перехода последней в амфиболитовую по (Добрецов и др., 1972) отвечает диапазону $610 - 620^{\circ}\text{C}$ и совпадает с высокотемпературной границей биотит-мусковит-гнейсовой фации. На диаграмме А.А. Маракушева (1986) породы ХК занимают поля в диапазоне температур $300 - 500^{\circ}\text{C}$. Как видно, оценки температур зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций по С.П. Кориковскому и А.А. Маракушеву близки. В изученных ассоциациях гранат отсутствует, что указывает на давление при метаморфизме не выше 5-6 кб. Влияние углекислоты на устойчивость минеральных ассоциаций метабазитов рассмотрено в

экспериментах (Плюснина, 1983). Показано, что рост концентрации CO_2 во флюиде сокращает поле пренит-пумпеллитовой фации, которая замещается кальцит-хлоритовыми и эпидот- актинолитовыми сланцами. Нижняя граница зеленосланцевой фации при отсутствии пренит-пумпеллитовых парагенезисов соответствует нижней изограде эпидота $\sim 340^\circ\text{C}$, а верхняя - определяется актинолит- роговообманковым переходом при температуре $\sim 450^\circ\text{C}$. Кальцит, согласно Л.П. Плюсниной (1983), в парагенезисах с эпидотом появляется при низкой концентрации CO_2 во флюиде – не более 0.05 при температуре 340°C . С ростом температуры концентрация CO_2 для кальцит-содержащих ассоциаций еще более снижается. Эта закономерность и то, что кальцит в ассоциациях ХК встречается ограниченно, указывает на практически водные флюидные условия образования метабазитов изученного комплекса. Таким образом, парагенетическим анализом установлено, что метаморфизм изученных пород происходил в интервале температур $300\text{-}600^\circ\text{C}$ при давлении не более 5-6 кбар при участии водного флюида.

Количественная оценка условий метаморфизма. Надежные минералогические термобарометры в породах ХК отсутствуют. Кроме того, отчетливо выраженная неравновесность минеральных ассоциаций – присутствие в одном образце (шлифе) ранних (магматических) и поздних (метаморфогенных) генераций амфиболов и плагиоклазов затрудняют применение амфибол-плагиоклазовых термобарометров (Плюснина, 1983) и барометров (Ферштатер, 1990; Ферштатер и др., 2002). В работе использовался амфиболовый термобарометр (Мишкин, 1990). На диаграмме зависимости состава от РТ-условий формирования амфиболов выделены три генерации амфиболов (Амф). Амф-I по условиям (Т от 490 до 520°C и Р = 3,5 – 5,5 кбар) соответствуют прогрессивному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. Это - мелкие, длиннопризматические кристаллы слабо окрашенных роговых обманок. Амф-II (Т от 320 до 360°C и Р менее 1 кбар) соответствуют условиям зеленосланцевой фации. Представлены они шестоватыми и сноповидными агрегатами амфиболов актинолитового ряда. Амф-III, представленные крупно-таблитчатыми порфиробластами буровато-зеленого цвета, являются, видимо, реликтами магматических амфиболов. Этому не противоречат условия их образования: Т = 850°C , Р = 2.5 кбар. Гранулиты архейского фундамента ХЗКП регрессивно метаморфизованы в условиях 5 кбар 550°C (Розен, 2002). Таким образом, для пород комплекса установлен прогрессивный зональный метаморфизм с кульминацией 5 кб и 550°C . Поздний зеленосланцевый диафторез проявлен локально - как в ХК, так и в породах фундамента. Он обусловлен тектоно-магматической активизацией на юге Алданского щита в конце мезозоя (Сальникова, 2001).

Флюидный режим метаморфизма. Известно, что ассоциация магнетит-

пирит-пирротин при данных P-T буферует активности и кислорода, и серы (Бартон, 1960; Barton, Skinner, 1978; Холланд, 1968; Маракушев, 1965) и дает возможность оценить их величину. Такая ассоциация в изученных породах была выявлена. Принадлежность рудных минералов к метаморфическому парагенезису установлена исходя из параметров их образования. Температуры образования пиритов получены в результате исследования проявлений изоморфизма Fe, Co, Ni в группе бравоита. Результаты экспериментальных и эмпирических работ (Hagemann, 1941; Klemm, 1962; Куллеруд, 1966; Vaugham, 1969; Kalb, 1952; Springer et al., 1964; Bartolome et al., 1971; Рудашевский, Сидоров, 1971, 1972; Мозгова, 1975 и др.) и выявленные составы изученных пиритов, позволяют принять температуры образования их не выше 620⁰С, что указывает на их немагматическое происхождение. Температуры образования пирротинов определены при помощи диаграммы фазовых соотношений (Бартон, Тулмин, 1968) и результатов экспериментов (Широносова, Колонин, 1979) в системе Fe-S-Cu. Характер выделения зерен пирротинов (внутри пиритов) позволяет рассматривать их состояние близким к сольвусному, а

Таблица 1

Вариации состава флюида в буферной ассоциации
магнетит-пирротин-пирит, при T=550⁰С, P=5000 бар

Компоненты	lgf _i	P _i (бар)	вес. %	lgf _i	P _i (бар)	вес. %
Решение	1	1	1	2	2	2
1	2	3	4	5	6	7
H ₂	0.209	0.515	0.0012	0.137	0.436	0.0008
H ₂ O	3.402	4989	99.61	3.330	4227.5	69.20
H ₂ S	1.681	10.35	0.391	1.609	8.776	0.272
O ₂	-19.31	-	-	-19.31	-	-
SO ₂	-1.794	0.0023	0.002	-1.794	0.0023	0.0001
S ₂	-3.224	-	-	-3.224	-	-
SO ₃	-11.31	-	-	-11.31	-	-
CO	-	-	-	-0.095	0.114	0.0029
COS	-	-	-	-0.109	0.055	0.0030
CO ₂	-	-	-	3.641	763.1	30.51
CS ₂	-	-	-	-4.505	-	-
CH ₄	-	-	-	-1.916	0.0016	-

Примечание: lgf_i - логарифм фугитивности, P_i(бар) - парциальное давление, вес. % - весовой процент в буферной ассоциации магнетит-пирротин-пирит, при T=550⁰С, P=5000 бар; 1- решение при условии чисто водного флюида в первом резервуаре; 2- решение при условии водно-углекислого флюида в первом резервуаре.

установленные содержания Fe дают температуры образования в интервале 250 - 550⁰С при величине фугитивности серы (log fS₂) от -14 до -3,1. Температуры образования пирротина и пирита, исходя из величины распределения в них кобальта (Безмен, 1975), отвечают диапазону 350 –

600°C. Добавление магнетита (Геншафт, 1998) к пирит-пирротиновому парагенезису дает возможность оценить $\log f_{S_2}$ на диаграмме фаз в системе Fe-S-O-Cu (Бартон, 1968, 1970) в диапазоне от -8,5 до -3. Изложенное позволяет рассматривать происхождение исследуемого парагенезиса Fe_3O_4 - FeS_2 - FeS как метаморфогенное. Режимы кислорода ($\log f_{O_2}$) и серы ($\log f_{S_2}$) при его образовании предварительно оценены в интервалах логарифмов, соответственно: -17 – -21 и -8,5 - - 3.

Состав флюида при образовании парагенезиса магнетит-пирит-пирротин был изучен методом моделирования. Суть модели в следующем. В первый условный резервуар помещался флюид, а во второй - определенное количество магнетита, пирита и пирротина. Флюид из первого резервуара поступал во второй, где формировался равновесный флюид при условии сохранения тройной ассоциации магнетит, пирит, пирротин. На первом

Таблица 2

Состав флюида (логарифм fugitivности, парциальное давление и весовой процент) на буферной ассоциации магнетит-пирротин-пирит, при $T=550^\circ C$, $P=5000$ бар.

Компоненты	$\lg f_i$	P_i (бар)	Вес. %	$\lg f_i$	P_i (бар)	вес. %
Решение	1	1	1	2	2	2
1	2	3	4	5	6	7
H2	0.168	0.468	0.0009	0.168	0.468	0.0009
H2O	3.361	4534	80.03	3.361	4534	80.03
H2S	1.639	9.413	0.314	1.639	9.413	0.314
O2	-19.31	-	-	-19.31	-	-
SO2	-1.794	0.0023	0.0001	-1.794	0.0023	0.0001
S2	-3.224	-	-	-3.224	-	-
SO3	-11.31	-	-	-11.31	-	-
CO	-0.319	0.0681	0.0019	-0.319	0.0681	0.0019
COS	-0.333	0.033	0.0020	-0.333	0.033	0.0020
CO2	3.418	455.85	19.65	3.418	455.85	19.65
CS2	-4.729	-	-	-4.729	-	-
CH4	-2.08	0.0011	-	-2.08	0.0011	-

Примечание: $\lg f_i$ - логарифм fugitivности, P_i (бар) - парциальное давление, **вес. %** - весовой процент в буферной ассоциации магнетит-пирротин-пирит, при $T=550^\circ C$, $P=5000$ бар; 1- решение при весовом отношении флюид / ассоциация (1/800); 2- решение при отношении флюид / ассоциация (1/3).

Таблица 3

Изменение количества пирита, магнетита и пирротина в тройной ассоциации с изменением количества флюида, поступающего в породу

Количество флюида (граммы)	Количество пирита (граммы)	Количество пирротина (граммы)	Количество магнетита (граммы)
1	2	3	4
1.2	478	89	230
126	378	235	167
250	277	381	103
375	177	528	39

этапе моделирования было установлено (таб. 1), что эта ассоциация существует при широких вариациях состава флюида в отношении H_2O и CO_2 , но при фиксированных фугитивностях O_2 , SO_2 , S_2 и SO_3 . Известно, что метаморфизм пород совершается при участии флюида, образованного на графитовом буфере (Авченко, Чудненко, 2005). На втором этапе это условие было введено для первого резервуара. Флюид оказывается фиксированным по составу в отношении всех его компонентов, независимо от общего количества флюида, поступающего в породу (таб. 2). В породах комплекса установлены примерно равные пропорции пирротина и магнетита и 1,5 - 2-х кратное превышение пирита. Такие соотношения минералов и данные моделирования (таб. 3) дают основания считать, что количества (порядок величины) породы и формирующегося в ней флюида были соизмеримы. Таким образом установлено: 1- на буферной ассоциации магнетит-пирит-пирротин формируется водно-углекислый флюид вполне определенного состава; 2- постоянство состава флюида обеспечивается изменяющимися количествами минералов в ассоциации; 3- величина отношения H_2O к сумме газов в модельном флюиде соответствует аналогичным характеристикам постархейских комплексов амфиболитовой фации и в 2 раза превышает таковую для архейских поясов (Флюидный режим метаморфизма, 1980). Всплеск водосодержания связывается с процессами, сопутствующими гранитизации земной коры, роль воды в которых главенствующая (Летников, 1988).

Изотопный состав углерода изучался в породах холодниканского и станового комплексов. P-T параметры метаморфизма для пород ХК несомненно более низкие по сравнению со становым (Александров, Авченко, 2002). Величины их, соответственно: $T = 550^{\circ}C$ и $600^{\circ}C$, $P = 5$ и 8 кбар. Протолиты станового комплекса более насыщены терригенными породами (Александров, 1999). Результаты изотопных анализов углерода разбиваются на две группы. В изотопно-легкую группу ($\delta^{13}C_{PDB}$ от -21.4 до -27.2‰) попадают большинство образцов станового комплекса, во вторую – изотопно-тяжелую ($\delta^{13}C_{PDB}$ от -13.6 ‰ до -7.2‰) - метавулканиты ХК. В первой группе углерод имеет биогенную или “коровую” природу, тогда как углерод второй группы - “мантийный”. Таким образом установлено влияние природы протолитов на фракционирование изотопов углерода.

ЧЕТВЕРТОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Исходные вулканогенно-осадочные стратифицированные образования холодниканского комплекса формировались в условиях рифта, возникшего в результате растяжения континентальной коры. Метаморфизм пород холодниканской структуры связан с коллизионной обстановкой тектоно-магматической активизации и синхронен с широко проявленным в данном регионе мантийно-коровым магматизмом.

В разрезе ХК установлен переход от коматиит-толеитовой и пикритовой серий к ИЩС. Эта закономерность и рассмотренные выше модели петрогенеза магм позволяют представить модель формирования протолитов. Декомпрессионное плавление поднимающегося мантийного вещества давало расплавы коматиит-толеитовой и пикритовой ассоциаций. Излияния этих расплавов на поверхность формировали нижнюю исходно вулканогенную толщу ХК, сложенную преимущественно вулканитами коматиит-толеитовой и пикритовой серий. Подъем геоизотерм и интрузии основных и ультраосновных магм обеспечили плавление корового материала. Составы расплавов от базитов до риолитов ИЩС были образованы вследствие частичного плавления различных пород фундамента южной части Алданского щита. По мере остывания мантийного плюма, пикритовый и коматиит-толеитовый магматизм затухают, а вулканизм известково-щелочного типа становится профилирующим. Одновременно происходило осадконакопление. Этот этап соответствует образованию протолитов верхней толщи ХК.

Геодинамические обстановки формирования ЗКП в настоящее время рассматриваются в рамках моделей двух групп: 1) моделей континентального рифтогенеза и 2) моделей, основанных на концепции тектоники плит. ЗКП - как производные рифтогенеза рассматривают многие авторы (Hunter, 1974; Грачев, Федоровский, 1980; Смолькин, 1997; Рыбаков и др., 1996; Куликов, Куликова, 1996 и др.). Другие исследователи поддерживают плитно-тектонические модели развития ЗКП (Минц, 1993; Божко, 1999; Сыстра, 2000; Condie, Baragar, 1974; Burke et al, 1978; Anhaeusser, 1973; Tarneu et al, 1986 и др). На мультиспайдерграмме метатолеитовые базальты ХК значительно отличаются от толеитовых базальтов MORB и островодужных (Альмухамедов и др., 1983). В то же время по этому признаку они близки толеитовым базальтам рифтовых систем: Африкано-Аравийской области (Магматические горные..., 1985) и отличаются от базальтов осевой зоны Красного моря (Альмухамедов и др., 1983). Это позволяет полагать, что формирование структуры ХЗКП происходило в условиях рифта, в котором растяжение континентальной коры не достигало условий Красноморского рифта (где на месте расколота континентальной коры была сформирована новообразованная океаническая). Геодинамическая типизация на основе дискриминантных функций (Великославинский, Глебовицкий, 2005) показывает принадлежность большинства составов холодниканских метатолеитов к полю (III) базальтов континентальных рифтов (рис. 7). Палеогеодинамическая обстановка формирования протолитов ХЗКП соответствовала условиям рифтогенеза на сиалической коре над мантийным плюмом. Излияния магм 2,41 млрд. лет назад происходили на гранулитовые породы архейского фундамента. Таким образом,

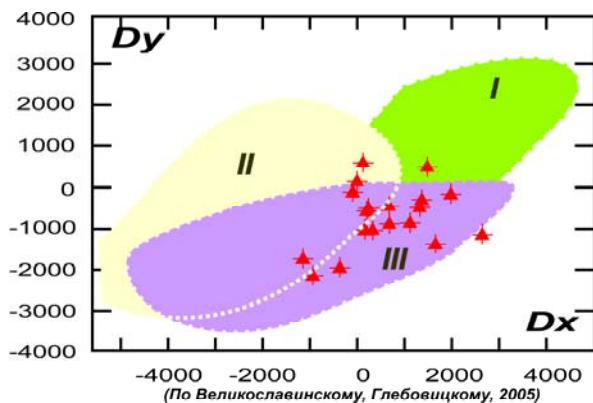
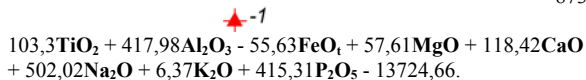
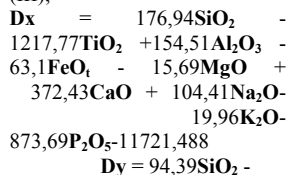


Рис. 7. Геодинамическая типизация метабазальтов холодниканского комплекса

Составы: 1- толеитовые базальты; поля тектонических обстановок: базальтов островных дуг (I), траппов (II), базальтов континентальных рифтов (III);



геодинамическая обстановка формирования структуры ХЗКП рассматривается как рифтогенная в условиях континента. Метаморфизм пород ХК осуществлялся в условиях коллизионной обстановки, сопровождавшейся широким проявлением гранитоидного магматизма 2 млрд лет назад (Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2002). На синхронность холодниканского метаморфизма с процессами, сопутствующими гранитизации указывают: 1- существенно водный состав флюида; 2- возрастные датировки (около 2 млрд лет) как процессов тектономагматической активизации в данном регионе (Донская и др., 2002; Пухтель, Журавлев, 1992; Бережная, 1988; Александров, Авченко, 2002; Ларин и др., 2002), так и событий холодниканского метаморфизма (Розен, 2002).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соответствует по содержанию основным защищаемым положениям.

СПИСОК ОСНОВНЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. С.Н. Лаврик. Петрохимия и исходная природа метаморфических пород Холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита // Информационные материалы VI Восточно-Сибирского петрографического совещания на тему: "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии". Иркутск, 1997 С. 59-60 г.
2. С.Н. Лаврик, Мишкин М.А. Условия метаморфизма и петрология метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита) // Черноморский региональный научно-практический центр школьного краеведения. Первая международная научная конференция "Вулканизм и биосфера". Туапсе, 1998. С. 58-59.
3. С.Н. Лаврик, Мишкин М.А. Метавулканиты Холодниканского зеленокаменного пояса южной окраины Алданского щита: происхождение и эволюция // Материалы докладов

- Второй Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых им. академика М. А. Усова "Проблемы геологии и освоения недр". Часть 1. Томск: Изд-во научно-технической литературы, 1998. С. 86-87.
4. **С.Н. Лаврик**, М.А.Мишкин. Геохимия и петрология метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита) // Материалы научной конференции "Актуальные вопросы геологии и географии Сибири", посвященной 120-летию Томского гос. университета, (в 4-х томах), том 3. Томск: Томский ун-т, 1998. С. 208-210.
 5. **С.Н. Лаврик**, Мишкин М.А. Геодинамика и петрология метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита) // Материалы II Всероссийского металлургического совещания: Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С.151.
 6. Г.М.Вовна, М.А.Мишкин, **С.Н. Лаврик**. Ранняя кора юга Алданского щита и геодинамическая модель ее формирования // Материалы IV Международной конференции "Новые данные в науках о Земле", секция геологическая. МГУ, 1999. С. 41.
 7. **С.Н. Лаврик**, М.А.Мишкин. Метаморфогенный флюид Холодниканского зеленокаменного пояса // Материалы XVIII Всероссийской молодежной конференции "Геология и геодинамика Евразии". Иркутск, ИЗК СО РАН, 1999. С. 23.
 8. **С.Н. Лаврик**. Параметры флюидного режима минералообразования в системе C-S-N-O-Cu-Fe // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Тезисы докл. междунар. симп., посвященного 100-летию академика Д.С. Коржинского. Москва, 1999. С. 98-99.
 9. **С.Н. Лаврик**, М.А. Мишкин, Д.З. Журавлев. Петрология и Sm-Nd изотопия Холодниканского зеленокаменного пояса южной части Алданского щита // Геодинамика и металлогения / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 126-135.
 10. **С.Н. Лаврик**, М.А. Мишкин, Д.З. Журавлев. Sm-Nd и Rb-Sr изотопная петрология метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса юга Алданского щита // Материалы XVI симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова, ГЕОХИ РАН, Москва, 2001. С.138.
 11. **С.Н. Лаврик**. Изотопная (C, Sm, Nd) эволюция метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса юга Алданского щита // Материалы XVI симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. Москва: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 137.
 12. **С.Н. Лаврик**, М.А. Мишкин. Раннепротерозойский плюмовый магматизм юга Алданского щита: изотопно-геохимическое обоснование // Материалы международной научной конференции: Рифты литосферы. VIII Чтения А. Н. Заварицкого. Екатеринбург, 2002. С. 128-131.
 13. **С.Н. Лаврик**, М.А. Мишкин, В.Г. Моисеенко, Д.З. Журавлев. Первые данные по Sm-Nd изотопной систематике метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса юга Алданского щита // Докл. РАН. 2002. Том 382. № 1. С. 1-4.
 14. **С.Н. Лаврик**. Докембрийский магматизм и геодинамическая эволюция Алдано-Становой зоны // Всероссийское совещание, посвященное 90-летию академика Н. А. Шило. Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 213-214.
 15. **С.Н. Лаврик**. Изотопия процессов корообразования и геодинамика Алдано-Становой области (Холодниканского зеленокаменного пояса) // Материалы VI Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле", секция геологическая. Москва. 2003. С. 187.
 16. О.В. Авченко, **С.Н. Лаврик**, И.А. Александров, Т.А. Веливецкая. Изотопная гетерогенность по углероду метаморфогенного флюида // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 368-371.

17. O.V. Avchenko, **S.N. Lavrik**, I.A. Aleksandrov, T.A. Velivetskaya The isotopic heterogeneity of carbon in metamorphic complexes. // Water-Rock Interaction. Proceedings of the Eleventh International Symposium on Water-Rock Interaction WRI-11, Saratoga Springs, New York, USA, 27 June – 2 July 2004.
18. **С.Н. Лаврик**. Изотопия углерода-13 в качестве критерия диагностики природы протолитов высокометаморфизованных вулканитов // Материалы VII Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле", секция геологическая. М., 2005. С. 37.
19. **С.Н. Лаврик**. Модельные режимы метаморфизма как репер реставрации тектонической эволюции структуры (Холодниканский зеленокаменный пояс) // Материалы Научной конференции «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия». Петрозаводск, 2005. С. 216 – 218.

ЛАВРИК Сергей Николаевич

**ХОЛОДНИКАНСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС
(АЛДАНСКИЙ ЩИТ): ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИС**

Автореферат диссертации

Отпечатано по оригинал-макету подготовленному соискателем,
минуя редподготовку.
Вне плана.

Подписано к печати 28.08.06 г.

Формат 60X84/16 Усл.-печ.л. 1,17. Тираж 100 экземпляров.

Дальневосточный геологический институт
690022, г.Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159