

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Российский фонд фундаментальных исследований
Межведомственный стратиграфический комитет

*VI Российская конференция по проблемам
геологии и геодинамики докембрия*

**Этапы формирования и развития протерозойской
земной коры: стратиграфия, метаморфизм,
магматизм, геодинамика**

22–24 октября 2019 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Свое издательство

Санкт-Петербург
2019

УДК 551.71:552.3.552.4
ББК 26.33
Э89

Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб: «Свое издательство», 2019, — 245 с.

ISBN

Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05- 20031).

Фотографии для обложки предоставлены:

И. К. Козаковым – Поверхность надвига в зоне сочленения пород палеоокеанического габбро-гипербазитового комплекса раннего неопротерозоя с энциалическим фундаментом Дзабханского микроконтинента.

А. В. Самсоновым – Дайка ферропикритов. Мыс Лицкий, Баренцево море.

© ИГГД РАН

© Свое издательство, 2019

Организаторы конференции

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии
и геохронологии докембрия РАН
Российский фонд фундаментальных исследований
Межведомственный стратиграфический комитет

Организационный комитет

Председатель: А. Б. Кузнецов, чл.-корр. РАН, ИГГД РАН

Зам. председателя: И. К. Козаков, д.г.-м.н., ИГГД РАН

Члены Оргкомитета:

Л. Я. Аранович, чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН
Н. А. Божко, д.г.-м.н., МГУ
А. Б. Вревский, д.г.-м.н., ИГГД РАН
Д. П. Гладкочуб, чл.-корр. РАН, ИЗК СО РАН
И. М. Горохов, д.г.-м.н., ИГГД РАН
К. Е. Дегтярев, чл.-корр. РАН, ГИН РАН
А. Н. Диденко, чл.-корр. РАН, ИТиГ ДВО РАН
Т. В. Каулина, д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН
А. Б. Котов, д.г.-м.н., ИГГД РАН
Н. Б. Кузнецов, д.г.-м.н., ГИН РАН
С. Б. Лобач-Жученко, д.г.-м.н., ИГГД РАН
А. В. Самсонов, чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН
Е. В. Скляр, чл.-корр. РАН, ИЗК СО РАН
А. И. Слабунов, д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН
А. К. Худолей, д.г.-м.н., СПбГУ
В. В. Ярмолюк, академик РАН, ИГЕМ РАН

Ученый секретарь Организационного комитета:

Ю. В. Плоткина, к.г.-м.н., ИГГД РАН

Содержание

<i>И.А. Абдрахманов, Н.В. Боровков, Ю.Л. Гульбин, Е.В. Михальский</i> ГРАНУЛИТЫ ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА: МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА	13
<i>П.Я. Азимов, А.И. Слабунов, Н.С. Серебряков</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ: УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ	16
<i>Н.Л. Алексеев, И.А. Каменев, Е.В. Михальский</i> ФОРМИРОВАНИЕ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРЕЙНА ФИЛЛА (ОСТРОВА РЁУЕР).	18
<i>А.А. Андреев, Е.Ю. Рыцк</i> НЮРУНДУКАНСКИЙ КОМПЛЕКС (КИЧЕРСКАЯ ЗОНА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ И ВОЗРАСТ	21
<i>Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, Ю.С. Егорова, Г.А. Кучеровский</i> ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ИСТОЧНИКОВ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ НЕОАРХЕЯ К ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ В КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ	23
<i>А.А. Арзамасцев, С.В. Егорова, К.Г. Ерофеева, А.В. Самсонов, А.В. Степанова, П.К. Скуфьин, В.В. Чащин, Ю.О. Ларионова, Р.В. Веселовский</i> КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗРЕЗАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР (ПЕЧЕНГА И ИМАНДРА-ВАРЗУГА) СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ	26
<i>Г.В. Артеменко, Л.В. Шумлянский, А.В. Мартынюк</i> НЕОАРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЫСОКОПОЛЬСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)	28
<i>Б.Ю. Астафьев, О.А. Воинова, С.Г. Скублов</i> РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПРОЯВЛЕНИЙ)	32
<i>И.И. Бабарина, А.В. Степанова, П.Я. Азимов</i> МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ЮЗ ФОРЛАНДА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА	34
<i>М.М. Богина, Е.В. Шарков, В.Л. Злобин, А.В. Чистяков</i> ЯГУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	36
<i>Е.С. Богомолов, В.К. Кузьмин, В.М. Саватенков, Н.А. Сергеева, Л.А. Копытченко, А.В. Мезенцева, Л.К. Левский</i> ИЗОТОПНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ОХОТСКОГО МАССИВА	39
<i>Н.А. Божко</i> СУПЕРКОНТИНЕНТЫ ПРОТЕРОЗОЯ	41
<i>Н.В. Боровков, М.Ю. Корешкова, Г.Л. Лейченко</i> ОРТОПИРОКСЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ.	44
<i>И.М. Васильева, Г.В. Овчинникова, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова, С.Б. Фелицын</i> РВ-РВ ВОЗРАСТ ПЕЛЛЕТОВЫХ ФОСФОРИТОВ МАЛОГО КАРАТАУ (КАЗАХСТАН)	47

<i>Г.Д. Волкова, А.А. Носова, Е.В. Юткина, Л.В. Сазонова, О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, А.Н. Ларионов</i> ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОМЕНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА САРМАТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА	49
<i>А.Н. Глухов</i> РАЗЛИЧИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА ЭПИКРАТОННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ НА ПРИМЕРЕ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ И ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)	52
<i>А.Н. Глухов</i> ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРОТЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)	54
<i>И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, А.Ю. Крамчанинов</i> КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ЧЕХЛА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ: ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ОКЕАНЕ НА ПРОТЯЖЕНИИ МИЛЛИАРДА ЛЕТ	57
<i>Д.А. Горшков, М.С. Кучеря, В.С. Парасына</i> МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ РИФЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ И ЕЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ С РАЗРЕЗАМИ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	60
<i>Ю.Л. Гульбин, Е.В. Михальский</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРОВИНЦИИ РУКЕР, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА	63
<i>Е.А. Гурина, Т.А. Мыскова, А.Б. Вревский, П.А. Львов</i> U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ (SIMS) ИЗ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА РИФТОВОЙ СТРУКТУРЫ ИМАНДРА-ВАРЗУГА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)	65
<i>К.А. Докукина, А.Н. Конилов, К.В. Ван, Т.Б. Баянова, В.С. Шешуков, В.Б. Хубанов, Т.И. Голованова</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ С ВОЗРАСТОМ ~ 2.45 МЛРД ЛЕТ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ	68
<i>С.В. Егорова, А.В. Степанова, Е.Б. Сальникова, Ю.О. Ларионова, А.А. Арзамасцев, А.В. Самсонов, Р.В. Веселовский</i> ДАЙКИ БАЗИТОВ С ВОЗРАСТОМ 2.5 МЛРД ЛЕТ КОЛЬСКОГО И МУРМАНСКОГО БЛОКОВ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ: СОСТАВ, ПЕТРОЛОГИЯ И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ	71
<i>Л.П. Заборовская, В.Г. Яценко, В.В. Покалюк, С.П. Лашко</i> ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ШУНГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА	74
<i>Т.С. Зайцева, А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, Т.А. Ивановская, Т.Л. Турченко</i> ГЛОБУЛЯРНЫЕ И ТОНКОДИСПЕРСНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА: НОВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	77
<i>В.И. Иващенко</i> РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ	80
<i>Т.В. Каулина, А.А. Аведисян, В.Л. Ильченко</i> СОСТАВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ИЗ ПОРОД ЛИЦЕВСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА В ИНТЕРВАЛЕ 1.8–0.4 МЛРД ЛЕТ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)	83

<i>Е.В. Кислов, В.С. Каменецкий, В.В. Вантеев</i> ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ МАССИВ: ГЕНЕЗИС ХРОМИТИТОВ.....	86
<i>Е.В. Кислов, В.С. Каменецкий, В.В. Вантеев, А.В. Малышев</i> МАРИНКИН ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ (СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА): РЕГЕНЕРАЦИЯ ДУНИТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ХРОМИТИТОВ.....	88
<i>В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, А.Б. Кузнецов, К.-L. Wang, S.-L. Chung</i> ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОЛОКИТСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА.....	91
<i>В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, Б.М. Гороховский, Ю.В. Плоткина, А.М. Федосеев, С.Д. Великославинский</i> ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ «ХИМИЧЕСКОЙ АБРАЗИИ» ДЛЯ U-TN-RV LA-ICP-MS ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД УДОКАНСКОЙ СЕРИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА)	93
<i>В.П. Ковач, И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова, Ю.В. Плоткина, К.-L. Wang, Е.В. Толмачева, S.-L. Chung, H.-Y. Lee</i> ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЗАБХАНСКОГО И СОНГИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	96
<i>И.К. Козаков, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.Н. Диденко</i> НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП КООРДОБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РАНЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	98
<i>И.К. Козаков, В.П. Ковач, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан</i> НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА БОГДОИНГОЛЬСКОГО БЛОКА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА РАНЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	101
<i>П.С. Козлов, И.И. Лиханов, Ю.Ф. Филиппов, А.Д. Ножкин</i> ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ В ИНТ. 1.4–0.57 МЛРД ЛЕТ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ).....	103
<i>В.М. Козловский, В.В. Травин, Е.Б. Курдюков</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА.....	105
<i>Н.И. Кондрашова, П.В. Медведев</i> К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА ЯТУЛИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (Р-ОН ГИРВАС)	108
<i>А.Н. Конилов, Т.Б. Баянова, В.И. Пожиленко, К.В. Ван, Т.И. Голованова, О.И. Окина</i> ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ ГОРЫ КУРОПАЧЬЕЙ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА).....	110
<i>Б.Б. Кочнев, А.Б. Кузнецов, Д.Р. Ситкина, А.Ю. Крамчанинов</i> СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (С УЧЕТОМ НОВЫХ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО РАЗРЕЗУ ХАРАУЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ).....	113
<i>А.Б. Кузнецов, М.С. Скрипников, Л.И. Ветлужских, О.К. Каурова</i> SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ УДИНО-ВИТИМСКАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	116

<i>Н.Б. Кузнецов, А.А. Колесникова, Т.В. Романюк, Д.В. Московский, В.В. Марусин, Б.Г. Покровский, А.В. Шаццло, С.В. Рудько, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов</i> ВОЗРАСТ ИРКУТСКОЙ СВИТЫ МОТСКОЙ СЕРИИ (ИРКУТСКОЙ ПРИСАЯНЬЕ) НА ОСНОВАНИИ ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ, БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ	119
<i>О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, Н.В. Глаз</i> К ВОПРОСУ О БОРТНИКОВСКОЙ СВИТЕ СРЕДНЕГО РИФЕЯ БЕЛАРУСИ	122
<i>О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, А.Б. Кузнецов, Л.В. Шумлянский, Е.Ю. Голубкова², Т.С.Зайцева², С.С. Манкевич</i> АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ РИФЕЯ И ВЕНДА ВОЛЫНО-ОРШАНСКОГО ПАЛЕОАВЛАКОГЕНА ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	125
<i>Е.Л. Кунакузин, Е.С. Борисенко, П.А. Серов, Д.В. Елизаров, Т.Б. Баянова, Л.И. Нерович</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОЙПИШНЮН, МАССИВ МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)	128
<i>А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.Д. Великославинский</i> ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮЖНОМ СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА	131
<i>Т.В. Литвинова</i> РОЛЬ БИОГЕННЫХ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ КАРЕЛИИ	134
<i>И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В РАМКАХ КОНЦЕПЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛОВ.....	137
<i>А.В. Маслов, М.В. Червяковская, Э.З. Гареев, С.Г. Ковалев, В.Н. Подковыров</i> ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА: ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И SM-ND СИСТЕМАТИКИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД.....	140
<i>П.В. Медведев, Н.И. Кондрашова</i> ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ	142
<i>Е.В. Михальский</i> ДОКЕМБРИЙ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАСШТАБА 1:5000 000.....	145
<i>Е.В. Михальский</i> ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ В ПРОТЕРОЗОЕ	147
<i>Ю.А. Морозов, А.Л. Кулаковский, М.А. Матвеев, А.И. Смутьская</i> ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА ЭСКОЛА – МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?.....	150
<i>Д.В. Московский, Т.В. Романюк, А.М.Никишин, Н.Б. Кузнецов, А.А. Колесникова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов</i> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ТОЛЩ ГОРНОГО КРЫМА	153

<i>Л.П. Никитина, М.С. Бабушкина, А.Г. Гончаров, Е.С.Богомолв, Б.В. Беляцкий, Р.Ш.Крымский, В.С.Приходько</i> HFSE, REE И ND-SR-OS СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ МАНТИИ В АРХЕЕ	156
<i>А.А Носова, А.А. Возняк, К.А. Савко, Л.В. Шумлянский, С.В Богданова</i> НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: СВЯЗЬ С ТИМАНСКИМ ОРОГЕНЕЗОМ И ЭВОЛЮЦИЕЙ ОКЕАНА ЯПЕТУС.....	159
<i>Р.О. Овчинников</i> ВОЗРАСТ, ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ПРОТОЛИТА, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БИОТИТОВЫХ, ДВУСЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА	162
<i>Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин</i> ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ НА УРАЛЕ	164
<i>П.Ю. Петров, Т.С. Зайцева, Т.А. Ивановская, Г.В. Константинова</i> НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЛАУКОНИТУ, ПОДТВЕРЖДАЮЩИЕ НИЖНЕРИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ УСТЬ-ИЛЬИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)	167
<i>П.Ю. Петров, Н.Г. Воробьева</i> АКАНТОМОРФНАЯ ПАЛИНОФЛОРА БАРАКУНСКОЙ СВИТЫ И СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ВЕНДА УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ.....	169
<i>В.Н. Подковыров, В.П. Ковач, Л.Н. Котова</i> КОРОВЬЕ ИСТОЧНИКИ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА ВЕНДА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И SM-ND ДАННЫЕ	172
<i>В.В. Покалюк</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КРИВОРОЖСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА	175
<i>Н.В. Попов, И.И. Лиханов, К.А. Савко</i> ПОСОЛЬНЕНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ, ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ:ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ	177
<i>А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина</i> ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПОЛОЖЕНИЕМ БАЛТИКИ В СТРУКТУРАХ КОЛУМБИИ И РОДИНИИ.....	180
<i>Н.Г. Ризванова, А.М. Ларин</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЙ ПОЯС) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-RV ДАТИРОВАНИЯ КАССИТЕРИТОВ	182
<i>Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, С.В. Рудько, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, Д.В. Московский</i> ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА ЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ГОРНОГО КРЫМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-RV ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ.....	184
<i>С.В. Рудько, А.Б. Кузнецов, Д.Р. Ситкина</i> ВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ RV-RV ИЗОХРОННОГО ДАТИРОВАНИЯ БАРАКУНСКОЙ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ НА ЮГЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ.....	187

<i>Е.Ю. Рыцк</i> ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ).....	189
<i>Е.Ю. Рыцк, А.А. Андреев, Е.С. Богомолов, Ю.М. Лебедева</i> ИЗОТОПНЫЕ (SM-ND) ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОЛОКИТО-МАМСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ИСТОЧНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ	192
<i>К.А. Савко, А.В. Самсонов, М.Ю. Овчинникова</i> КРАТОНЫ САРМАТИЯ И САН-ФРАНЦИСКО ПРОПУЩЕННЫЕ ФРАГМЕНТЫ СУПЕРКРАТОНА ВААЛБАРА: ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ	194
<i>К.А. Савко, Н.Ю. Холина, А.В. Самсонов, Е.Х. Кориш, А.Н. Ларионов</i> ВНУТРИПЛИТНЫЕ ГРАНИТЫ АТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ	196
<i>А.В. Самсонов, А.В. Степанова, А.А. Арзамасцев, Е.Б. Сальникова, Ю.О. Ларионова, А.Н. Ларионов, С.В. Егорова</i> КРУПНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ 1980 МЛН ЛЕТ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ: ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ	198
<i>О.Г. Сафонов, Д.Д. ван Ринен, Х. М. Раджеши, Г.А. Белянин, Н.Е. Селютин, М.А. Голунова</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (~2.0 МЛРД. ЛЕТ) ФЛЮИДНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И МАГМАТИЗМ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР	201
<i>Н.Д. Сергеева, В.Н. Пучков</i> СВОДНЫЙ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ	203
<i>С.Г. Скублов, А.В. Березин, А.Е. Мельник¹, С.-Х. Ли, Ч.-Л. Ли, Д. Рубатто, Д. Херварти</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	208
<i>А.И. Слабунов</i> АРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРОГЕНЫ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ИХ ФОРМИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА).....	210
<i>А.И. Слабунов, В.К. Сингх</i> ГИГАНТСКИЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ И РИФТОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ – ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРАТОНОВ СЕВЕРНОЙ ИНДИИ.....	213
<i>В.Ф. Смолькин, С.В. Межеловская, А.Д. Межеловский</i> ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ АНАЛИЗОВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА	216
<i>А.В. Степанова, С.В. Егорова, И.И. Бабарина, П.Я. Азимов, В.С. Степанов, А.Н. Ларионов</i> ИНТРУЗИВНЫЕ БАЗИТЫ С ВОЗРАСТОМ 2.22 МЛРД ЛЕТ В БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА – ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	219
<i>А.В. Степанова, А.В. Самсонов, Е.Б. Сальникова, А.А. Арзамасцев, С.В. Егорова, Р.В. Веселовский, Ю.О. Ларионова, К.Г. Ерофеева, М.В. Стифеева</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ КАРЕЛЬСКОЙ И КОЛЬСКО-МУРМАНСКОЙ ПРОВИНЦИЙ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, КОРРЕЛЯЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	221
<i>М.В. Стифеева, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, М.М. Подольская, М.О. Аносова, И.М. Пейчева, Е.В. Адамская</i>	

U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНАТОВ ИЗ ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА	223
<i>В.П. Сухоруков, О.М. Туркина</i>	
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНА В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МИГМАТИТАХ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ).....	225
<i>Р.А. Терентьев, К.А. Савко</i>	
ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ОРОГЕНЕЗА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ САРМАТСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА	228
<i>Е.Н. Терехов, А.С. Балугев</i>	
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВИИ (В АСПЕКТЕ ПРОБЛЕМЫ СООТНОШЕНИЯ ФУНДАМЕНТ-ЧЕХОЛ)	231
<i>Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина, П.А. Львов</i>	
К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ЧАРОДОКАНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОИДОВ (ОЛЕКМИНСКАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА)	234
<i>В.В. Травин, В.М. Козловский, Е.Б. Курдюков</i>	
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ. ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ.....	236
<i>С.В. Цыбуляев, К.А. Савко</i>	
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ТИМСКОЙ СВИТЫ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ	238
<i>Е.В. Шарков, М.М. Богина</i>	
КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ВНУТРЕННЕМ РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ.....	241
<i>А.В. Юрченко, Ш.К. Балтыбаев, С.Б. Лобач-Жученко, В.В. Балаганский, О.Л. Галанкина</i>	
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ	244

ГРАНУЛИТЫ ОАЗИСА БАНГЕРА,
ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА:
МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ
И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

И.А. Абдрахманов¹, Н.В. Боровков², Ю.Л. Гульбин¹, Е.В. Михальский²

¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: ilnur_01_95@mail.ru

²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

Оазис Бангера представляет собой узкую полосу суши, свободной ото льда, тянущуюся вдоль антарктического побережья в районе Земли Уилкса. Геологическое строение этой территории изучалось советскими и австралийскими геологами [1, 8]. Она сложена крупными телами тоналитовых ортогнейсов, выступающих частью метаморфической толщи, в состав которой входят гранат-силлиманит-кордиеритовые парагнейсы со шпинелью, интенсивно мигматизированные и переслаивающиеся с мафическими гранулитами. Метаморфическая толща пространственно ассоциирована с позднемезопротерозойскими плутонами габбро и пироксеновых гранитоидов (чарнокитов). По данным U–Pb датирования сингенетичного циркона, магматический протолит ортогнейсов сформировался в интервале 1700–1500 Ма назад, тогда как внедрение плутонов имело место на рубеже 1170–1150 Ма [6]. Возраст метаморфизма, по данным *in situ* U–Pb датирования монацита из парагнейсов, составляет 1240–1150 Ма [9] и близко совпадает с возрастом становления орогенного пояса Олбани–Фрээр (юго-западная Австралия) в ходе формирования суперконтинента Родиния.

В докладе приводятся данные минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования минеральных парагенезисов, характерных для гранулитов. в основу исследования положены образцы метаморфических пород, собранные в ходе САЭ 1956–57 гг. Один из них, выбранный для детального изучения (обр. 651а, полуостров Крылатый), сложен Qz-Kfs-Grt-Sil-Crd-Bt ассоциацией и не содержит плагиоклаза из-за низкого содержания СаО в породе. Среди перечисленных минералов наиболее ранними являются гранат ($Alm_{0.69-0.71}Ru_{0.29-0.27}$) и силлиманит, частично замещенные биотит-кордиеритовыми симплектитами. Калиевый полевой шпат представлен мезопертитом и образует каемки вокруг зерен граната, силлиманита и кордиерита. Биотит отличается повышенной титанистостью (TiO_2 до 6 мас.%). Рудные минералы представлены включениями зеленой шпинели [$Hc_{0.52-0.65}$ с примесями ZnO (4.5–7.7 мас.%) и Cr_2O_3 (0.3–7.8 мас.%) в гранате, кордиерите и калиевом полевоом шпате и ильменитом, находящемся в тесном срастании с рутилом.

Моделирование выполнялось в системе NCKFMASH с помощью программы Theriak/Domino [3] на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d [5, с изменениями]. в ходе моделирования специальное внимание уделялось оценке активности воды. Интервал возможных активностей был ограничен неравенством $a_{H_2O} < 0.2$ с учетом того, что в более водонасыщенных системах из модельных парагенезисов исчезает шпинель, присутствующая в образце. По результатам моделирования была построена *P-T* траектория (рис. 1), закрученная по часовой стрелке, которая берет начало в поле устойчивости рутила (> 9 кбар) и демонстрирует снижение давления до 6 кбар. Температурный интервал декомпрессии составляет 850–950 °С, она могла протекать на фоне роста температуры, либо в условиях, близких к изотермическим. Подобная форма траектории вытекает из предположения,

что на ранней стадии метаморфизма в изучаемой породе имела место равновесная ассоциация Grt-Sil-Kfs-Qz-Rt-Ilm. в результате падения давления рутил замещался ильменитом и начинал кристаллизоваться герцинит.

На второй стадии, в результате изобарического нагрева при давлении 5–6.5 кбар и температуре > 870 °С стабилизировалась ассоциация Grt-Crd-Sp-Qz-Ilm и порода испытала частичное плавление. Рост кристаллов граната в ходе нагрева способствовал захвату ими включений шпинели. На третьей стадии произошло изобарическое охлаждение до температуры 750–800 °С. При этой температуре были уравновешены гранат и кордиерит. Признаками равновесия выступают: (1) пересечение изоплет содержаний альмандинового, пиропового и Mg-кордиеритового миналов, соответствующих наблюдаемым составам граната и кордиерита, в области 750–800 °С, 5 кбар, и (2) показания Grt-Crd геотермометра [2], изменяющиеся в пределах от 700 до 770 °С при 5 кбар. с учетом показаний «Ti-в-биотите» геотермометра [4], в сходных условиях (740–770 °С) стабилизировался высокотитанистый биотит, что свидетельствует о возрастании активности воды на ретроградной стадии.

Помимо данных моделирования, о высокой пиковой температуре метаморфизма (до 900 и более °С) свидетельствуют состав реинтегрированного плагиоклаза из изученных образцов парагнейсов ($Or_{14}Ab_{60}An_{26}$) и высокое содержание Al_2O_3 в ортопироксене из мафических гранулитов (6.9–7.4 мас.%). Подобные температурные условия в сочетании с пост-пиковой декомпрессией указывают на коллизионную природу тектоно-термального события, с которым был связан гранулитовый метаморфизм.

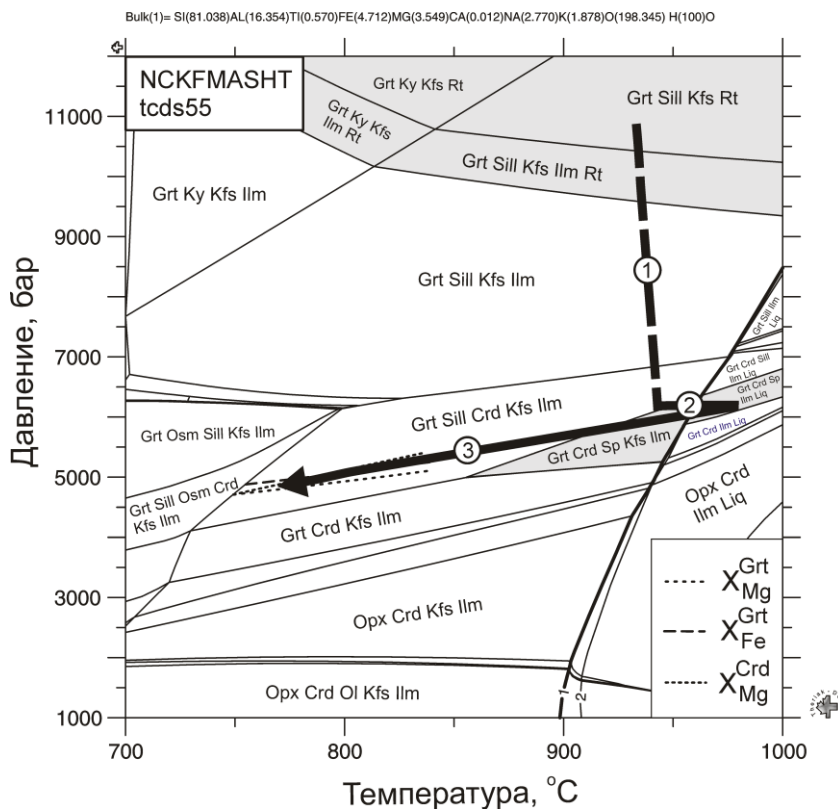


Рис. 1. Изохимическая диаграмма для обр. 651а построенная при условии $a_{H_2O} = 0.12$. Кварц в избытке. Серым цветом залиты поля устойчивости рутила и шпинели. Жирным выделена линия солидуса.

1. Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды М.: Недра, 1965. 470 с.
 2. Bhattacharya A. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 94. P. 387–394.
 3. de Capitani, C., Petrakakis K. // *Amer. Miner.* 2010. V. 95. P. 1006–1016.
 4. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. // *Amer. Miner.* 2005. V. 90. P. 316–238.
 5. Holland T.J.B., Powell R. // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–344.
 6. Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G. // *Chem. Geol.* 1992. V. 97. P. 163–198.
 7. Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P. // *AGSO Bull.* 1995. No. 244. P. 1–136.
 8. Stüve K., Willson C.J.L. // *J. Struct. Geol.* 1990. V. 12. P. 767–783.
 9. Tucker N.M., Hand M. // *Antarctic Science.* 2016. V. 28. P. 487–503.
-

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ: УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ

П.Я. Азимов¹, А.И. Слабунов², Н.С. Серебряков³

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

E-mail: pavel.azimov@mail.ru

² *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

³ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

Породы Беломорской провинции (БП) Фенноскандии подверглись метаморфическим преобразованиям в архее (AR) и палеопротерозое (PR₁) [1]. Впервые процессы позднепалеопротерозойского ультраметаморфизма в Беломорье были выявлены В.А. Глебовицким и И.С. Седовой [2]. Позднее были установлены и другие примеры PR₁ мигматизации [3,4]. Полученные нами за последние годы данные позволяют оценить условия и преобладающие механизмы частичного плавления основных пород БП в позднем PR₁. в частности, для выявления условий PR₁ ультраметаморфизма могут быть использованы метаморфизованные интрузии PR₁ базитов [1,5]. в этом случае возраст мигматитов можно оценить по геологическим данным, без изотопного датирования [2].

Среди PR₁ базитов Беломорья преобладают породы комплексов лерцолитов-габброноритов и феррогаббро [5]. Естественно, из пород комплекса лерцолитов-габброноритов в коровых условиях мигматизируются только основные породы. В.А. Глебовицкий и И.С. Седова наблюдали мигматизацию габброноритов массива Толстик [2]. Мы обнаружили анатексис метагабброноритов на о. Сыроватка, Хенной, Кий (Белое море), в Юдомнаволоцком интрузиве (губа Домашняя) и в районе пос. Чкаловский. в метагабброноритах с парагенезисами высокобарной гранулитовой фации парциальное плавление отсутствует или развито незначительно, но встречается в полностью амфиболитизированных метагабброноритах, хотя и там оно распространено достаточно локально. Мигматизация апогабброноритовых амфиболитов происходила при $\leq 720^\circ\text{C}$ и практически не сопровождалась появлением граната. в метагабброноритах БП парциальное плавление происходило при избытке водного флюида, с которым связана и сама их интенсивная амфиболитизация.

Другой комплекс PR₁ базитов БП, подвергающихся парциальному плавлению, — феррогаббро — чаще всего внедрялся в виде даек, но иногда образовывал и небольшие массивы, обычно тектонизированные [6]. Мы изучили последовательность мигматизации в одном из таких массивов на Верхне-Пулонгском озере. Наиболее ранние мигматиты (?) развиты среди массивных метагаббро, сохраняющих габбровую структуру, но сложенных пиковым парагенезисом, отвечающим PT-условиям высокобарной гранулитовой фации (Cpx + Grt + Pl + Qtz + Hbl). в таких метагаббро изредка отмечаются небольшие (мощностью первые см) жилки, сходные с лейкосомами, но сложенные Qtz + Grt и окружённые Grt-Cpx оторочками (меланосомами). Определение PT-условий образования этих жил затруднено сильными ретроградными преобразованиями метагаббро, но, видимо, их можно соотнести с условиями метаморфизма самих метагаббро (800–870°C и 15–19 кбар). Вероятно, минеральный состав жил объясняется плавлением метагаббро в условиях высоких давлений (Pl появляется в них как ретроградный минерал). Никаких признаков метасоматической природы этих жил не встречено. Следующий этап парциального плавления приводит к образованию среди метагаббро жильных лейкосом с парагенезисом Pl + Qtz + Cpx + Grt ± Vt ± Hbl, также формирующихся в условиях высокобарной гранулитовой фации (750–820°C и 12–16 кбар). Количество таких жил невелико. Они тоже подвергаются ретроградным преобразованиям.

Интенсивное плавление метаферрогаббро происходит, когда они уже полностью амфиболитизированы. в таких амфиболитах, богатых гранатом, различимы две генерации мигматитов: «диффузные» мигматиты с лейкосомами в объёме амфиболита, и мигматиты с обособленными жильными лейкосомами, часто окружёнными отчётливыми меланосомами. Вторые мигматиты формируются в условиях сдвиговых деформаций, облегчающих миграцию расплава. Для обоих типов мигматитов характерны парагенезисы $Hbl + Pl + Grt + Qtz \pm Vt \pm Crx$, а термобарометрия указывает на их образование в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации (650–750°C, 8–12 кбар). Grt, как правило, не связан с лейкосомами. Как и в метагабброноритах, мигматизация преимущественно происходила по механизму водонасыщенного парциального плавления.

В амфиболитах серякского типа (Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс) тоже выделяются ранние жилы Grt-Qtz состава, поведение которых аналогично жилам лейкосом, и более поздние лейкосомы тоналитового состава — «диффузные» и жильные, морфологически подобные лейкосомам в апоферрогаббровых амфиболитах. Поздние жильные лейкосомы имеют тоналитовый состав, иногда содержат Grt, Vt и/или Hbl. Обычно они окружены оторочками меланосом. Установить РТ-условия образования ранних (Grt-Qtz) жил не удалось, а поздние жильные лейкосомы образуются в условиях нижней части гранулитовой фации и высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (650–830°C, 9–15 кбар). PR_1 возраст этих мигматитов подтверждён результатами U-Pb датирования [3]. Наиболее интенсивная мигматизация происходит, как и в PR_1 метагаббро, в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации в присутствии избытка водного флюида.

Амфиболиты различного состава среди глинозёмистых гнейсов Чупинского пояса также подвергаются интенсивной мигматизации. в них может наблюдаться как «диффузная» мигматизация, так и жильные лейкосомы, в том числе с оторочками меланосом. Но только в таких амфиболитах иногда встречается перитектический гранат, образование которого связано с дегидратационным парциальным плавлением амфиболитов. Термобарометрия этих амфиболитов показывает, что и их плавление происходило преимущественно в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (650–750°C, 9–14 кбар).

Таким образом, позднепалеопротерозойская Кольско-Лапландская орогения в Беломорской провинции сопровождалась парциальным плавлением, которое происходило в послепиковых условиях, во время ретроградных преобразований (преимущественно в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений). Преобладающий механизм мигматизации метабазитов в это время — парциальное плавление в условиях избытка водного флюида, приводившего также к гидратации (амфиболитизации) палеопротерозойских метагаббро. Незначительное плавление в некоторых метагаббро происходило и в околопиковых условиях (в высокобарной гранулитовой фации), но объём образовавшегося расплава был невелик. Дегидратационное парциальное плавление метабазитов в ходе позднепалеопротерозойского ультраметаморфизма происходило редко и обнаружено только в некоторых амфиболитах Чупинского парагнейсового пояса.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00265.

1. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 711 с.
2. Глебовицкий В.А., Седова И.С // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 1. С. 62–66.
3. Слабунов А.И. и др. // Докл. РАН. 2016. Т. 467, № 1. С. 71–74.
4. Скублов С.Г. и др. // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.
5. Stepanova A., Stepanov V. // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 602–616.
6. Бабарина И.И. и др. // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

ФОРМИРОВАНИЕ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРЕЙНА ФИЛЛА (ОСТРОВА РЁУЕР).

*Н.Л. Алексеев*¹, *И.А. Каменев*², *Е.В. Михальский*³

¹ ФГБУ «Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия

E-mail: nikola.alekseev@gmail.com

² АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ),
Санкт-Петербург, Россия

³ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

В современном представлении Восточная Антарктида включает в себя фрагменты раннедокембрийских кратонов, разделенных мезопротерозойским Круговым Восточно-Антарктическим мобильным поясом, к которому относится и провинция Рейнер. В последнее время, в её составе выделяются участки, испытавшие активную тектоно-термальную активизацию в Пан-Африканское время. Это привело к заключению, что раннедокембрийские и мезопротерозойские комплексы были соединены только в Пан-Африканскую коллизию 510–540 млн. лет назад в процессе финальной аккреции восточной Гондваны. Острова Рёуер состоят из метаморфизованных в гранулитовой фации ортогнейсов и супракрустальных пород. Эта территория рассматривается как провинция Рёуер. Она включает в себя как протерозойские, так и архейские фрагменты коры. Последние были выделены в архейский террейн Мазе [1], в котором преобладают тоналитовые ортогнейсы с возрастом протолита более 3270 млн. лет и 2820–2800 млн. лет [2]. Они окружают метаосадочные породы и гранат-содержащие гранулиты основного состава, известные под названием парагнейсов Мазе. Протерозойские образования тектонически чередуются с архейскими ортогнейсами на юго-востоке провинции и резко преобладают или практически полностью слагают её северо-западную часть, которая рассматривается как мезо-неопротерозойский террейн Филла.

Террейн Филла включает в себя метаморфизованные в гранулитовой фации ортогнейсы и вулканогенно-осадочные породы комплекса Филла, представленные метабазитами, гранат-биотитовыми сланцами и глиноземистыми гнейсами. Ортогнейсы включают в себя две устойчивые ассоциации пород: гранит-гранодиорит-плагиогранитовую и габбронорит-диоритовую, а также интрузивные тела порфириовидных гранодиоритов, диоритов и чарнокитов.

Полученные новые изотопные данные указывают, что протолит кристаллических сланцев основного состава комплекса Филла образовался около 1500 млн. лет назад. Присутствие ксеногенных зерен циркона с возрастом в диапазоне 1780–1600 млн. лет говорит о влиянии палеопротерозойской коры. Однако, относительно высокие значения параметра $\epsilon_{Nd}(1.5) = 2.8-4.5$ позволяют предполагать примитивный характер мантийного источника и ограниченное влияние коровой контаминации. Мантийные источники пород различались между собой: мантия типа E-MORB, модифицированная надсубдукционными процессами мантия и мантия типа OIB. На диаграммах нормированных содержаний микроэлементов ~~отвечают~~ базиты комплекса Филла отвечают базальтоидам океанических плато, континентальных магматических дуг и океанических островов (OIB), соответственно.

В террейне Филла выделяется как минимум, три периода тектоно-термальной активизации: среднепротерозойский в интервале времени 1408–1320 млн. лет, мезо-неопротерозойский в интервале 1161–886 млн. лет и раннекембрийский в интервале 536–504 млн. лет. Первый период по времени коррелируется с Фишерской фазой

тектогенеза в провинции Рейнер. Он сопровождался достаточно интенсивным кислым магматизмом, приведшим к внедрению протолитов гранат-биотитовых и ортопироксен-содержащих гранито-гнейсов, которые по особенностям химического состава можно отнести к гранитоидам I-типа. Гранитоиды характеризуются умеренной или высокой степенью фракционирования РЗЭ с обеднением тяжелыми РЗЭ. в них отмечается как положительная, так и отрицательная Eu аномалия, что говорит о разных условиях фракционирования исходных расплавов. По соотношениям Rb-(Nb+Y) и Nb-Y они соответствуют гранитам вулканических дуг. Некоторые черты химизма гранат-биотитовых ортогнейсов позволяют предполагать участие осадочных пород в формировании их протолита.

Интервал времени 1161–886 млн. лет соответствует Биверской фазе тектонотермальной активности провинции Рейнер. в террейне Филла он может быть разделен на два эпизода с возрастом 1139–1108 млн. лет и 1040–900 млн. лет. Первый эпизод интерпретируется как интенсивный рост коры за счет гранитоидного, а возможно и мантийного магматизма, приведшего к внедрению интрузий гранит-гранодиорит-плагиогранитовой и габбронорит-диоритовой ассоциаций. По особенностям химического состава гранитоиды относятся к I-типу. Для всех для них характерна умеренная или высокая степень фракционирования РЗЭ с обеднением тяжелыми РЗЭ. Плагиограниты, в отличие от остальных пород ассоциации, характеризуются положительной Eu аномалией и максимальной отрицательной Nb аномалией. По соотношениям Rb-(Nb+Y) и Nb-Y гранодиориты располагаются на границе гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов, а тоналиты и плагиограниты соответствуют гранитам вулканических дуг.

Интервал 1014–886 млн. лет рассматривается как эпизод тектонотермальной переработки коры террейна Филла, сопровождавшийся интенсивными деформациями, высокотемпературным метаморфизмом пород и внедрением интрузий порфиридных гранитоидов. По химическому составу они соответствуют гранодиоритам и кварцевым диоритам и могут быть отнесены к гранитоидам I-типа. в ряде случаев, в них наблюдается слабо фракционированный характер распределения тяжелых РЗЭ. На диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+Nb) составы гранитоидов соответствуют гранитам вулканических дуг и, в меньшей степени, внутриплитным гранитам. Этот переход связан, с повышенным в некоторых случаях содержанием Y (до 35,7 ppm) и Nb (до 34,1 ppm), что говорит о возможном вовлечении в выплавление гранитоидов мантийно связанного субстрата.

Максимальный возраст отложения осадочного протолита парагнейсов Филла соответствует значению 1127 ± 90 млн. лет. Это означает, что парагнейсы Филла откладывались после внедрения пород гранит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации с возрастом 1139 ± 13 млн. лет – 1108 ± 27 млн. лет, которые могли служить одним из источников осадочного материала парагнейсов. Модельный $t_{DM} = 3415$ млн. лет и $Nd(t_{1130}) = -11,1$ указывают на преобладание в протолите парагнейсов архейского вещества с существенно эволюционированным изотопным составом Nd. Особенности эволюции состава Nd в осадочных и магматических породах не противоречат предположению о происхождении протолита парагнейсов за счет разрушения как архейских, так и мезопротерозойских пород.

Раннекембрийский, период тектонической активизации соответствует Прюдскому событию, проявленному как в провинции Рейнер, так и в террейне Мазе. Он сопровождался развитием локальных, относительно низкотемпературных зон милонитов и внедрением синкинематических жил пегматитов. Таким образом, тектонотермальная эволюция террейна Филла практически полностью соответствует основным фазам роста и переработки коры провинции Рейнер.

Имеющиеся данные позволяют рассматривать мезопротерозойские (1500–1200 млн. лет) магматические комплексы в данном сегменте Восточной Антарктиды (оазис Бангер- г. Браун- комплекс Филла- комплекс Фишер) как разобщенные фрагменты активной континентальной окраины раннедокембрийского палеоконтинента или отдельных континентальных блоков. Возраст магматического протолита комплекса Филла (около 1500 млн. лет) может указывать на то, что развитие гипотетического Индо-Антарктического океана не завершилось в палеопротерозойское время, а продолжилось в мезопротерозое.

1. *Harley S.L., Kelly N.M. // Earth's Oldest Rocks. Elsevier. v. 15. 2007. P. 149–186.*
 2. *Kinny P.D, Black L.P., Sheraton J.W. // Antarctic Science, 1993, v. 5, p. 193–206.*
-

НЮРУНДУКАНСКИЙ КОМПЛЕКС (КИЧЕРСКАЯ ЗОНА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ И ВОЗРАСТ

А.А. Андреев², Е.Ю. Рыцк¹

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, Москва, Россия*

В связи с проблемой докембрийских офиолитов геологические особенности «нюрнудуканского комплекса (толщи)» рассматривались в работах многих специалистов [2,3,4,5,13], благодаря которым это подразделение оказалось наиболее известным геологическим элементом Байкало-Муйского пояса. Вместе с тем, геологические границы и статус этого подразделения в докембрии Северного Прибайкалья сохраняет историческую неопределенность.

Изначально выбор самого названия «нюрнудуканская» толща топологически оказался неудачным, так как в долине реки Нюрнудукан находятся зеленые сланцы с железистыми кварцитами тыйской свиты, которая принадлежит олокитской серии краевой части Сибирского кратона. Собственно нюрнудуканская толща вулканитов основного и кислого состава с мощными пачками метаосадочных пород, включая «приангарские амфиболиты» А.С.Кульчицкого, была выделена Л.И.Салопом [11] и на геологической карте показана широкой полосой, вытянутой от Байкала и междуречья Тья — Холодная до верховья реки Левая Мама.

По данным геологосъемочных работ м-ба 1:50 000 объем нюрнудуканской толщи то сокращался, так что в ее составе были оставлены только амфиболиты и плагиогнейсы прибрежной полосы Байкала и междуречья Холодная — Кичера, то вновь расширялся за счет ошибочного включения в ее состав мощных толщ метаосадочных пород и кислых вулканитов Анамакит-Муйского террейна и Светлинского палеоподнятия в бассейне рек Анамакит — Улюф — Светлая. в материалах ГК 1000/3 [8,12] характеристика разрезов и состава нюрнудуканской толщи, заимствованные из сводных легенд Муйской и Баргузино-Витимской серии листов ГК-200 нового поколения (Митрофанова и др., 1996 г., Давыдов, Андреев, Перинова, 2001 г.), либо не соответствует реальности, либо ошибочно представляют далекие от Кичерской зоны БМП площади региона. Кроме этого, обнаружение «древних» гранулитов в породах нюрнудуканской «серии» в районе села Байкальское [7] и явно наложенный на гранулиты амфиболитовый метаморфизм позволил предположить, что большая часть амфиболитов «нюрнудуканской вулканоплутонической серии» сформировалась вследствие диафтореза апобазитовых гранулитов при $T = 500 - 700^\circ$ и $P_{общ} = 5 - 7$ кбар [5].

В результате исследований последних лет [9,10 и др.] выяснилось, что в составе нюрнудуканского комплекса (толщи) обычно объединялись магматические и метаморфические породы амфиболитовой фации раннего (≥ 750 млн. лет) и позднего (≤ 720 млн лет) неопротерозоя, образующие структурно обособленные пакеты тектонических пластин, только одна из которых — Богучанская, включает локально распространенные породы с двупироксеновыми парагенезисами гранулитовой фации, образованные на рубеже 630 – 615 млн лет [1,6]. Слюдинско-Курлинская и Гасан-Дякитская пластины образованы псевдослоистыми метаморфическими толщами амфиболитов, ортогнейсов и плагиогнейсов, которые имеют первично магматические протолиты позднего неопротерозоя и включают интрузивные массивы высокотитанистых и высокомагнезиальных габбро и габбро-норитов, а также адакитовых гранитов позднего венда. Все эти породы образованы за счет ювенильных источников с короткой коровой историей.

В бассейне рек Слюдянка — Рель — Горемыка на юго-западном фланге Кичерской зоны обособлен крупный Горемыкский блок, сложенный плагиогнейсо-гранитами, плагиогнейсами и амфиболитами раннего неопротерозоя, которые формировались исключительно за счет древнекорových источников. в пределах блока широко развиты бластомилониты и тектониты, а также интрузивные массивы габбро и габбро-норитов.

В междуречье Холодная — Кичера — Чая, в центральной части Кичерской зоны (Верхнеангарский хребет), так же установлен пакет тектонических пластин, образованный метаморфическими комплексами раннего и позднего неопротерозоя. В нижнем течении правых притоков р. Кичеры достоверно установлены надвиги с амплитудой «тектонического перекрытия» в сотни метров. в результате структурного картирования, метаосадочная кичерская толща Верхнеангарского хребта, для которой предусматривались фациальные взаимоотношения с нюрндукуанским комплексом побережья Байкала, выделена нами в качестве самостоятельного элемента разреза раннего неопротерозоя.

Таким образом, в геологическом строении Кичерской зоны практически невозможно выделить нюрндукуанскую толщу как элемент стратифицированного разреза. в связи с этим, предлагается объединить различные магматические и метаморфические образования позднего неопротерозоя в состав нюрндукуанского структурно-вещественного комплекса, а область их распространения ограничить Кичерской зоной БМП. Различные по составу и степени метаморфизма вулканогенно-терригенные толщи Анамакит-Муйского террейна и Светлинской зоны, представленные в сводных легендах как «нюрндукуанская толща» должны иметь ранее предложенные [9] собственные названия, как и структурно-вещественный комплекс тектонических блоков древней континентальной коры Кичерской зоны, объединяющий метаморфические и магматические породы раннего неопротерозоя (≥ 750 млн лет).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001, госзадания ИГЕМ РАН лаборатории редкометального магматизма, при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург) и РФФИ (проект № 18-05-00724).

1. Андреев А.А. и др. // Докл. РАН. 2015. Т. 460, № 6. С.685–690.
2. Добрецов Н.Л. // Магматические и метаморфические зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых Новосибирск: Наука, 1983 С.11–19
3. Добржинецкая Л.Ф. // Геохимия. 1985. № 7. С.930–945.
4. Клитин К.А. // Бюл.МОИП. Нов.сер. 1975. Т. XXX, № 1. С.82–94.
5. Конников Э.Г. и др. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
6. Лебедева Ю.М. и др. // Докл. РАН. 2018. Т. 479, № 1. С.66–70.
7. Макрыгина В.А. и др. // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С.195–201.
8. Митрофанова Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 — Киренск. Объяснительная записка Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
9. Рыцк Е.Ю. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С.23–51.
10. Рыцк Е.Ю. и др. // Докл. РАН. 2013. Т. 453, № 6. С.662–665.
11. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области М.: Недра, 1964, 1967. Т. 1, 2. 516 с., 700 с.
12. Фишев Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 — Чита. Объяснительная записка Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 604 с.
13. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрие Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ИСТОЧНИКОВ
ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ НЕОАРХЕЯ К ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ
В КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Н.А. Арестова¹, В.П. Чекулаев¹, Ю.С. Егорова¹, Г.А. Кучеровский¹

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. Санкт-Петербург, Россия.*

E-mail: narestova2009@rambler.ru

Основной целью данного сообщения является сопоставление типов и составов основных и ультраосновных пород неоархея и палеопротерозоя Карельской провинции — производных мантии, выявление и сопоставление их мантийных источников и возможной геодинамической интерпретации их образования.

Базиты неоархейского этапа (2.75–2.60 млрд. лет). На основании геологических и геохронологических данных в формировании коры Карельской провинции выделены два типа неоархейского базит-ультрабазитового магматизма: (1) базиты многофазных санукитоидных комплексов (2.74 ± 0.1) млрд лет и (2) коматииты, базальты, а также интрузии и дайки базитов (2.74–2.60 млрд. лет).

Базиты первого типа детально изучены в санукитоидных массивах Центрально-Карельского домена (ЦКД) (Панозерском, Шаравалампинском и Хижьярвинском), Эльмусском массиве Водлозерского домена (ВД) и ряде массивов Западно-Карельского домена (ЗКД). Базиты санукитоидных серий — первые значительные проявления щелочного-субщелочного магматизма в архее Балтийского щита, характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr, P, REE, H₂O и CO₂. По химическому составу они варьируют от ультрабазитов с 37% SiO₂ до монцонитов с 57% SiO₂, mg#=0.8–0.54, MgO=17–6%, Cr=50–500 ppm, Ni=50–500 ppm, Al₂O₃=7–15.5, TiO₂=0.9–2%, K₂O=1–4.2%, характеризуются высокими концентрациями ЛРЗ и литофильных элементов: Sr (до 2000 ppm), Ba (до 2500 ppm), P₂O₅ (до 2.5 %), Ce (до 200 ppm), Sm (до 20 ppm), дифференцированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 10–30$), при Yb ~ 2 ppm. Концентрации РЗЭ снижаются по мере уменьшения содержания SiO₂. Для всех пород серии отношение Nb/La = 0.6. Изотопный состав свинца KFsр ($\mu(2.73) = 9 \pm 0.2$), неодима ($\epsilon_{Nd}(2.73) = +1.6 \pm 0.5$) и углерода карбонатов ($\delta^{13}C = -6 \pm 2$ ‰, [3] базитов санукитоидов отвечает мантийным значениям [1].

Специфика химического состава примитивных санукитоидов хорошо согласуется с экспериментально установленным [10] распределением редких элементов в карбонатном расплаве при T = 1050–1260 °C, P = 1–3 ГПа в присутствии H₂O. Карбонатные расплавы по данным экспериментов [7] формируются в субконтинентальной литосферной мантии в окислительных условиях ($f_{O_2} \sim QFM$) при P = 21 – 31 кбар и T = 930–1080 °C. Декарбонатизация этих расплавов при подъеме выше 60–65 км (P = 2 ГПа) приводит к формированию метасоматизированных участков мантии, представленных верлитами, обогащенными LREE, LILE и P [7; 8], плавление которых может произвести расплавы примитивных санукитоидов. Дополнительный источник тепла необходимый для плавления метасоматизированной мантии обеспечил подъём неоархейского плюма. Близкие к мантийным изотопные характеристики примитивных санукитоидов свидетельствуют об отсутствии значительного перерыва во времени между обогащением и последующим плавлением источника. При внедрении в кору санукитоидные расплавы в разной степени претерпели контаминацию, что изменило их первичные изотопные характеристики [1].

Базиты второго типа (2.74–2.60 млрд лет) в ЦКД и в ЗКД представлены коматиитами и базальтами покровов и силлов [11; 4], а в ВД с более древней корой —

интрузиями габбро-пироксенитов, комплексами базитовых даек и дайками габбро-норитов [5]. Все они являются породами Na-ряда. Коматииты характеризуются следующими особенностями состава: $MgO \sim 19\text{--}25\%$, $Al_2O_3 = 10\%$, $CaO/Al_2O_3 = 0.6\text{--}0.77$, обогащены ЛРЗЭ с $(La/Yb)_n = 3\text{--}13$, $(Gd/Yb)_n = 1.3\text{--}5$, $Nb/La > 1$. Температуры ликвидуса коматиитов, рассчитанные по концентрациям MgO в спинифекс-структурных разностях, составили $1400\text{--}1450^\circ C$, в источнике — $1550\text{--}1600^\circ C$ при $P = 3\text{--}4$ ГПа, что на $150\text{--}200^\circ$ превышает температуры архейской мантии по Рихтеру [13] и могут быть обеспечены только плюмом. Геохимические характеристики вулканитов свидетельствуют либо о наличии обогащенного источника, либо о незначительной контаминации исходных расплавов. На диаграмме К.Конди [6] неархейские коматииты и базальты располагаются как выше линии ΔNb ($\Delta Nb > 0$) в поле расплавов плюмов, так и смещаются в поле расплавов, обогащенных коровым веществом.

Плутонические породы этого типа в ВД представлены расслоенными габбро-пироксенитовыми интрузиями (2,74 млрд лет) с исходными коматиитовыми расплавами, комплексами базитовых даек с возрастом 2,72 млрд лет, и габбро-норитовыми дайками с возрастом 2.61 млрд лет. Расчет условий образования исходного расплава средневзвешенного состава даек с возрастом 2.72 млрд лет по главным, редким и РЗ элементам показал, что он отвечает 20–25% плавлению гранатового лерцолита при давлении около 4 ГПа с образованием коматиитового расплава и последующим 20% фракционированием клинопироксена в промежуточной камере при давлении менее 1 ГПа [2]. Таким образом, первичный расплав интрузивных неархейских базитов ВД связан с плюмом. Значения $\square_{Nd}(2.72)$ для интрузивных базитов (+0.8 – +1.7), свидетельствуют об отсутствии значительной коровой контаминации расплавов. Завершают неархейский этап дайки габбро-норитов с $SiO_2 = 53\%$, $mg = 0.65$ обогащением ЛРЗЭ, с отрицательными значениями $\square_{Nd}(2.61)$ от –1 до –1.4, свидетельствующими о наличии коровой контаминации.

Базиты раннепротерозойского этапа (2.50–2.41 млрд лет) распространены на всей площади Балтийского щита. в Карельской провинции они представлены крупными расслоенными интрузиями: Бураковской в ВД, интрузиями Олангской группы на севере провинции, коматиитами Ветреного пояса, а также сумийскими базальтами и дайками во всех доменах провинции. Они характеризуются повышенным на 2–4% содержанием SiO_2 по сравнению с коматиитами и базальтами неархей при содержаниях MgO 31.5–5% и значениях $mg\#$ 0.81–0.49, Cr до 3650 ppm и Ni до 1290 ppm. Все базиты этапа обогащены Zr и ЛРЗЭ, имеют низкие отношения Ti/Zr (50–80) и высокие $Zr/Y = 3\text{--}6$, $(La/Yb)_N = 5\text{--}10$, $(La/Sm)_N = 2.5\text{--}3.5$, $(Gd/Yb)_N = 1.2\text{--}2.0$, аналогичные таковым OIB. Они характеризуются также отрицательными аномалиями Nb ($Nb/La < 1$), P и положительной аномалией Pb, аналогично тоналитам и гнейсам коры. Все базиты этого этапа имеют низкие отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.10–0.14) и преимущественно отрицательные значения $\square_{Nd}(2.45)$ (вариации от +0.8 до –2.5). Рассчитанные температуры ликвидуса коматиитов Ветреного пояса составляли $1300\text{--}1350^\circ C$, источника — $1450\text{--}1500^\circ C$, что на $50\text{--}100^\circ C$ выше модельных данных Рихтера на 2.5 млрд лет при $P = 3\text{--}4$ ГПа. PT параметры исходных расплавов, а также геохимические особенности базитов, позволяют расценить этот этап магматизма как плюмовый [12, 9 и др.]. Образование расплавов с геохимическими характеристиками, соответствующими базитам этого этапа возможно при степени плавления источника, не превышавшей 15–35%, и контаминации коматиитовых расплавов коровым веществом на 2–20% [9] или при смешении обогащенного плюмового расплава EM1 с высокомагнезиальным и высококремнистым расплавом из гарцбургитовой мантии.

Базальты сумийских структур, как и коматииты, отличает повышенное содержание кремнезёма при повышенном содержании MgO и концентрации

TiO₂>0.5%. Характер распределения РЗЭ в сумийских базальтах аналогичен таковому в вулканитах Ветреного пояса с \square_{Ni} (2.45), варьирующим от –0,5 до –2,5.

Таким образом, базит-ультрабазитовые вулканиты неoarхейского и раннепротерозойского этапов являются производными плюмового магматизма. Подъём неoarхейского плюма сопровождался мощным тепловым и флюидным потоком, обеспечившим появление и последующее плавление метасоматизированной верхней субконтинентальной литосферной мантии с образованием базитовых расплавов санукитоидных серий. Второй тип неoarхейского базитового магматизма связан непосредственно с плюмовыми расплавами, обусловившими образование вулканитов лишь в ЦК и ЗК доменах, имеющих более молодую кору, и базит-ультрабазитовых интрузий даек в более древнем ВД. Раннепротерозойский плюм, значительно больший по объёму по сравнению с неoarхейским, привел к образованию крупных расслоенных интрузий и преимущественно линейных вулканических структур, возникших в результате растяжения коры над поднимающимся плюмом. Геодинамическую обстановку формирования как неoarхейского, так и палеопротерозойского базитового магматизма следует рассматривать как внутриконтинентальный рифтинг.

1. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции... Канд. дис. СПб. 2014. 209 с.
2. Кучеровский Г.А. Моделирование условий образования... // Материалы XXV конференции молодых учёных памяти К.О. Кратца. СПб ИГГД 2014. С.113–115
3. Лохов К.И. и др. // Региональная геология и металлогения 2008. № 36. С. 28–39
4. Милькевич Р.И., Арестова Н.А. // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 5. С. 517–523.
5. Чекулаев В.П. и др. // Петрология. 2002. Т10. № 2. С. 138–167.
6. Condie K.C. // Lithos. 2005. V.79. P. 491–504.
7. Green, Wallace // Nature 1988. V.336. P.459–462.
8. Lee, Wyllie, //Contrib. Mineral. Petrol. 2000.V.138. P. 214–228.
9. Lobach-Zhuchenko et al. // Precambr. Research. 1998. V.92, № 3. P.223–250.
10. Martin L.H.J. et al. // J. Petrol. 2013 V.54. № 11. P. 2301–2338.
11. O'Brien et al., Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 147–184
12. Puchtel I.S. et al., // Geochemica et Cosmochemica. Acta 2016. V.180 P. 227–255
13. Richter F.M. //J. Petrology. Spec. lithosphere Issue. 1988. P. 39–82.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
В РАЗРЕЗАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР (ПЕЧЕНГА И ИМАНДРА-ВАРЗУГА)
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

*А.А. Арзамасцев^{1,2}, С.В. Егорова³, К.Г. Ерофеева⁴, А.В. Самсонов⁴, А.В. Степанова³,
П.К. Скуфьин⁵, В.В. Чащин⁵, Ю.О. Ларионова⁴, Р.В. Веселовский^{6,7}*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
E-mail: arzamas@ipgg.ru*

² *Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия*

³ *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

⁴ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

⁵ *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*

⁶ *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

⁷ *Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия*

Архейская кора восточной Фенноскандии в интервале времени 2.51–1.86 млрд лет испытала несколько дискретных эпизодов мантийного магматизма, продукты которого на современном уровне эрозионного среза представлены расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузивами, мафическими дайками, силлами и вулканитами. Вулканиты и часть силлов локализованы в разобщенных синклинорных или моноклинальных вулканогенно-осадочных структурах, корреляция разрезов которых вызывает много дискуссий из-за недостатка данных. Так, на севере Восточной Фенноскандии корреляция разрезов в наиболее крупных, Печенга и Имандра-Варзуга, структурах проведена на основе ограниченного объема геохронологических и геохимических данных [1–3]. В результате последнего крупного цикла работ [4] был детально охарактеризован комплекс осадочных образований, однако вулканогенные серии, занимающие доминирующий объем в составе вулканогенно-осадочных свит, были изучены фрагментарно.

Нами было проведено геохимическое изучение представительной коллекции образцов вулканитов, относимых к возрастному интервалу 2.50–1.86 млрд лет в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах. Данные по вулканитам были сопоставлены с данными по субвулканическим (дайки и силлы) проявлениям базитового магматизма на сопредельной территории архейского Кольско-Мурманского блока. Полученные результаты и опубликованные данные по раннепротерозойским комплексам базитов [5 – 7] и вулканогенных образований, явились основой для пересмотра схемы корреляции Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Основные положения предлагаемой схемы сводятся к следующему.

(1) Сравнительный анализ разрезов вулканитов Имандра-Варзугской и Печенгской структур свидетельствует об асинхронном развитии этих фрагментов пояса в течение временного интервала 2.51 – 2.40 млн лет назад. Приведенные доказательства сходства вулканитов сейдореченской и ахмалахтинской свит, а также пород Имандровского интрузивного комплекса, позволяют предполагать значительный временной разрыв в развитии как Имандра-Варзугской, так и Печенгской структур в интервале 2.40 – 2.06 млрд лет.

(2) Среди вулканических образований Печенги отсутствуют вулканиты, которые могли бы рассматриваться в качестве гомологов и отвечать времени формирования вулканогенно-осадочной серии полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры.

Находка близких по составу полисарским вулканитам силлов и даек пикродолеритов, имеющих возраст 2.40 млн лет, является, по-видимому, свидетельством изменения характера эндогенной активности и смещения центров магматизма за пределы Печенгской мульды в прилегающую зону Кольско-Мурманского блока.

(3) Сравнительный анализ вулканических проявлений Печенгской и Имандра-Варзугской структур показывает, что изменение характера вулканизма в этих структурах происходило со значительным разрывом во времени. Изотопно-геохимические данные по интрузивным комплексам юго-восточной части Имандра-Варзугской структуры [8] свидетельствуют о более позднем, по сравнению с Печенгской структурой, внедрении деплетированных мантийных расплавов, представленных преимущественно толеитовой серией. Таким образом, максимум проявления наиболее деплетированных мантийных расплавов в Печенгской структуре отвечает возрастному интервалу 2010–1970 млн лет, а в Имандра-Варзугской структуре – 1970–1890 млн лет.

(4) Анализ проявлений людиковийского цикла магматической активности обнаруживает смену геохимических характеристик, отражающую подъем зоны магмогенерации с уровней мантийной фации гранатовых лерцолитов, продуцировавших толеитовые расплавы куэтсарвинской свиты с возрастом 2.06–2.04 млрд лет, до уровней мантийной фации шпинелевых лерцолитов, продуктами которой на возрастном рубеже 1.98 млрд лет явились базальты колосйокской, томингской и пильгуярвинской свит и одновозрастные мафические дайки. Продолжавшаяся активность более глубинного и обогащенного некогерентными элементами источника, располагавшегося на уровне мантийной фации гранатовых лерцолитов, привела к образованию основного объема ферропикритовых расплавов Печенгской и Имандра-Варзугской структур и субвулканических пород их обрамления.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, проект 16-17-10260-П.

1. Hanski E.J. // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1992. V. 367. P. 1–192.
2. Смолькин В.Ф. // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 4. С. 394 – 411.
3. Skuf'in P.K., Theart H.F.J. // *Precambrian Research*. 2005. V. 141. P. 1–48.
4. Melezhik, V.(Ed.), Prave, A.R., Fallick, A.E., Kump, L.R., Strauss, H., Lepland, A., Hanski, E.J. *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project*. Springer, 2012. 490 p.
5. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. // *Precam. Research*. 1995. V. 75. P. 31–46.
6. Баянова Т.Б. *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма*. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
7. Bayanova T.B., Korchagin A.U., Mitrofanov A.F., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. // *Minerals*. 2019. V. 9. No.59. P. 1–22.
8. Галимзянова Р.М., Баянова Т.Б., Нерадовский Ю.Н., Жавков В.А. // *Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии*. Москва, 2006. Т. 1. С. 183–188.

НЕОАРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ
МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЫСОКОПОЛЬСКОЙ
ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ
(СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Г.В. Артеменко¹, Л.В. Шумлянский¹, А.В. Мартынюк²

¹ *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина
E-mail: regulgeo@gmail.com*

² *КП «Южжургеология», г. Днепр, Украина*

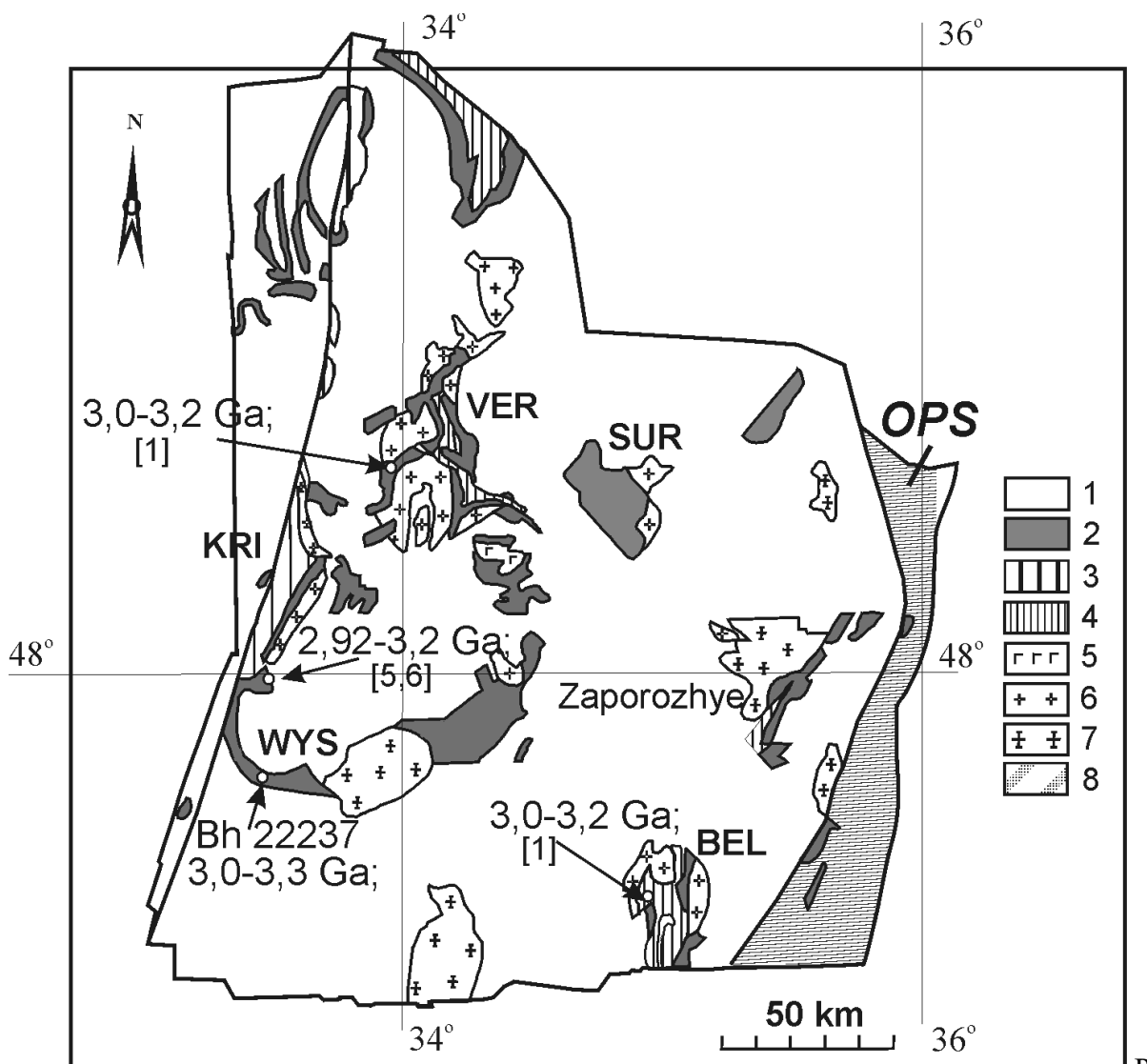
Введение. Стратиграфическое соотношение метатерригенных пород криворожской серии Криворожско-Кременчугской структуры с близкими по составу метаосадками верхней части разреза зеленокаменных структур (белозерской серии) Среднеприднепровского мегаблока остается до настоящего времени не изученным. этой связи особый интерес представляют причленяющиеся к ней «полосовидные» — Высокопольская, Восточно-Анновская и Желтореченская структуры, в которых наблюдается налегание метаосадков и железистых кварцитов на metabазиты мезоархейских зеленокаменных структур [2, 3]. Последние, таким образом, оказываются элементами тектонического сооружения Криворожско-Кременчугской структуры [3]. в Высокопольской зеленокаменной структуре (ЗС), сочленяющейся с Лихмановской синклиналью Криворожской структуры, выделяется достаточно мощная толща метаосадочных пород с железистыми кварцитами в ее средней части. Стратиграфическое положение этой толщи остается не ясным. Для определения хроностратиграфического положения этой толщи нами выполнено U-Pb датирование кластогенного циркона из метапесчаников методом LA-ICP-MS.

Высокопольская ЗС (рис. 1) представляет собой моноклираль с весьма крутым залеганием пород и тектоническими контактами между разными частями ее стратиграфического разреза [3]. Северная часть структуры сложена мощной и сравнительно однородной толеитовой толщей (сурская свита, нижняя подсвита). Видимая мощность 2,5 км на западе и 1,0 км на востоке.

Толща осложнена тектоническими нарушениями, к которым приурочены интрузии гипербазитов и дайки риолитов и дацитов. Под толщей амфиболитов вскрыт комплекс гнейсов. Во всех пересечениях контакты тектонические. Более высокая часть стратиграфического разреза Высокопольской ЗС представлена метавулканитами чертомлыкской свиты, которые слагают полосу мощностью до 500 м в крайней южной части. Она сложена метаандезитами с подчиненными прослоями риодацитов или толеитовых базальтов. Субвулканическая кислая риолит-дацитовая формация (соленовская свита), наблюдается в виде секущих жил и даек в толеитовой толще.

Средняя и южная части Высокопольской структуры сложены сланцево-гнейсовой формацией с единичными мощными пластами железисто-кремнистых образований. Она представлена неоднородной толщей орто- и парагнейсов, расчлененных на осадочные (граувакки, субграувакки и мелановакки) и вулканогенные (туфопесчаники, лавобрекчи, метадациты и метаандезиты, с подчиненными прослоями метатолеитов) образования. Кроме силикатно-магнетитовых кварцитов, наблюдаемых в виде маломощных прослоев, среди граувакк отмечается мощный крутопадающий пласт с видимой мощностью до 100 м, состоящий из кварц-магнетит-куммингтонитовых сланцев с гранатом, содержание которого в отдельных прослоях иногда достигает 30–40%. Кварц-магнетит-куммингтонитовые сланцы с гранатом чередуются в разрезе с метапесчаниками [3]. Эта толща была перебурана скважиной 22237 вдоль полосчатости (в зуб) и, по этой причине, составить разрез этой толщи

не представляется возможным. с глубины 150 м до 210 м были вскрыты магнетит-куммингтонитовых сланцы с гранатом, далее их сменили безрудные гранат-биотитовые сланцы и метапесчаники.



ис. 1

Рис. 1. Схематическая карта Среднеприднепровского мегаблока с точками датирования кластогенного циркона белозерской и криворожской серий (показаны наиболее распространенные популяции).

- 1 — плагиогранитоиды днепрпетровского комплекса и гнейсы аульской серии;
- 2 — вулканы зеленокаменных структур (конкская серия);
- 3 — метаосадочные породы белозерской серии;
- 4 — метаосадочные породы криворожской серии;
- 5 — габброиды;
- 6 — тоналиты;
- 7 — ультрабазиты.

Геологические структуры:

- BEL — Белозерская,
- VER — Верховцевская,
- WYS — Высокопольская,
- SUR — Сурская,
- KRI — Криворожская,
- OPS — Орехово-Павлоградская.

Результаты исследований. Проба для геохронологических исследований из метапесчаников отобрана в скв. 22237, инт. 246–258 м. По петрохимическим данным (Таблица), метапесчаники характеризуются низким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,3–5,2), высокими значениями натриевого модуля $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,13–0,17) и индекса химического выветривания CIA (45–56), что свидетельствуют о незрелом характере терригенного материала. На диаграмме $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [4] они попадают в поле литаренитов.

№ анализа /окислы	1 88/371	2 88/346	3 88/348	4 88/353
SiO_2	78,68	41,26	41,48	48,21
TiO_2	0,36	0,08	0,17	0,66
Al_2O_3	9,89	1,06	1,08	12,88
Fe_2O_3	0,47	21,47	12,45	2,86
FeO	2,86	27,60	34,61	20,88
MnO	0,04	0,23	0,25	0,12
MgO	2,39	2,21	3,40	5,29
CaO	1,60	2,98	3,11	1,60
Na_2O	1,55	0,10	0,15	0,20
K_2O	1,58	0,15	0,30	3,90
$S_{\text{общ}}$	0,02	0,02	0,18	0,02
P_2O_5	0,09	0,17	0,19	0,13
H_2O -	0,06	<0,01	0,01	0,02
П.п.п.	0,36	2,24	2,25	2,76
Сумма	99,95	99,57	99,63	99,53

Таблица 1. Силикатные анализы железисто-кремнистых пород и метапесчаников.

Примечание. Скв. 22337:

1 — метапесчаник, инт. 246–258 м (обр. 88–371);

2 — магнетит-куммингтонитовые сланцы с гранатом, гл. 186 м (обр. 88–346);

3 — то же, гл. 187 м (85–348);

4 — сланец с магнетитом, гл. 208 м (обр. 88–353).

Низкая величина отношения Co/Th (1,35) и высокие — La/Sc (3,5) и $(\text{La}/\text{Yb})_N=12,8$ показывают, что в области сноса метапесчаников преобладали тоналиты. в тоже время отрицательная европиевая аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,64$ и недеплетированный спектр тяжелых РЗЭ позволяют сделать вывод, что в области сноса могли присутствовать также коровые гранитоиды. Повышенные содержания Cr (372 ppm) и Ni (85,4 ppm) показывают также на присутствие в области сноса ультраосновных и основных пород.

Было проанализировано 102 зерна кластогенного циркона из метапесчаников Высокопольской ЗС. Среди них, 4 кристалла имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст древнее 3400 (до 3800) млн лет (рис. 2). Самый молодой единичный кристалл циркона имеет возраст около 2930 млн лет. Остальные 97 кристаллов имеют возраста в диапазоне 3000–3360 млн лет, с четкими пиками в 3065 (15 кристаллов), 3185 (21 кристалл), 3260 (16 кристаллов), и 3320 млн лет (22 кристалла).

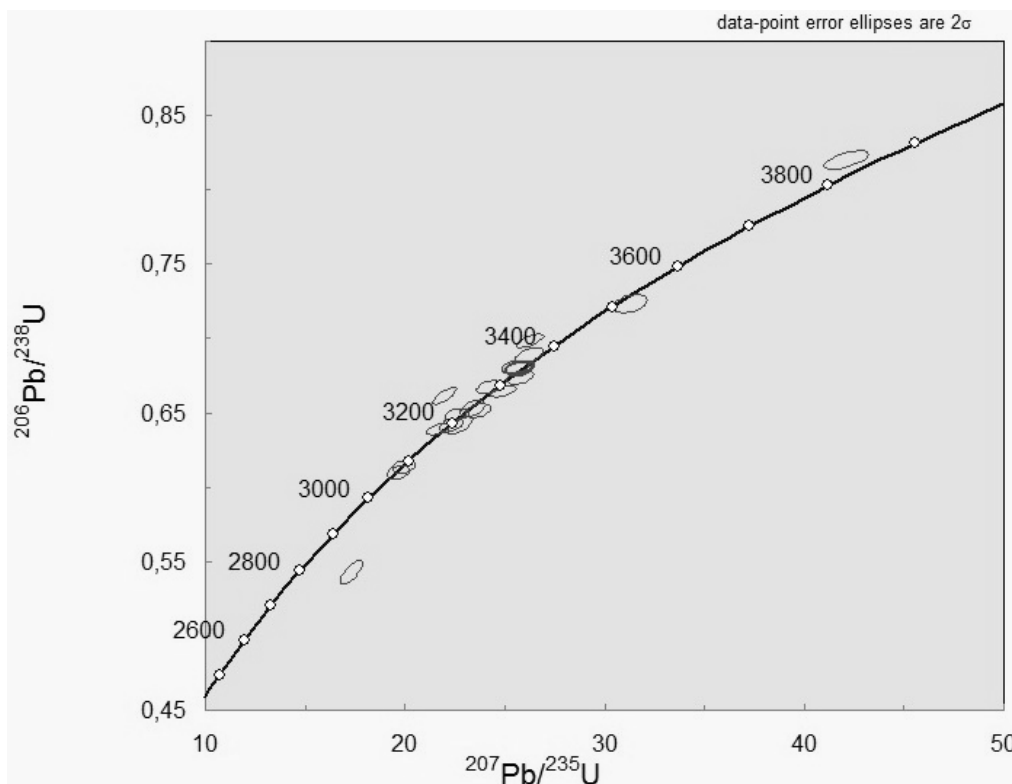


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для кластогенного циркона из метапесчаников Высокопольской ЗС.

Выводы и обсуждение результатов.

1). Согласно геохронологическим данным, толща метаосадочных пород Высокопольской ЗС имеет неоархей-палеопротерозойский возраст (<3,0 Ga). По ранее опубликованным данным, минимальный U-Pb возраст кластогенного циркона из метатерригенных пород белозерской серии — 3,0 млрд лет [1], а кластогенного циркона из метапесчаников скелеватской свиты криворожской серии — 2,92 млрд лет [5, 6]. Таким образом метатерригенные породы Криворожско-Кременчугской структуры, причлещающихся к ней Высокопольской ЗС и Алферовской структур Верховцевской ЗС, а также верхней метаосадочной толщи в Белозерской ЗС формировались в приразломных троговых структурах на ТТГ сурского комплекса (3,1–2,96 млрд лет). Вероятно, при заложении Криворожско-Кременчугской структуры имела место активизация некоторых ранних разломов, в которых формировались мезоархейские зеленокаменные структуры Среднеприднепровского мегаблока.

2). Впервые для Среднеприднепровского блока, обнаружена область сноса верхнепалеоархейского (3,3 млрд лет) возраста. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что среди мезоархейских гранитоидов днепропетровского комплекса сохранились блоки палеоархейского фундамента.

1. Бибикова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. // *Геохимия*. 2010. №9. С. 899–916.
2. Бобров А.Б. // *Геол. журн.* 1993. Т. 53. № 2. С.73–79.
3. Змиевский Г.Е., Мартынюк А.В. // *Отчет поисково-съёмочного отряда. Южукргеология*. 1994.
4. Петтиджон Ф., Потер П., Сивер Р. *Пески и песчаники М.: Мир*, 1976. 535 с.
5. Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.И., Высоцкий А.Б. // *Минералогический журнал*. 2011. Т. 33, №4. С.80–89.
6. Щербак Н.П., Половко Н.И., Левковская Н.Ю. // *Геол. журн.* 1969. Т.29. №.3. С. 23–32.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА
(НА ПРИМЕРЕ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПРОЯВЛЕНИЙ).

Б.Ю. Астафьев¹, О.А. Воинова², С.Г. Скублов^{1,3}

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
Санкт-Петербург, Россия*

² *Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ)
, Санкт-Петербург, Россия*

³ *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*

В региональном строении раннедокембрийских образований Карело-Кольского региона Беломорский подвижный пояс (БПП) пояс занимает особое положение между Лапландским поясом, Кольским блоком и Карельским кратоном, являясь крупной структурой длительного докембрийского периода формирования. Континентальная кора региона преимущественно была сформирована в мезо- и неоархее и в палеопротерозое в результате аккреционно-коллизийных процессов. Петрологические особенности сохранившихся участков высокобарических гранулитов палеопротерозоя указывают на условия коллизии по типу «континент-континент» [1]. По современным представлениям БПП сформирован Беломорской системой тектонических покровов, структура и состав которых изменчивы в пределах различных доменов.

В работе использовались материалы по серии метасоматических проявлений, ранее исследованных нами [2, 3] и описанных в литературе [4, 5]. Многие из них являются корундсодержащими (Хитоостров, Варацкое и другие) и в литературе известны по аномально легкому изотопному составу кислорода (до -21 – -27% $\delta^{18}\text{O}$, SMOW) [4, 5, 7]. Основные данные в исследовании нами были получены по Кийостровскому проявлению корунда, расположенного Онежской губе Белого моря в 10–12 км севернее г. Онега. Следует отметить два фактора, вступающие в силу при региональном метаморфизме — появление новых минералов-концентраторов REE и тенденцию к усреднению (нивелированию) спектра состава пород. в некоторых случаях это приводит к зависимости суммы REE от P-T условий образования при существенном сглаживании тредов составов [6]. При метасоматозе появляются новые факторы — значительная изменчивость условий минералообразования, а также их регрессивная по направленность по температуре и давлению.

Изменчивость содержания REE при метасоматозе значительна как для пород, так и для отдельных минералов. По результатам локальных измерений в составе различных генераций кристаллов циркона разница составов достигает 4–5 порядков при сглаженном тренде по общему составу породы. При метасоматозе значительно снижается содержание LREE, повышается HREE, нивелируется Ce аномалия и происходит инверсия Eu аномалии, в цирконах характерны резко пониженные или аномально повышенные содержания Ti, P, Li, Y, Th, U, ΣREE . Таким образом, геохимически — это совершенно различные процессы.

Цирконы в метасоматитах представлены преимущественно округлыми удлинёнными зёрнами (коэффициент удлинения в среднем ~ 2 – 3 при длине кристаллов 50–200 мкм), обычно гетерогенного строения, особенно отчетливо проявленного на катодолюминесцентных (CL) изображениях. Ядра зёрен цирконов в CL значительно более темные, с тонкой осцилляционной зональностью. Они окружены светло-серыми и темными каймами двух генераций различного возраста (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ),

равномерно облекающие кристаллы циркона или имеющими коррозионные структуры замещения исходного ядра на резорбированных границах или по трещинам.

Выводы

1. Полученные материалы не только отражают геохимические особенности данных геологических процессов, но и могут указывать на генезис и условия формирования данных пород.

2. «Суммарный» подход в исследовании REE (по породе в целом) к метасоматитам неприменим, поскольку только локальные методы изучения минералов и их ассоциаций могут предоставить достоверную информацию, что особенно важно для минералов-геохронометров и термобарометров.

1. Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В. и др. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии «континент-континент» // Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. С. 13–17.
2. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Геологическое строение и возраст корундсодержащих пород Кийостровского архипелага (Россия) // Тез. докл. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2017. С. 26–29.
3. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Th-U-Pb датирование климовского метасоматического комплекса Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. М., ИГЕМ РАН. 2018. С. 35–38.
4. Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М. и др. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Том 19, № 1. С. 80–88.
5. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // ДАН, 2012. Том 443, № 3. С. 352–357.
6. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. // Наука. 2005. 147 с.
7. Bindeman, I.N., Serebryakov, N.S., Schmitt, A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic «Slushball Earth» rocks from // Geosphere. 2014. 10. P. 308–339.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ЮЗ ФОРЛАНДА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА

И.И. Бабарина¹, А.В. Степанова², П.Я. Азимов³

¹Институт геологии рудных месторождений, минералогии,
петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

E-mail: fisana@yandex.ru

²Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Палеопротерозойские орогены сформировались в результате коллизии микроконтинентов, ранее входивших в состав неоархейского (~2.7 млрд лет) суперконтинента Кенорленд [8]. Начиная с 2.5 млрд лет Кенорленд испытал несколько импульсов растяжения, сопровождавшихся базитовым магматизмом и закончившихся его распадом в интервале (2.1–2.0 млрд лет). Сборка нового суперконтинента Колумбия завершилась около 1.8 млрд лет назад [7, 9]. Ныне разобщенные части орогенов этого возраста участвуют в строении всех древних платформ.

Лапландско-Кольский ороген (ЛКО) является одной из таких структур. Он был выделен как фрагмент более крупного коллизионного пояса [5]. Строение этого орогена неплохо изучено [6 и др.], за исключением глубоко эродированного юго-западного форланда, более известного как Беломорская провинция (БП). БП представляет собой переработанную во время формирования ЛКО краевую часть Карельского микроконтинента и сложена полиметаморфическими породами, главным образом, с архейским возрастом протолита. Мы установили, что коллизионная переработка древней континентальной коры БП была неоднородной, и это отражено в ее блоковом или доменном строении [1].

Предполагается следующая последовательность преобразований (рис. 1):

1 этап (~1.9 млрд лет). Пик коллизии. Утолщение континентальной коры за счет формирования гигантского аллохтона, надвинутого на край Карельского микроконтинента (фундамент ЮЗ форланда ЛКО), выступавшего как автохтон. В породах автохтона метаморфизм до высокобарной гранулитовой/эклогитовой фации в условиях близких к статическим (без заметной структурной перестройки). Возраст преобразований установлен по многочисленным датировкам эклогитов [4 и др.].

2 этап (~1.89 – 1.87? млрд лет). Аплифит утолщенной континентальной коры, эрозия аллохтона. Изостатическое всплывание фундамента ЮЗ форланда БП на фоне продолжающегося тангенциального сжатия.

2.1. в верхней части автохтона декомпрессия и понижение параметров метаморфизма до условий амфиболитовой фации – образование параавтохтона, сопровождавшееся частичным плавлением пород и пластическими деформациями, что привело к стиранию более древнего структурного рисунка. Эти процессы привели к формированию глубинных покровов БП, ранее относимых к архейским [2]. Возраст деформаций (1.89 млрд лет) устанавливается по датированию синкинематических корундсодержащих метасоматитов [3 и др.].

2.2. Пластические и хрупкопластические деформации пород параавтохтона в ходе продолжающейся тектонической эксгумации фундамента ЮЗ форланда ЛКО. Смятие покровной структуры в асимметричные лежачие и наклонные складки ЮЗ вергентности.

3 этап (~1.87 – 1.85? млрд лет). Коллапс орогена, складчато-блоковые деформации структуры ЮЗ форланда ЛКО.

3.1. Сдвиго-взбросы преимущественно ВСВ простирания, субширотные прямые складки. По разрывам были совмещены блоки фундамента с разной коллизионной переработкой: 1) испытавшие статический метаморфизм 1-го этапа и сохранившие структуру автохтона (Гридинско-Амбарнинский домен) и 2) испытавшие метаморфические преобразования 1-го этапа как автохтон и покровно-складчатые деформации в ходе 2-го этапа уже в качестве параавтохтона (Чупинско-Лоухский домен).

3.2. Левые сдвиги ССЗ простирания, локально развитые прямые меридиональные складки.

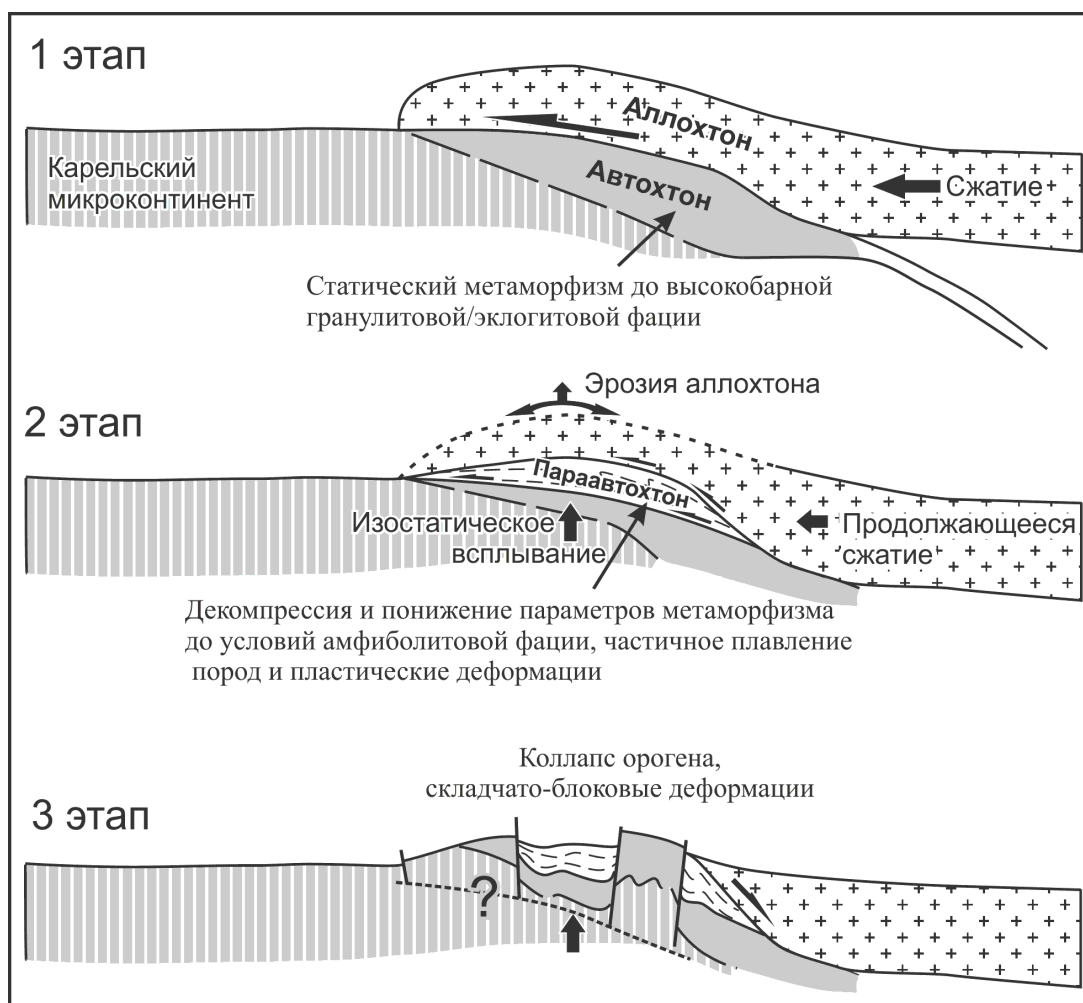


Рис.1. Этапы формирования палеопротерозойской структуры Беломорской провинции как фундамента ЮЗ форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0003 (67-2).

1. Бабарина И.И. и др. // Геотектоника. 2017. №5. С. 3–19.
2. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
3. Серебряков Н.С. и др. // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
4. Скублов С.Г. и др. // Доклады АН. 2011. Т. 439. № 6. С. 795–802.
5. Bridgwater D. et al. // Geosci. Can. 1990. V. 17. P. 305–310.
6. Daly J.S. et al. // Geol. Soc. Mem. 2006. V. 32. P. 579–598.
7. Rogers J.J.W., Santosh M. // Gondwana Res. 2002. V. 5. P. 5–22.
8. Williams H. et al. // Tectonophysics. 1991. V. 187. P. 117–134.
9. Zhao Guochun et al. // Earth-Science Reviews. 2004. V. 67. P. 91–123.

ЯТУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

*М.М. Богина¹, Е.В. Шарков¹, В.Л. Злобин², А.В. Чистяков¹**¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, Москва, Россия**E-mail: lekhta@mail.ru**²Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Ятулийский этап палеопротерозойской эволюции ознаменовался кардинальными изменениями в биосфере и появлением новых форм в органическом мире. Начало ятулийского этапа определяется наступлением главной фазы Ломагундия — глобального сдвига изотопного состава углерода в карбонатных породах в сторону преобладания тяжелого изотопа, маркирующего начало аэробного обмена органического вещества. Согласно [1–3], данный этап охватывает 2.3–2.06 млн. лет. Ятулийские магматические породы в пределах Балтийского щита представлены вулканитами, интрузивами и роями даек, которые слагают крупную изверженную провинцию. Преобладают мафические разности, при подчиненном количестве средних и кислых пород, развитых только на Кольском кратоне.

Ятулийский разрез Балтийского щита представлен в Онежской, Сегозерской, Кумсинской, и Куолюярвинской структурах Карельского кратона, а также в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах Кольского кратона. Все вулканиты претерпели зеленокаменные изменения. Однако, по реликтовым формам хорошо дешифрируются первичные структуры порфиоровые, офитовые и миндалекаменные. Пиллоу лавы редки, что свидетельствует об их преобладающем излиянии в наземных условиях и согласуется с континентальной обстановкой их формирования.

Ятулийский надгоризонт Карелии подразделяется на нижний, средний, и верхний горизонты. Составы базальтов всех трех горизонтов перекрываются. На классификационных диаграммах, они соответствуют базальтам и андезибазальтам нормального ряда при подчиненном количестве субщелочных базальтов. Базальты верхнего ятулия характеризуются максимальной щелочностью, а нижнего ятулия — наименьшей. Породы среднего ятулия являются наиболее примитивными и обеднены TiO₂, Zr, La, Fe и REE. Базальты нижнего ятулия подразделяются на (1) высоко-Ti (> 2%) базальты, обогащенные LILE, HFSE, и REE и низкой Mg# и (2) умеренно титанистые (1–2%) разности схожие со среднеятулийскими породами.

Спектры REE нижнеятулийских базальтов характеризуются слабым до умеренного фракционированием (La/Yb_N = 1.28–5.27) при слабом фракционировании LREE (La/Sm_N = 0.9–2.15) и HREE (Gd/Yb_N = 1.19–2.55). Спектры РЗЭ среднеятулийских пород (La/Yb_N = 1.61–1.88; La/Sm_N = 1.11–1.21; Gd/Yb_N = 1.36–1.54) аналогичны таковым нижнеятулийских пород группы 2. Верхнеятулийские породы по спектрам близки к нижнеятулийским породам при более высоких абсолютных содержаниях REE (La/Yb_N = 2.4 – 3.50 La/Sm_N = 1,49–1.98; Gd/Yb_N = 1.55–1.88). На спайдерграммах ниже- и среднеятулийских пород отмечается умеренная отрицательная Nb аномалия. Среднеятулийские породы в основном обеднены литофильными элементами по сравнению с ниже- и верхнеятулийскими.

В пределах Кольского кратона, ятулийские вулканиты образуют куэтьярвинскую (северная часть Печенгской структуры) и умбинскую (Имандра-Варзугская структура) серии. Породы куэтьярвинской серии характеризуются чрезвычайно широким породным разнообразием варьируя от базальтов до риолитов, причем большая часть пород относится к субщелочной серии. в разрезе выделяются (снизу вверх): трахиандезитовая и базальтовые пачки, разделенные конгломератами [1].

На классификационной диаграмме большая часть пород соответствует субщелочным базальтам и трахиандезитам при подчиненном количестве базальтов. Толеитовые базальты куэtságрвинской серии представлены фракционированными ($mg\#$ 38%) умеренно-Тi базальтами, обогащенными высокозарядными элементами. Субщелочные разности имеют близкую или более высокую $Mg\#$ (32–52), демонстрируя, что данные породы не были сформированы в результате единого процесса фракционирования.

REE спектры базальтов характеризуются умеренным фракционированием LREE при практически плоском спектре HREE: $La/Yb_N = 3.6–4.5$; $La/Sm_N = 2.2–2.4$, $Gd/Yb_N = 1.5–1.7$ и незначительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.80–0.85$). Спектры REE субщелочных пород отличаются гораздо более значительным фракционированием ЛРЗЭ и ТРЗЭ ($La/Yb_N = 4.4–5.8$; $La/Sm_N = 2.2–2.4$, $Gd/Yb_N = 2.04–3.92$). Куэtságрвинские породы, как и нижнее-среднеятулийские породы, имеют умеренные отрицательными аномалиями Nb. Видно, что субщелочные породы обогащены относительно толеитов U, Th, Nb. По сравнению с ятулийскими породами Карелии, породы характеризуются гораздо большей степенью фракционирования РЗЭ, а также более высокими HFSE и LILE.

Ятулийские породы Карелии характеризуются гетерогенным изотопным составом Nd. ϵNd варьирует от -1.1 до $+1.9$ в базальтах Карелии и от -2.4 до $+0.8$ в вулканитах куэtságрви, что возможно свидетельствует о значительных изменениях исходного состава магмы в результате взаимодействия с литосферным материалом. Это подтверждается положением точек на петротектонических диаграммах, где они попадают как в поле внутриплитных пород, так и частично, в поле островодужных, маркируя вклад литосферного материала.

Исследования показали, что образования среднепалеопротерозойской Ятулийской КИП сложены двумя сериями пород: (1) толеитовой, близкой по составу к E-MORB и (2) субщелочной ОIВ типа, весьма характерной (типичной) для внутриплитных образований фанерозоя (рис. 1). Такая ассоциация двух типов базальтов весьма типична для большинства фанерозойских изверженных провинций, что позволяет рассматривать изученную провинцию как древнейшую крупную изверженную провинцию фанерозойского типа, где важную роль играли геохимически-обогащенные Fe-Ti базальты, ранее практически отсутствовавшие.

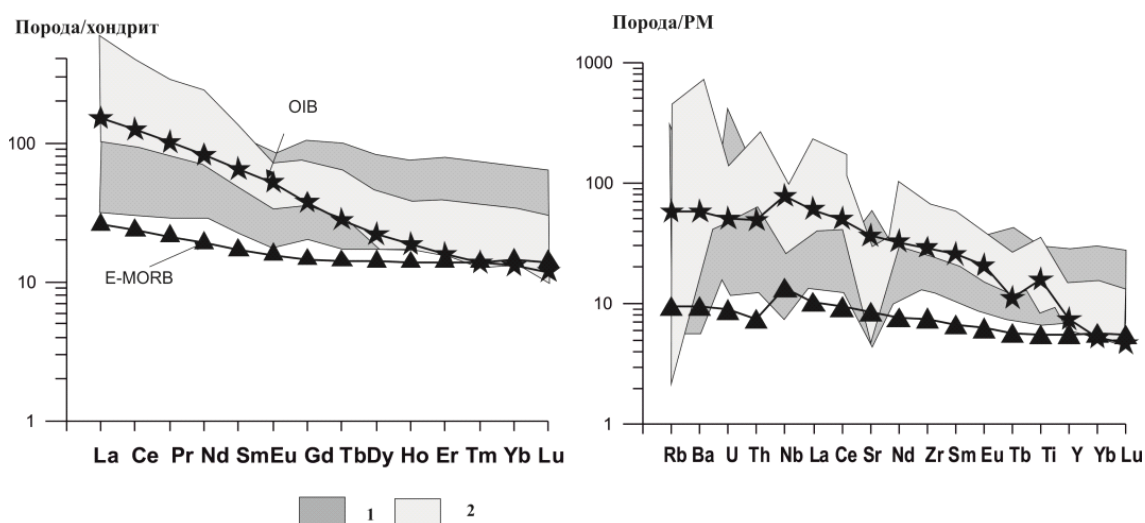


Рис. 1. Спектры РЗЭ и редких элементов для ятулийских вулканитов Балтийского щита.
 (1) вулканиты Карельского кратона;
 (2) вулканиты Кольского кратона

1. *Hanski E.J., et al., // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Springer-Verlag, 2013. P. 490.*
 2. *Martin, A.P. et al., // Precambrian Research. 2013. V. 224. P. 160–168.*
 3. *Melezhik, V.A., et al., //Geology. 2007. V. 35. P. 655–658.*
-

ИЗОТОПНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ОХОТСКОГО МАССИВА

*Е.С. Богомолов^{1,2}, В.К. Кузьмин², В.М. Саватенков^{1,3}, Н.А. Сергеева¹,
Л.А. Копытченко¹, А.В. Мезенцева¹, Л.К. Левский¹*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П.Карпинского*

³ *Санкт-Петербургский государственный университет*

В последнее время заметно увеличился интерес исследователей к изучению наиболее древних комплексов в таких регионах как Юго-Западная Гренландия, Австралия, Канада, Антарктида, Китай. Внимание концентрируется как на химической эволюции вещества Земли и других планет Солнечной системы, так и на детальном хронологическом изучении ранних этапов эволюции, используя для этого долгоживущие и короткоживущие изотопные системы.

Основным изотопным хронометром служит циркон и его U-Pb система. В то же время представляется важным расширение хронологического арсенала за счёт привлечения других минералов и методов для получения полного представления о истории развития древних комплексов. Это тем более необходимо для укрепления позиции цирконометрии, учитывая то обстоятельство, что циркон является акцессорным минералом, генетическая идентификация которого в ряде случаев требует дополнительных доказательств. Случай очевидного отсутствия подобной идентичности несколько десятилетий назад имел место при проведении в нашем институте геохронологических исследований цирконов из пород Ганальского хребта Камчатки [6]. Измеренный возраст оказался равным 3.0–3.5 млрд лет и никак не соответствовал мел-неогеновому возрасту вмещающих пород. В других случаях различие данных может быть не таким значительным, и в то же время может привести к ложным выводам.

Объектом геолого-геохронологического изучения в настоящей работе являются архейские породы Охотского массива (Кухтуйский и Верхнемайский комплексы) [2]. Ранее полученные U-Pb данные для гранулитов Кухтуйского выступа [3] соответствуют нижнему архею — 3665±19 млн лет. Это значение возраста было подтверждено изохронным Sm-Nd методом — 3645±64 млн лет [1]. Тем не менее, учитывая последующую сложную геологическую историю, достаточно сложно получить однозначную датировку. Действительно, наблюдается спектр значений U-Pb возраста цирконов в породах Кухтуйского выступа: от 3700 млн лет до 1700 млн лет [4]. Вариации U-Pb данных находят полное подтверждение при использовании других изотопных методов: Sm-Nd, Rb-Sr и развиваемого в нашем институте в настоящее время Pb-Pb метода ступенчатого выщелачивания образцов породы в целом. Геохронологические данные для пород и минералов Кухтуйского выступа: Pb-Pb — 2650±210 млн лет, Sm-Nd (минералы) — 1877±16 млн лет, Rb-Sr (минералы) — 1678±8 млн лет. Для Верхнемайского поднятия U-Pb методом по цирконам получены результаты, близкие к данным для Кухтуйского выступа, но для пробы 30 впервые получены древнейшие в России датировки, достигающие величины 3949±11 млн лет [5]. Для других изотопных систем получены близкие данные: Sm-Nd (порода в целом) 2992±61 млн лет, Rb-Sr (порода в целом) 2729±79 млн лет. При использовании Pb-Pb метода с последовательным выщелачиванием образцов гнейсов проявляются данные, соответствующие двум значениям возраста — древнее и молодое, соответствующие минеральным компонентам с более устойчивой U-Pb системой (древние значения) и минеральным компонентам, менее устойчивым к потерям радиогенного свинца

(молодые значения). Для пробы VK-6 были получены датировки 3649 ± 220 млн лет и 2686 ± 38 млн лет, для пробы 30 – 3173 ± 140 млн лет и 1575 ± 55 млн лет.

Стандартным объяснением спектра значений возраста («потери» возраста, т.е. потери части или всего содержания ранее накопленных радиогенных изотопов) является воздействие наложенных процессов. Последние приводят к повышению температуры и должны сопровождаться увеличением объема флюидной фазы, без которой миграция и потеря ионов либо затруднена, либо невозможна. Если в случае контактового метаморфизма наличие того и другого может иметь место и нередко очевидно, то в других случаях часто трудно обнаружить источники энергии, необходимой для преобразования. Более простым объяснением наличия возрастного спектра может быть другой процесс: постепенное (или быстрое) уменьшение термодинамических параметров Р-Т, т.е. снижение тепловой «нагрузки», прекращение миграции ионов и последовательное закрытие изотопных систем в различных минералах.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0002.

1. Богомолов Е.С., Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Гусева В.Ф. Исследование Sm-Nd изотопных систем в древнейших структурах Охотского массива // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург. 2009 г. Т. 1. С. 78–80.*
2. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В., Антонов А.В., Богомолов Е.С., Сергеев С.А. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 3–22.*
3. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В., Антонов А.В., Богомолов Е.С., Сергеев С.А. *Возрастные рубежи формирования гранулитов Кухтуйского выступа Охотского массива. // Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2007 г. С. 168–173.*
4. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В. // *ДАН. 2018 Т. 478. № 6. С. 1–7.*
5. Кузьмин В.К., Лепехина Е.Н., Богомолов Е.С. *Гадейские и эоархейские цирконы (3.95–3.6 млрд лет) из биотитовых гнейсов Верхнемайского поднятия (Охотский массив) // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии 5–7 июня 2018 г. Москва, ИГЕМ РАН. С. 172–174.*
6. Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. // *Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47–57.*

СУПЕРКОНТИНЕНТЫ ПРОТЕРОЗОЯ

Н.А. Божко

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Все «общепризнанные» древние суперконтиненты в истории Земли за исключением Пангеи (~230 млн лет), относятся к докембрию: Кенорленд (ия) или Пангея 0 (~2700 млн лет), Колумбия или Пангея 1 (~1800 млн лет), Родиния (~1110 млн лет) и Паннотия (~600 млн лет). Вместе с тем, согласно разработанной автором суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет, в протерозое предполагается существование еще двух суперконтинентов [1], современному обоснованию которых посвящена значительная часть доклада.

Суперконтинент под названием **Ятулия** с интервалом существования 2320–2170 млн лет был выделен на основании анализа тектонических событий, имевших место после распада неоархейского суперконтинента Пангея 1 (Кенорландия) неравномерно проявившегося на его площади. Новообразованием молодых океанов была охвачена в основном территория современных Южной Австралии, Антарктиды, Индии, Северного Китая. с рубежа около 2.5 млрд. лет в этих регионах фиксируются конвергентные процессы и коллизионный гранулитовый метаморфизм.

Замыкание океанических бассейнов на юге Австралии завершилось Слифордской орогенией с кульминацией гранулитового метаморфизма и деформаций в 2440–2420 млн лет с образованием неократона Голер [9]. в Индии около 2,5 млрд лет тому назад (2490–2446 млн лет) произошло слияние Северо-Индийского и Южно-Индийского кратонов вдоль Центральной Индийской Тектонической зоны, включавшей Восточно-Гатский и Аравалли-Делийский орогенические пояса. В протерозойской эволюции Восточной Антарктиды выделяется этап метаморфизма и деформаций в интервале 2450–2350, охвативший территории Земли Адели, оазиса Вестфолль, хр. Шеклтон и др. [2], коррелирующийся с указанными событиями Индии и южной Австралии с которыми Восточная Антарктида входила в состав единого континента [3].

Имеются данные о корообразующих процессах на уровне 2400–2300 млн лет в Западной, Центральной Африке и Южной Бразилии, в Северном Китае после межконтинентальной коллизии Западного и Восточного архейских блоков на рубеже 2.5 млрд лет и формирования Транс-Северокитайского Орогенического пояса [6,] вдольсеверного края кратона произошло раскрытие океана (~2.51 to 2.45 млн лет), замыкание которого произошло около 2.3 млрд лет тому назад с образованием коллизионного орогена Внутренней Монголии. К этому же времени (2.544–2.394 млн лет) относится формирование континентальной коры в Тариме.

Конвергентные процессы этого времени в других частях Лавразии проявились, в основном, в виде тектоно-термальной переработки коры щитов. К интервалу 2.46–2.39 млрд лет относятся деформации и метаморфизм «селецкого» цикла Беломорья в геодинамических условиях, которые трактуются противоречиво.

Кульминацией конвергентных процессов на уровне около 2.4 – 2.35 млрд. лет явилось образование нового суперконтинента. На его существование указывает в своих работах Марк Берли [3]. Суперконтинент в рамках 2320–2170 млн. лет согласно указанной шкале цикличности был назван нами Ятулия [1], принимая во внимание то обстоятельство, что рамки его существования соответствуют возрасту Ятулия (2.3–2,2 млрд. лет) Карелии, а также то, что еще в 60х годах прошлого века П. Эскола выделял Ятулийский континент.

Существованию суперконтинента Ятулия отвечает длительная пауза в тектонической активности, эпоха оледенения 2.32–2.22 млрд. лет, накопление

протоплатформенных чехлов таких как группы Претория (2350–2050 млн. лет) супергруппы Трансвааль Африки; групп Тури Крик (2.4–2.2 млрд. лет) и Вилу (2.2 млрд. лет) впадины Хамерсли Австралии; группы Гурон (2.4–2.2 млрд. лет) и пород впадин оз. Верхнее Северной Америки; нижнего Ятулия Карелии (2.–2.1 млрд. лет), Удоканской серии Алданского щита и др.

Другой выделенный суперконтинент (1520–1370 млн. лет), названный мной **Готия**, был создан в результате объединения континентальных фрагментов, возникших после распада Колумбии и слившиеся в процессе коллизионных событий, среди которых выделяется коллаж континентальных блоков Восточной Гондваны и корообразующие аккреционными процессы в Лаврентии и Балтике.

В Южной Австралии в интервале 1.6–1.5 млрд. лет отмечается аккреция микроконтинентов посредством частных коллизий, выраженная в Лебигской (1640 млн. лет), Айзанской (1.58–1.54 млн лет), Оларианской (1.6–1.5 млн лет), Караранской (1.56–1.54 млн лет) орогений [4]. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды сформировался в интервале 1.7–1.5 млрд. лет.

Около 1600 млн. лет тому назад в Индостане произошло слияние Банделькандского, Дарварского и Трансараваллийского блоков. Эти события лет отражены в Сатпурском и Восточно-Гатском поясах (1600–1500) млн., а также окончании Делийской орогении — 1650 млн. лет. Новообразованный субконтинент был причленен к Австралии и Антарктиде. Таким образом, была сформирована Восточная Гондвана.

В Южной Америке, на западе Амазонского кратона в результате орогении Негро-Журуена (1555 млн. лет) произошло становление одноименного орогенического пояса.

с этими событиями сопоставляется завершение эволюции комплекса Ипембе в северо-западной Намибии (1640–1450 млн. лет). Значительные корообразующие процессы аккреционного характера имели место на ЮЗ США в виде двух орогений: Явапайской (~1700 млн. лет) и Мазатцальской (1.68–1.65 млн. лет). в Гренвильской провинции Канады довольно широко проявилась Лабрадорская (1.7–1.6 млрд. лет) и Пинварианская (1.51–1.45 млрд. лет) орогении. Отделение Северо-Китайского кратона от Колумбии произошло на уровне 1.8 млрд. лет. Океан, образовавшийся вдоль ЮЗ края кратона существовал до 1.5 млрд лет [6]. в Скандинавии установлена последовательность корообразующих событий в интервале 1.7–1.55 млн. лет (готская орогения), включающих аккрецию островных дуг на фоне обращенной к западу субдукции [5].

Все эти события привели к объединению почти всех континентальных фрагментов в седьмой суперконтинент на рубеже около 1500 млн лет. О его существовании кроме указанных выше геолого-геохронологических данных свидетельствуют результаты современных палеомагнитных исследований. Суперконтинент на уровне 1530 млн лет реконструирует Л. Песонен с соавторами [8]. На существование дородинийского суперконтинента с возрастом 1.5 млрд лет указывает Д. Мирт [7].

Продолжительность этого суперконтинента, названного нами Готия, отвечает, в основном, раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется общим преобладанием поднятий. На этом фоне происходило формирование континентальных рифтов (Восточно-Европейская платформа, Амазония, Гренвильская провинция и др.), анорогенных магматических комплексов (Скандинавия, ЮЗ Северной Америки, Эглаб и др.), протоплатформенных чехлов (Иотний Скандинавии; отложения впадин Куддапа, Годавари Индии; Мак Артур. Виктория Ривер Австралии и др.).

Имеющиеся данные свидетельствуют, таким образом, о существовании в протерозое пяти суперконтинентов, что соответствует цикличности с периодом в 400 млн лет. Изучение суперконтинентальной цикличности выявило наличие в ходе ее

определенных закономерностей: проявление тектонической унаследованности и упорядоченности, существование е двух типов суперконтинентальных циклов, характеризующихся различным характером распада суперконтинентов, закономерное геодинамическое взаимодействие аккреционных и коллизионных орогенических поясов, развитие на фоне асимметрии Северного и Южного полушарий Земли.

1. Божко Н.А. // *Вестник Московского университета. Сер.4 . Геология.* 2009. N, C. 13–28.
2. Михальский Е. В. *Геология и эволюция земной коры восточной Антарктиды в протерозое-раннем палеозое. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва 2007.*
3. Barley M. E., Bekker A., Krapez B. // *Earth and Planetary Science Letters.* 2005. Vol. 238 P. 156–171.
4. Betts, P. G. Giles, D., Lister G.S. and Frick L.R. // *Australian Journal of Earth Sciences,* 2002, vol. 49, N4, p. 661–695.
5. Connelly, J.N. // *GSA Annual Meeting, November 5–8, 2001, Sess. 11: Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in Eastern North America, 2001, pp. 11.*
6. Kusky T.M, Li J. // *Journal of Asian Earth Sciences* 22 (2003) 383–397.
7. Meert J.G. // *Tectonophysics* 2002. Vol. 362. P.1–40.
8. Pesonen L.J., Mertanen S. and Veikkolainen T. // *Geophysica.* 2012, Vol.48(1–2), P. 5–47.
9. Swain G., Woodhouse A., Hand M., Barovich K., Schwarz, M. Fanning C.M. // *Precambrian Research.* 2005 vol. 141, no. 3, pp. 106–136,

ОРТОПИРОКСЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ.

Н.В. Боровков^{1,2}, М.Ю. Корешкова², Г.Л. Лейченко^{1,2}

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
E-mail: nikita.borovkov812@yandex.ru

² Санкт-Петербургский Государственный Университет,
Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

Мотивацией к подробному исследованию ортопироксеновых (орх) гранитоидов (чарнокитов) служит необходимость создания моделей геодинамических процессов на стадии завершения амальгамации суперконтинентов или коллизии, завершении процессов орогении, а также петрологическая задача — роль корового и мантийного вещества в формировании чарнокитов. Но поскольку в геодинамической истории Земли осуществляются различные механизмы, приводящие к появлению орх гранитоидов, геохимия их так же будет варьировать [8, 10]. Поэтому геохимические особенности и термодинамические условия формирования определенных интрузий будут индикаторами определенного геодинамического процесса, конкретной его стадии [3, 4].

В качестве объектов исследования нами выбраны два разновозрастных плутона орх гранитоидов в оазисе Бангера, Восточная Антарктида. Эти плутоны являются постскладчатыми и внедряются в ортогнейсы и гнейсы метапелитового состава, достигающих нижних пределов зон гранулитовой фации. Возраст плутонов, — 1170 ± 10 млн лет. Данные интрузии синхронны с гранулитовым метаморфизмом и ультраметаморфизмом, поскольку пик его приходится на 1180 ± 12 млн лет, в то время как сам процесс метаморфизма в регионе длится в период 1250–1170 млн лет [11,12,13]. Предполагается, что структуры оазиса Бангера являются результатом переработки кратона Йилгарн в раннем протерозое [11,12,13]. Далее произошла коллизия и амальгамация суперконтинента Родиния, и на завершающей стадии, — внедрение орх гранитоидов. Нашей задачей как раз и является создание геодинамической модели этой последней стадии, а также степень участия мантийного и корового вещества на этой стадии по геохимическим и петрологическим данным исследования плутонов орх гранитоидов.

Чарнокиты, слагающие плутоны в оазисе Бангера, изменяются в пределах диапазона всех разновидностей гранитоидов: от орх диоритов, монцодиоритов до орх монцонитов и гранитов. Наряду с этим с гранитоидами в пределах плутона ассоциируют орх-срх диориты и габбро-диориты. При этом не наблюдается постепенного перехода от одной разновидности к другой. Наоборот, эти разновидности слагают отдельные фазы, которые, возможно, внедряются поочередно, проникая друг в друга. Более основные разновидности тяготеют к краевым частям. Главной ассоциацией являются Qz, Ор, Afs, Pl, Ap, Ilm, Mt, реже встречаются Vt и Hb. Отдельные зерна Ср встречаются в основных разновидностях. Характерны пертиты, мезопертиты, ламелли клинопироксена в ортопироксене. Таким образом, в пределах плутона присутствуют как обогащенных водой гранитоиды с биотитом, так и сухие гранитоиды с ортопироксеном без биотита.

Мы предприняли попытку уточнить T,P — диапазон формирования наблюдаемых парагенезисов, при использовании нескольких методов. в начале были построены псевдосечения в системе NCKFMASHTO (программа theriak-domino) при фиксации M(H₂O) от 0.1 до 1. Поля стабильности наблюдаемых парагенезисов

находятся в сухих условиях при $T > 800^\circ\text{C}$ и $P > 10$ кбар. Но все еще остается ряд проблем в объективной интерпретации полученных псевдосечений.

Чтобы получить температуру кристаллизации мы применили тройной полевошпатовый геотермометр Fuhrman & Lindsley (1988) [5], который показал диапазон температур для формирования мезопертита в пределах $900\text{--}1000^\circ\text{C}$. Такие же данные получены при использовании тройных полевошпатовых геотермометров Kroll et al., [6] и Elkins & Grove [2]. Для зерен ортопироксена с ламеллями клинопироксена использовался пироксеновый геотермометр Lindsley (1983) [7], который дал диапазон температур $700\text{--}800^\circ\text{C}$. Для более основных разновидностей данные значения малы для температуры кристаллизации, поэтому мы интерпретировали их как температуру на стадии охлаждения, точнее закалки. Диапазон давления позволил получить разработанный на основе Рамановских спектров экспериментально синтезированных полевых шпатов термобарометр Befus et al., 2018 [1]. На основе анализа полученных рамановских спектров полевых шпатов мы определили диапазон давлений в пределах $0,10\text{--}0,12$ Гпа. Ассоциация Qz–Px и Fe–Ti оксидов идеальна для определения фугитивности кислорода; по предварительным данным она изменяется от значений ниже FMQ.

Полученные T,P — параметры согласуются с экспериментальными данными по гранитным расплавам [9]. Орх стабилен при повышенной температуре (от 750°C) и давлении (от 5 кбар) и пониженном содержании воды в расплаве. При повышении давления нижний температурный предел стабильности повышается до 900°C . Стабильность чарнокитовой ассоциации контролируется минимальной активностью воды (большая активность CO_2), высоким термодинамическим потенциалом железа и низким для магния, высокой температурой. Даже при минимальной активности воды ортопироксен прореагирует с исчезновением биотита перед тем как расплав достигнет солидуса. Биотит наблюдается очень редко, в приконтактных частях, где быстрее происходит охлаждение и присутствует более значительное количество воды.

В соответствии с классификацией [3,4], в нашем случае орх гранитоиды являются металюминиевыми, но при этом изменяются от магнезиальных (орх диориты) до высокожелезистых (орх монцодиориты, монцониты, граниты). в таком же порядке они изменяются от известковых и известково-щелочных до щелочных. в связи с этим мы можем рассматривать дифференциацию толеитовой магмы, с той или иной примесью корового компонента, включая деламинацию утолщенной континентальной коры после завершения коллизионной орогении.

Геохимические и изотопные данные ($\epsilon(\text{Nd}) = -12 \text{ -- } -21$; $\epsilon(\text{Sr}) = 84\text{--}185$) подтверждают присутствие корового компонента. При этом мы можем предполагать значительное участие мантийного материала в формировании чарнокитовых расплавов. в условиях гранулитовой фации, подстилающие нижнюю кору области, могут производить сухой основной расплав, который нагревает кору и приводит к увеличению степени метаморфизма, а далее происходит дифференциация ассоциаций

с ортопироксеном. При этом, на завершающих стадиях орогении возможно плавление в подстилающей мантии, роль этого материала так же существенна, поскольку возможно смешение основных расплавов из мантии и корового материала. Возможно, результат таких процессов и наблюдается сейчас в плутонах Оазиса Бангера. Присутствие в одном плутоне фаз как основных разновидностей, так и гранитоидных свидетельствует о многоэтапном поступлении материала с разной степенью смешения коровых и мантийных расплавов и дифференциации.

1. Befus K. S., Lin Jung-Fu, Cisneros M and Fu Suyu // *American Mineralogist*, Volume 103, 2018, pp. 600–609.
 2. Elkins L. A. and Grove T. L. // *American Mineralogist*, Volume 75, pp. 544–559, 1990
 3. Frost Ronald B., Barnes Calvin G., Collins William J., Arculus Richard J., Ellis David J. and Carol D. Frost // *J. petrol.* 42 (2001) 42 2033–2048;
 4. Frost Ronald B. and Frost Carol D. // *Gondwana research* 13 (2008) 30–44;
 5. Fuhrman M. L., Lindsley D. H. // *American Mineralogist*, volume 73, pp. 201–215, 1988
 6. Kroll H., Evangelakakis Ch. and Voll G. // *Contrib Mineral Petrol* (1993) 114: 510–518
 7. Lindsley D. H. // *American Mineralogist*, Volume 68, 1983, p.477–493.
 8. Mikhalsky E. V., Sheraton J. W., Hahne K. // *Gondwana Research* 9 (2006) 379–397
 9. Nany, M.T., 1983. // *American Journal of Science* 283, 993–1033
 10. Rajesh H. M. // *Geoscience Frontiers* 3(6) (2012) 773–788
 11. Sheraton J. W., Tingey R. G., Oliver R. L. & Black L. P. *Geology of the Bunge Hills — denman Glacier region, East Antarctica*. AGSO Bulletin 244 1995
 12. Tucker N. M., Payne J. L., Clark Ch., Hand M., Taylor R. J. M., Kylander-Clark A. R. C., Martin L. // *Precambrian research* 298 (2017) 16–38
 13. Tucker N. M., Hand M., Kelsey D. E., Taylor R. J. M., Clark Ch., Payne J. L. // *Precambrian Research* 314 (2018) 194–220.
-

Pb-Pb ВОЗРАСТ ПЕЛЛЕТОВЫХ ФОСФОРИТОВ МАЛОГО КАРАТАУ (КАЗАХСТАН)

И.М. Васильева, Г.В. Овчинникова, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова, С.Б. Фелицын
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Фосфоритоносный бассейн Каратау является одним из самых крупных в мире месторождений фосфоритов. Этот бассейн рассматривается как эталонный объект для разработки моделей фосфоритообразования венд-кембрийской эпохи [1,2]. Несмотря на многочисленные работы по геологии, минералогии и геохимии этого месторождения, на сегодняшний день нет прямой геохронологической характеристики этого объекта. С целью определения Pb-Pb возраста нами исследована U-Pb систематика пеллетных фосфоритов из чулактауской свиты тамдинской серии месторождения Джанатас, расположенного в северо-западной части Каратауского бассейна, Южный Казастахан.

Фосфоритоносные отложения Малого Каратау подстилаются позднерифейской вулканогенной курганской свитой (300–700 м), которая несогласно сменяется вендскими тиллитами и пестроцветными глинистыми карбонатами кыршабактинской свиты (5–100 м). Выше на кыршабактинских глинистых доломитов согласно залегает чулактауская свита, которая начинается пачкой строматолитовых доломитов (до 10 м). Ещё выше залегает кремневый горизонт мощностью до 20 м, на котором лежат две фосфоритовые пачки — нижняя (10 м) и верхняя (20 м), разделенные глинисто-кремнисто-сланцевой пачкой (до 35 м). Завершают разрез железо-марганцевый доломитовый горизонт (до 2 м) и бурые доломиты (от 1 до 8 м) [3].

По палеонтологическим данным, чулактауская свита, в пределах которой расположено фосфоритовое оруденение, относится к томмотскому ярусу нижнего кембрия [4.]. Основная черта комплекса окаменелостей чулактауской свиты — большое количество хиолителлитов родов *Hyolithellus*, *Torelrella*, *Pseudorthothesa*, а также протокодонтов: *Protohertzina siciformis* Miss., *Fomithella aff. infundibuliformis* Miss в низах свиты; и хиолитов рода *Uniformitheca* и *Conotheca ex gr. Mammilata* Miss, а также томмотидов родов *Camnella*, *Bercutia*, *Geresia* — в верхах свиты. [5]

Фосфатные породы и собственно фосфориты встречаются в виде небольших прослоев в кыршабактинской свите, а продуктивные фосфоритовые горизонты (общей мощностью 50–60 м) в чулактауской свите. Фосфориты месторождения Джанатас типичны для Каратауского бассейна. Это плотные серые и темно-серые мономинеральные и карбонатные фосфориты с прослоями фосфоритовых конгломератов и кремнистых фосфоритов. Изученные пеллетовые фосфориты сложены фторкарбонатапатитом. Нефосфатные минералы представлены халцедоном, кварцем, иногда полевым шпатом.

Содержание стронция в пеллетовых фосфоритах очень высокие 1060–1350 мкг/г, что типично для морских шельфовых фосфоритов. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в чулактауских фосфоритах заключено в узких пределах — 0.7087–0.7088, что соответствует этому отношению в раннекембрийской морской воде [6]. Переотложенные фосфориты, имеющие признаки вторичной перекристаллизации, отличаются от осадочных пеллетовых разностей — белый и светло-жёлтый окраской и отсутствием органического вещества. Вторичные фосфориты резко обеднены стронцием (до 140–150 мкг/г), а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них значительно выше — 0.7094–0.7099.

Результаты исследований показали, что содержания свинца в исследованных фосфоритах Джанатас варьируют от 3.69 до 7.28 мкг/г, а содержания U — от 2.71 до 12.3 мкг/г.

Изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ находятся в пределах 24.166–27.578, 15.968–16.182 и 38.214–38.429, соответственно. Отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ меняется от 54.4 до 91.2.

Точки 7 валовых фосфоритовых образцов и 5 фракций ступенчатого растворения образуют в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ прямую с углом наклона, соответствующим возрасту 543 ± 46 млн лет (СКВО = 1.03).

Полученный Pb–Pb возраст дает прямую геохронологическую информацию о времени раннего диагенеза фосфоритов чулактауской свиты и в пределах ошибок совпадает с палеонтологическими данными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00623).

1. Холодов В.Н., Пауль Р.К. // *Литология и полезные ископаемые*, 1999. №5. С.503–517
2. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
3. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты, Новосибирск. Наука, 1988. 89 с.
4. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев докембрия Малого Каратау. М., Наука, 1981. 90 с.
5. Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М., Наука, 1989. 237 с.
6. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2014. Т. 22, № 6. С.3–25.

ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ
ДОМЕНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА САРМАТИИ ПО ДАННЫМ
ИЗУЧЕНИЯ КОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ
УЛЬТРАБАЗИТОВ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

*Г.Д. Волкова¹, А.А. Носова¹, Е.В. Юткина¹, Л.В. Сазонова²,
О.Ф. Кузьменкова^{3,4}, А.Г. Лапцевич^{3,4}, А.Н. Ларионов⁵*

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь*

⁴ *Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь*

⁵ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия*

Согласно [10], Восточно-Европейский кратон (ВЕК) образован путём соединения в палеопротерозое трёх сегментов — Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. Припятский палеорифт пересекает краевую зону Сарматии вблизи её сочленения с Фенноскандией. Исследованные ксенолиты кристаллического фундамента были отобраны из щелочных ультрабазитов Жлобинского поля диатрем (периферия Припятского палеорифта) и Уваровичского поля палеовулканов (область развития позднедевонского магматизма Припятского палеорифта). в структурах фундамента Жлобинское поле подстилается Осницко-Микашевичским вулканоплутонический поясом (ОМВПП), Уваровичское поле — Брагинским гранулитовым массивом (БГМ) [1, 3].

Среди изученных ксенолитов выделены: биотит-гранатовые гнейсы, гранат-клинопироксеновые плагиогнейсы, метагаббро и биотитовый гранит.

Ксенолиты биотит-гранатовых гнейсов вынесены из БГМ. Среди них по структурным особенностям, морфологии и химическому составу минералов, геохимическим особенностям пород и Т-Р-параметрам выделяются два типа: парагнейсы и ортогнейсы. Парагнейсы представляют собой метаосадочные гнейсы кулажинской серии БГМ, претерпевшие метаморфизм гранулитовой фации, на что указывает их сходство с описанными ранее в литературе [1, 5] гнейсами кулажинской серии БГМ по петрографо-геохимическим особенностям, включая повышенное содержание глинозёма, присутствие графита и зёрен цирконов гранулитового облика с унаследованными ядрами, для которых нами в ходе настоящего исследования получены конкордантные возрастные оценки 2023 ± 17 и 2169 ± 8 млн лет, близкие к значениям, ранее опубликованным для кулажинской серии БГМ [2, 11]. Для кайм данных цирконов нами получен неизвестный прежде в пределах данной территории конкордантный возраст 1393 ± 18 млн лет со СКВО = 1.2, близкий к возрасту Данополюнской орогении на западной окраине ВЕК (1.4–1.5 млрд лет) [9]. Рассчитанные нами Т-Р-параметры для парагнейсов составили 834–893 °С и 8.8–9.0 кбар (биотит-гранатовый и полевошпатовый термометры, программа *Perple_X* в версии 6.8.6 от 24.01.2019) [8, 12, 16]. Для цирконов магматического облика из биотит-гранатового ортогнейса нами получены конкордантные возрастные оценки 1978 ± 12 млн лет и 2000 ± 15 млн лет и средневзвешенный возраст 1986 ± 8 млн лет со СКВО 0.43, что соответствует времени формирования ОМВПП (1.97–2.02 млрд лет) [6, 11]. Ортогнейс мог возникнуть по магматическому протолисту, о чём свидетельствуют более крупнозернистая (по сравнению с парагнейсами) структура породы с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, отрицательные аномалии Sr и Eu

на мультиэлементных диаграммах. Рассчитанные нами температуры уравнивания минералов ортогнейса составили 510–628 °С [8, 16].

Ксенолиты гранат-клинопироксеновых плагиогнейсов, по-видимому, представляют собой мафические гранулиты нижней коры ОМВПП. На магматическую природу протолита плагиогнейсов указывают Nb-Ta-минимум, положительные Sr и Eu-аномалии и сходство одного из спектров распределения малых элементов со спектром послегранитных габброидов ОМВПП (осницкий комплекс) из работы [6]. Рассчитанные нами значения T-P-параметров (до 862 °С и 11–15 кбар) [15] для гранат-клинопироксеновых плагиогнейсов соответствуют нижнекоровым глубинам в Припятском рифте [14].

Ксенолиты метагаббро, по-видимому, представляют собой фрагменты базитов ОМВПП [6], на что указывает сходство их геохимических характеристики.

Ксенолит биотитового гранита по химическому составу имеет сходство с гранитами ОМВПП, но может также относиться к гранитам, возникшим в результате более позднего АМСГ-магматизма (1.74–1.80 млрд лет) [7]. Данная порода является переходной между внутриплитными гранитами, коллизионными гранитами и гранитами вулканических дуг [13].

Таким образом, возраст цирконов из ксенолита биотит-гранатового ортогнейса и ядер цирконов из ксенолитов биотит-гранатовых парагнейсов (БГМ) близок к возрасту ОМВПП, что подтверждает наложение магматизма возраста 1.97–2.02 млрд лет на краевую часть Сарматского сегмента и глубокую проработку гнейсов кулажинской серии БГМ, фрагменты которых встречаются среди гранодиоритов ОМВПП [4]. в области их сочленения также могут находиться более молодые граниты (ксенолит гранита), образованные в ходе АМСГ-магматизма. Кроме того, U-Pb система кайм цирконов из ксенолитов биотит-гранатовых парагнейсов указывает на то, что БГМ и ОМВПП подверглись влиянию мезопротерозойского тектоно-термального события, предположительно Данополюнской орогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00534 и проект № 18-55-00006, а также и БРФФИ, проект № X18P-109.

1. Аксаментова Н. В., Толкачкова А. А. *Петрография и геохимия кристаллического фундамента Беларуси*. Минск, 2012. 232 с.
2. Бибикова Е. В., Богданова С. В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т. И. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.
3. Махнач А. С., Гарецкий Р. Г., Матвеев А. В. и др. *ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ*. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
4. *Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: Объяснительная записка* / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.
5. Толкачкова А. А. // *Литасфера*. 1999. № 10–11. С. 86–90.
6. Шумлянский Л. В. // *ГЕОХИМИЯ*. 2014. № 11. С. 972–985.
7. Amelin Y.V., Heaman L.M., Verchoglyad V.M., Skobelev V.M. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 116. № 4. P. 411–419.
8. Berman, R. G., Aranovich, L. Y. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.
9. Bogdanova S. V., Cecys A., Bibikova E. V., Ilyinsky L. S., Taran L. N. // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*. 2014. V. 136. № 2. P. 410–428.
10. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. *EUROPE/East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. 2016. 18 p.

11. Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. № 1–2. P. 1–18.
 12. Connolly J. A. D. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. № 10.
 13. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
 14. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. // *Geophysical Journal International*, 2018, V. 212, № 3, P. 1932–1962.
 15. Sun C., Liang Y. // *Chemical Geology*. 2015. V. 393–394, P. 79–92.
 16. Wen S., Nekvasil H. // *Computers and Geosciences*. 1994. V. 20. № 6. P. 1025–1040.
-

РАЗЛИЧИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА ЭПИКРАТОННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ НА ПРИМЕРЕ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ И ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.Н. Глухов

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский
институт ДВО РАН, Магадан, Россия*

В аккреционной структуре Северо-Востока Азии среди террейнов различной природы здесь выделяются кратонные, и миогеоклинальные, представляющие собой фрагменты Северо-Азиатского кратона (САК) [3]. Наиболее крупные среди них — Омолонский кратонный террейн (ОМ) и Приколымский миогеоклинальный террейн (ПК). Они имеют длительную историю геологического развития: наиболее древние U-Pb датировки комплексов первого составляют 2,4 млрд. лет [2], второго — 3,4 млрд. лет [2].

В структурном отношении ПК представляет собой пакет надвиговых чешуй. Наиболее древними породами являются амфиболиты, перидотиты и гнейсо-граниты (PR₁); комплексы верхнего протерозоя сложены песчаниками, филлитами, карбонатными породами и эффузивами риолит-базальтового состава. Широко развит динамотермальный метаморфизм зеленосланцевой фации. Докембрийские образования перекрыты терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя — мезозоя. Интрузивные комплексы представлены мелкими телами гранитоидов (D₂₋₃, K₁), а также дайками позднемеловых базитов. Состав вещественных комплексов ПК отражает существовавшую здесь обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным (RF, PZ₁₋₂) рифтогенезом, изредка осложнявшейся субдукционными и коллизионными (J₃-K₁) событиями. Геодинамическая эволюция фиксируется этапами четырьмя этапами деформаций, характеризовавшимися сочетанием чешуйчатых надвигов и субвертикальных разломов [3]. Наиболее древние раннепротерозойские комплексы дислоцированы и метаморфизованы совместно с рифей-вендскими и палеозойскими. Это обстоятельство позволяет выделять здесь комплексы фундамента и чехла лишь с известной долей условности.

В структуре ОМ выделяются AR-PR фундамент, представленный гнейсами и амфиболитами и RF-MZ терригенно-карбонатный чехол. На них наложены вулканы Кедонского, Олойского и Охотско-Чукотского окраинно-континентальных поясов. Стратифицированные комплексы прорваны крупными батолитами, которые относятся к двум интрузивным комплексам — абкитскому (PZ₁) и булунскому (C₁). Структуру фундамента определяют моноклинали и гранито-гнейсовые купола, чехла — пологие моноклинали и брахисинклинали. Разломы — главным образом крутопадающие.

В истории геологического развития ОМ выделяются пять этапов: AR-PR (консолидация фундамента), R-PZ₁ (рифтогенез), среднепалеозойский (коллизия, субдукция), PZ₂ - MZ (рифтогенез), MZ (субдукция). Деформационную структуру определяют крутопадающие разломы взбросо-сдвиговой кинематики. Состав вещественных комплексов и характер тектонических деформаций отражают стабильную, консолидированную структуру ОМ, сформировавшуюся к началу рифея. Последующие эпохи сжатия и растяжения существенно не изменили структурный рисунок и лишь способствовали формированию субвертикальных расколов фундамента.

Тектоническая структура и геодинамическая природа этих террейнов принципиально различны. ПК представляет собой составной террейн надвигового строения, формирование которого происходило на всем протяжении его геологической истории, начиная раннего протерозоя. Эпизоды сжатия, сопровождавшиеся складко- и надвигообразованием, разделялись длительными эпохами медленного растяжения. Напротив, ОМ представляет собой жесткую структуру, консолидированную уже к началу рифея. На протяжении всей дальнейшей геологической летописи он сохранял свое внутреннее строение. Многочисленные эпохи сжатия и растяжения на протяжении фанерозоя существенно не изменили структурный рисунок ОМ и лишь способствовали формированию субвертикальных расколов кристаллического фундамента. По гравиметрическим данным, до глубины 20 км ПК характеризуется намного большей плотностной неоднородностью нежели ОМ, причем особенно четкие различия наблюдаются на самом верхнем (10 км) срезе.

Отмеченные различия отражены и в металлогении рассматриваемых террейнов. Для ПК типичны пологие рудовмещающие структуры и широкое развитие стратиформного оруденение. Напротив, на ОМ исключительно крутопадающие рудные тела часто значительной вертикальной протяженности, а стратиформное оруденение практически отсутствует.

С учетом этого, важнейшим фактором тектогенеза эпикратонных докембрийских террейнов является наличие консолидированного дорифейского кристаллического фундамента. Оно определяет стиль разломной тектоники (преобладание пологих либо крутопадающих разломов), глубину проникновения разломов, количество и интенсивность этапов деформаций.

1. *Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса//Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.65–85.*
2. *Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский Т.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива// Доклады Академии Наук СССР. 1978, т.241. №2. С. 434–436.*
3. *Глухов А. Н., Гладков А. С., Кошкарев Д. А., Лунина О. В. Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 361–375.*
4. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРОТЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.Н. Глухов

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский
институт ДВО РАН, Магадан, Россия*

В докембрийских структурах геохимические поля формируются в течение длительного времени и являются функцией широкого спектра порообразующих процессов. Изменения геотектонических обстановок усиливают тенденции дифференциации вещества литосферы, что придает геохимической специализации структурно-вещественных комплексов (СВК) индикаторную роль. Геохимическая типизация дает также возможность выявить первичную неоднородность состава литосферы как главную причину формирования рудных концентраций различного масштаба в ходе тектономагматического развития. Преобладание сиалических либо фемических элементов определяет степень зрелости корового вещества и определяет состав связанных с ним рудных проявлений.

Среди докембрийских террейнов Северо-Востока Азии выделяются миогеоклинальные, представляющие собой фрагменты пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (САК). Наиболее крупный из них — Приколымское поднятие (ПК). Оно имеет длительную историю геологического развития: наиболее древние U-Pb датировки комплексов составляют 2,4 млрд. лет [1]. в структурном отношении ПК представляет собой составной терреин надвигового строения. Наиболее древними породами являются амфиболиты, перидотиты и гнейсо-граниты (PR₁); комплексы верхнего протерозоя сложены песчаниками, филлитами, карбонатными породами и эффузивами риолит-базальтового состава. Широко развит динамотермальный метаморфизм зеленосланцевой фации. Докембрийские образования перекрыты терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя — мезозоя. Интрузивные комплексы представлены мелкими телами гранитоидов (D₂₋₃, K₁), а также дайками позднемеловых базитов. Состав вещественных комплексов ПК отражает существовавшую здесь начиная с раннего протерозоя обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным (PR₁, RF, PZ₁₋₂) рифтогенезом, изредка осложнявшейся субдукционными и коллизионными (J₃-K₁) событиями. Вещественные комплексы ПК вмещают жильные и штокверковые рудопроявления золото-редкометальной и медно-порфировой формаций, медистые песчаники, стратиформные полиметаллические и железные руды.

Сведения о распределении химических элементов в протерозойских СВК ПК приведены в таблице.

Среди всех рассмотренных химических элементов наибольшей ролью характеризуется Sb, накопление которой характерно для большинства изученных толщ. Это определяет преимущественно халькофильную сиалическую специализацию протерозойских комплексов ПК. Вторым по значимости элементом является Mo, который накапливается в базальтах, вулканомиктовых песчаниках и доломитах. Эффузивы раннего протерозоя обогащены Ba, Nb, Zr, Y, что типично для вулканитов бимодальных ассоциаций эпиконтинентальных рифтов [6]. Повышенные максимальные концентрации Pb и Mo, наблюдаемые в карбонатных породах рифея, являются характерными для шельфовых карбонатных отложений террейнов континентального типа [5]. Геохимическая специфика нижнерифейских отложений ороэской свиты

проявляется в накоплении элементов сидерофильной ассоциации (Co и Mn), что отражает наличие офиолитов в составе нижнепротерозойского метаморфического комплекса, послужившего источником терригенного материала.

Индекс	Свита, толща	Породы	Спектры (по убыванию слева направо)					
			Zr	Sb	Mo	Ba	As	Nb
V	сяпкинская	песчаники	Zr	Sb	Mo	Ba	As	Nb
RF ₂	юагирская	сланцы	Sb	Co	Fe	Mn	Mo	As
RF ₂	чебукулахская	известняки	Sb	Mo	Co	Fe	Ni	V
RF ₂	чебукулахская	доломиты	Sb	Mo	Mn	Pb	Fe	Ni
RF ₁	ороекская	сланцы	As	Co	Mn	Sb	Zn	Zr
RF ₁	ороекская	кварциты	As	Mn	Sb	Co	Zr	Nb
PR ₁	уянкская	песчаники вулканомиктовые	Co	Sb	Fe	Mn	Mo	Zn
PR ₁	хакдонская	базальты	Mn	Sb	Ba	Nb	Zr	Y
PR ₁	хакдонская	риолиты	Zr	Sb	Nb	Ba	Y	Fe

Неравномерное распределение рудогенных элементов в горных породах и слагаемых ими формациях традиционно трактуется как следствие процессов мобилизации рудного вещества и признаков их потенциальной рудоносности, определяющий металлогенический профиль. в этом контексте выделяются метапелиты юагирской серии, которые профилированы на широкий спектр элементов, что сближает их с черносланцевыми формациями. Раннепротерозойские базальты и вулканомиктовые песчаники специализированы на Cu и Ni, а по средним содержаниям Cu и Zn (22 и 122 г/т соответственно) они сопоставимы с колчеданосными ассоциациями [4]. Весьма контрастно проявлена металлогеническая специфика доломитов чебукулахской серии на Pb, Zn и Cu, что является характерным для зон развития стратиформного полиметаллического оруденения [3]. Сидеро-литофильная геохимическая ассоциация Fe, Mn, (Co, Ni) является «сквозной» и наблюдается во всех изученных толщах. Сланцы и кварциты ороекской свиты, сформированные за счет размыва раннепротерозойских гипербазитов и гранитоидов и вмещающие стратиформную медную минерализацию, специализированы на Cu, Co, Zn, Mn, Ni, Y, Zr.

Геохимическая эволюция ПК в протерозое характеризуется накоплением халькофильных элементов и ослаблением сидерофильности, преобладанием сиалических элементов и дефицитом фемических. Это указывает на зрелый характер коры ПК в протерозойское время. Подобная тенденция характерна для также для протерозойских СВК восточной части САК и его обрамления [2], что свидетельствует об их принадлежности их на уже на раннепротерозойском этапе к единой геохимической области.

1. Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.65–85.
2. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России: в 6 томах. Т. 3. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
3. Давыдов Ю. В. Эпигенез карбонатных пород в системе «рудная залежь — вмещающие породы» на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха-Якутия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. с 427–434.

4. Дылевский Е. Ф. Колчеданосность вулканических ассоциаций (на примере вулканических комплексов центральных районов Северо-Востока России) // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 61 – 81.
 5. Летникова Е. Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Доклады РАН. 2002. Т. 385, № 5. С. 672 – 676.
 6. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
-

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ЧЕХЛА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ: ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ОКЕАНЕ НА ПРОТЯЖЕНИИ МИЛЛИАРДА ЛЕТ

*И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, А.Ю. Крамчанинов
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: antonbor9@mail.ru*

Рифей-венд-кембрийский чехол Анабарского поднятия Северной Сибири представляет собой осадочную последовательность, охватывающую важный интервал геологического времени. Этот интервал, продолжительностью более миллиарда лет, включает две планетарные эпохи складчатости (грэнвильскую и пан-африканскую) и крупные биотические преобразования, начавшиеся с эволюции эукариотных сообществ и завершившиеся формированием новых многоклеточных форм жизни. Таким образом, изучение осадочного чехла Анабарского поднятия имеет большое значение для понимания геологической летописи позднего протерозоя и раннего палеозоя. Однако для верхнепротерозойских и нижнепалеозойских пород поднятия методически достоверные с аналитической и геохимической точек зрения и строго привязанные к разрезу изотопно-геохронологические и хемотратиграфические данные весьма немногочисленны, что делает актуальным дальнейшее изучение этих отложений.

Наиболее представительная последовательность верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений Анабарского поднятия вскрыта вдоль его северо-западного склона, где эти отложения залегают с резким угловым несогласием и местами с корой выветривания на архейских и нижнепротерозойских кристаллических породах фундамента Сибирской платформы. Базальные горизонты указанной последовательности, относимые к рифею, расчленяются на две контрастные по составу и условиям формирования серии — нижнюю терригенную мукунскую, и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую. Последняя подразделяется (снизу вверх) на терригенно-карбонатную усть-ильинскую свиту с прослоями доломитов, количество которых растет вверх по разрезу, котуйканскую свиту, сложенную однообразной толщей преимущественно строматолитовых доломитов, и также преимущественно карбонатную юсмастахскую свиту, представленную, главным образом, плитчатыми и массивными строматолитовыми доломитами с прослоями глинистых и алевролитисто-песчаных доломитов и доломитовых мергелей. Различные горизонты билляхской серии трансгрессивно и местами с небольшим несогласием перекрываются породами старореченской свиты верхнего венда, представленными глинистыми строматолитовыми доломитами и глинистыми известняками. На северо-западном склоне Анабарского поднятия на старореченские отложения, в свою очередь, со следами размыва налегает верхневендско-нижнекембрийская немакит-далдынская свита, сложенная мелководными карбонатными и тонкозернистыми силикокластическими породами, которые согласно перекрываются красноцветными отложениями медвежинской свиты. Последняя, составленная известняками, глинистыми известняками и известковистыми доломитами, содержит мелкораковинные ископаемые (SSF) томмотского яруса нижнего кембрия. Выше залегают кембрийские карбонатные отложения кугдаюряхской и улакан-арымасской свит, где глинистые и доломитистые известняки чередуются с глинистыми и известковистыми доломитами. Завершают разрез преимущественно доломитовые урюнгтасская, далбыхская и атырдахская свиты.

Интервал геологич. времени	Возраст млн лет	Свита	Порода	Фракция	Rb/Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Верхний кембрий	(~499)	Атырдахская	Д	L1	0.0192	0.70909
				L2	0.0086	0.70954
Средний кембрий	(~509)	Далбыхская	Д	L1	0.0031	0.70885±6
				L2	0.0022	0.70892±5
		Урюнгтасская	Д	L1	0.0027	0.70897±4
				L2	0.0015	0.70901±3
Нижний кембрий	(~544)	Улакан-арымасская	И	L1	0.0019	0.70859±6
				L2	0.0006	0.70850±5
		Кугдаюряхская	И	L1	0.0012	0.70839±2
				L2	0.0003	0.70837±1
		Медвежинская	-	-	-	-
		Немакит-далдынская	-	-	-	-
Венд	560	Старореченская	ДИ	L1	0.0062	0.70881±6
				L2	0.0025	0.70858±10
Нижний рифей	1513±35	Юсмастахская	Д	L1	0.0118	0.70559±16
				L2	0.0051	0.70483±6
		Котуйканская	Д	L1	0.0096	0.70582±52
				L2	0.0052	0.70493±21
Усть-ильинская	-	-	-	-		

Табл. 1. Rb-Sr характеристики карбонатных пород чехла Анабарского поднятия, полученные методом ступенчатого растворения.

Примечания:

Д — доломит,

И — известняк,

ДИ — доломитизированный известняк.

Возрастные значения в скобках – рубежи геохронологической шкалы кембрия.

Rb-Sr систематика карбонатных пород исследовалась с применением усовершенствованной методики ступенчатого растворения в уксусной кислоте [2]. Методика включает химическое удаление около трети измельченного образца (фракция L1) путём предварительного кислотного выщелачивания и последующее частичное растворение (фракция L2) оставшейся части образца. Эти процедуры приводят к удалению вторичного карбонатного материала, что серьезно улучшает качество получаемой Sr-хемотратиграфической информации.

Полученные данные показывают, что (1) все исследованные карбонатные породы подверглись влиянию эпигенеза, преобразовавшего химический (увеличение отношения Rb/Sr) состав внешних слоев карбонатных зерен, и (2) методика ступенчатого растворения эффективно удаляет вторичный карбонатный материал (L1) из известняков и доломитов и приближает вычисленные для материала L2 значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к величинам, свойственным среде седиментации. Кроме того, кажущееся различие первичных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в карбонатных фракциях L1 и L2 позволяет диагностировать на изотопном уровне эпигенетические процессы в истории

карбонатной породы. Если величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ во фракции L1 меньше соответствующей величины во фракции L2, это с большой вероятностью означает, что эпигенез ограничился изменением отношения Rb/Sr в карбонатном материале. Если же величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ во фракции L1 больше соответствующей величины во фракции L2, то процесс эпигенеза должен был сопровождаться еще и заметным привнесом в карбонатный материал радиогенного ^{87}Sr . Как видно из таблицы, первый случай описывает поведение Rb-Sr систем в породах средне- и верхнекембрийских свит чехла Анабарского поднятия, а второй — в породах остальных изученных стратиграфических подразделений.

Таким образом, если судить по вариациям в породах чехла Анабарского поднятия, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейском океане около 1500 млн лет назад колебалось в узких пределах от 0.70483 до 0.70493. Достигнув максимума (около 0.70858) в позднем венде, это отношение снизилось до 0.70812–0.70823 в конце немакит-далдынского века, а затем до 0.70806–0.70812 в томмотском веке раннего кембрия [2]. в дальнейшем (в среднем и позднем кембрии) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выросло до ~0.70954.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00367).

1. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. и др. // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434–438.
2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6, С. 3–25.

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ РИФЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ И ЕЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ С РАЗРЕЗАМИ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д.А. Горшков¹, М.С. Кучеря¹, В.С. Парасына²

¹ ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

² Винтерсхалл Руссланд ГмбХ, Москва, Россия

В результате полевых работ по рекам Каменка (2017 г.), Нижняя Теря и Иркинеева (2018 г.) (Енисейский кряж), изучения кернового материала параметрических и поисково-оценочных скважин, пробуренных в пределах Байкитской антеклизы, Катангской седловины и Ангарской складчатой зоны, а также интерпретации данных сейсморазведки, предложена, модель строения рифейской карбонатной платформы (КП).

На сегодняшний день существует множество взглядов относительно возраста и сопоставления рифейских отложений юго-запада СП (Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гутина О.В., Бабинцев А.Ф., Мельников Н.В., Хабаров Е.М., и др.). Особенно спорным является вопрос сопоставления Енисейского кряжа и внутренних районов. При этом определения возрастного диапазона одних и тех же толщ может варьировать от среднего рифея до венда. Основой для расчленения разреза и дальнейших построений служит унифицированная стратиграфическая схема, принятая Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1979 г. для всего верхнепротерозойского разреза по Средней Сибири. Несмотря на значительный накопленный массив данных за несколько десятилетий, предлагаемые новые варианты сопоставления рифейских отложений не удовлетворили условиям МСК для утверждения их в качестве официальной схемы [1, 3, 4].

Система	Отдел	Региональные стратиграфические подразделения	Район Енисейского кряжа	Чадобецкий район	Байкитский район	Катангский район	
Рифейская	Верхний	Байкалий	R_{dashk} Дашкинская свита R_{ana} Нижнеангарская свита	R_{md+R_{bz}} Медведковская и Безымянская свиты R_{br} Брусская свита			OG R1
		Ляхандиний	R_{ddl} Дадыктинская свита R_{sk} Свита Серого ключа R_{shn} Шунтарская свита R_{dzh} Джурская свита (верхняя подсвита) R_{dzh} Джурская свита (средняя подсвита) R_{dzh} Джурская свита (нижняя подсвита) R_{kg} Красногорская свита	R_{tm+R_{chk}} Териновская свита + Чуктуковская свита R_{dch} Дольчиковская свита R_{sm} Семёновская свита	R_{irm} Ирэмэканская свита R_{tk} Токурская свита R_{vng} Вингольдская свита R_{rsi} Рассоплинская свита R_{jkt} Юктенская свита R_{kp} Копчерская свита	R_{ush} Ушкитинская свита R_{ay} Аянская толща	OG R2
	Средний	Керпылий	R_{ald} Аладьинская свита (верхняя подсвита) R_{ald} Аладьинская свита (средняя подсвита) R_{ald} Аладьинская свита (нижняя подсвита) R_{krt} Свита карточки	R_{rb+R_{mdr}} Юрубенская и Мадринская свиты (объединенные)	R_{mb} Куломбинская свита R_{dl} Долгоктинская свита R_{rb} Юрубенская свита R_{mdr} Мадринская свита	R_{pg} Пайгинская толща R_{nr} Нерюндинская толща R_{el+R_{kl}} Елохтинская и кулиндинская толщи R_{ogn} Огневская толща	OG R3
		Амичный	R_{grb+R_{ud}+R_{prg}} Горбилоская, Удереяская и Погорюйская свиты (объединенные) R_{prg} Погорюйская свита R_{ud} Удереяская свита	R_{pd+R_{vd}} Подлоржняя толща и вадрэшевская свита (объединенные) R_{vd} Вадрэшевская свита	R_{ay+R_{dzh}} Ереминская-аявинская и джелндуконская толща (объединенные) R_{dzh} Джелндуконская толща	OG R4	

Рис. 1. Схема сопоставления средне-верхнерифейских подразделений Енисейского кряжа, Чадобецкого, Байкитского и Катангских районов.

Предлагаемая схема корреляции свит среднего и верхнего рифея (рис. 1) базируется на основной направленности определений абсолютного возраста отложений, литологическом анализе, сопоставлении событийных («перерывных») рубежей, и палеонтологических исследованиях. Очевидно, она имеет ряд принципиальных отличий от существующих схем и является условной по вышеназванным причинам. с другой стороны, удалось определить соответствия на некоторых уровнях с более высокой степенью уверенности.

По нашим данным, наиболее вероятный вариант сопоставления рифейских отложений объясняет существование обширной КП, развивавшейся на протяжении керпыльско-лахандинского времени на Байкитской антеклизе и Енисейском кряже. На примере изучения разреза Каменской зоны Енисейского кряжа прослежены взаимоотношения рифогенных и терригенных фаций, где КП имеет ограниченное распространение в пределах унаследованной части, выдающейся в палеорельефе.

На основе литологических и палеонтологических исследований, проведенных на Енисейском кряже, была составлена принципиальная модель строения КП и шельфа, где выделено 5 фациальных зон (рис. 2): 1) внутренняя часть КП; 2) внешняя часть КП; 3) склон КП; 4) проксимальный шельф; 5) дистальный шельф.

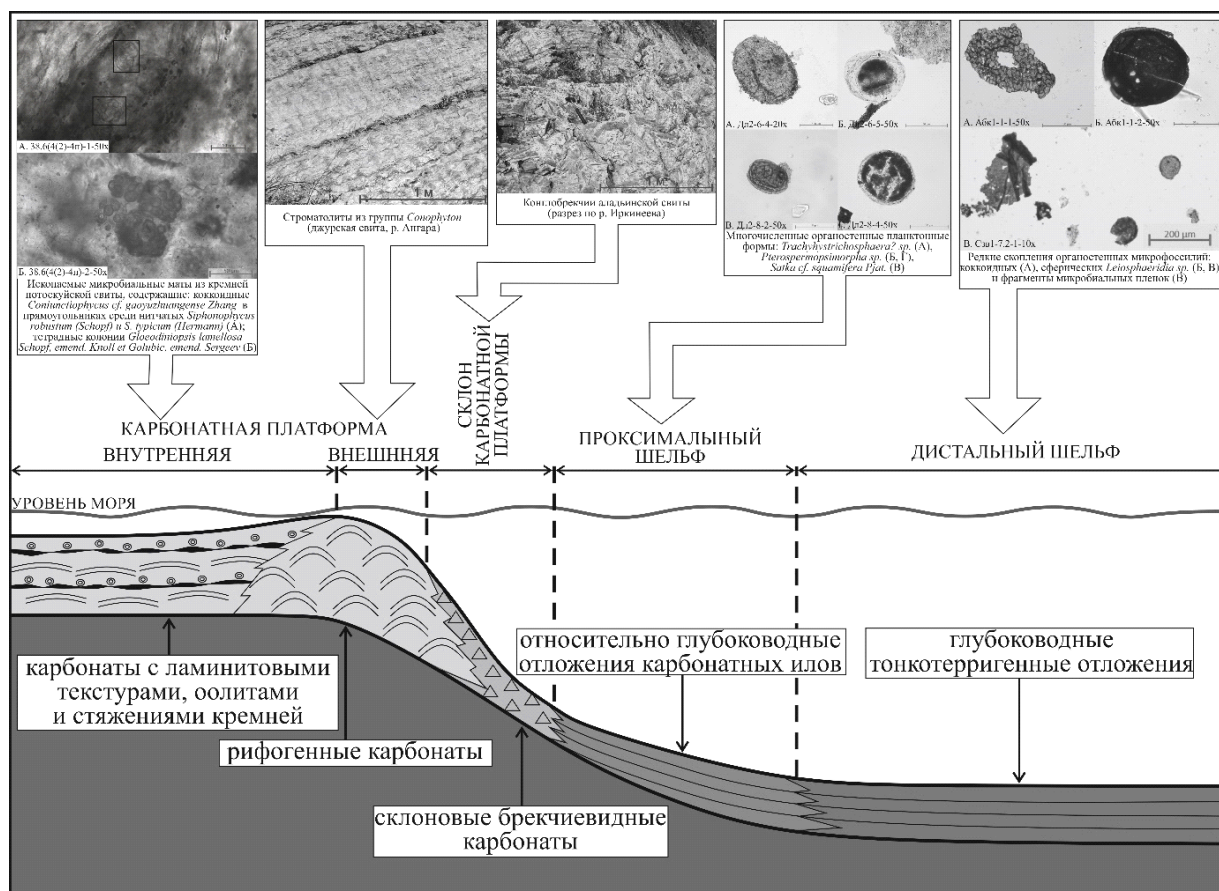


Рис. 2. Модель строения рифейской карбонатной платформы.

При изучении рифейских карбонатных отложений на Енисейском кряже установлено, что основные структуры на юго-западе СП являются унаследованными, а карбонатные платформы — преименно связанными. Кроме того, уточнена корреляция исследуемых разрезов, в результате которой на склонах Байкитской антеклизы на сейсмических профилях зафиксирован фациальный переход от внутренних частей КП к проксимальным и дистальным частям шельфа Иркинево-

Чадобецкого прогиба, что подтверждается и данными бурения. Край КП (от древних отложений к более молодым) находится примерно на одной линии, при этом отмечается уменьшение мощностей вверх по разрезу, что указывает на аградационную последовательность. Таким образом, данная модель строения рифейских отложений, может быть использована для фациального районирования средне-верхнерифейского комплекса (сеймостратиграфический интервал между ОГ R4-R1) и совместно с картами развития эрозионных поверхностей применяться для прогноза зон размещения потенциальных коллекторов.

1. Гутина О.В. Комплексное обоснование стратиграфической схемы рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы (Байкитская, Катангская НГО, Енисейский кряж, Чадобецкое поднятие). Н-ск: изд. СО РАН, 2007. 180 с.
 2. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. // Геология и геофизика, 2011, т.52, №8. С. 1173–1198.
 3. Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн. лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4. С. 313–333.
-

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРОВИНЦИИ РУКЕР, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Ю.Л. Гульбин¹, Е.В. Михальский²

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: ygulbin@yandex.ru

² ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

В горах Принс-Чарльз вскрыты разнообразные геологические комплексы, формирующие кристаллический фундамент Восточно-Антарктической платформы. В структуре фундамента выделяются раннедокембрийские протократонные блоки, частично мобилизованные на последующих этапах развития, и подвижные пояса преимущественно среднемезопротерозойского-раннепротерозойского этапа развития [1]. в раннем неопротерозое и/или позднем неопротерозое-кембрии значительные по размерам фрагменты фундамента были подвергнуты тектономагматической активизации и метаморфизму, на некоторых участках протекавшему в высокотемпературных и высокобарических условиях [4].

Исследованный район расположен в пределах раннедокембрийской Рукерской тектонической провинции, в строении которой выделяются архейско-среднепалеопротерозойская гранито-гнейсовая инфраструктура и палеопротерозойско-неопротерозойская парагнейсово-сланцевая супраструктура. Инфраструктура была сформирована на временных интервалах 3400–2700 и 2500–2100 млн лет назад [3, 9] и сложена разнообразными орто- и парагнейсами. Супраструктура включает три в различной степени метаморфизованных осадочных комплекса, максимальный возраст накопления которых составляет 2500 млн лет (серия Рукер), 1800 млн лет (серия Мензис) и 1000 млн лет (серия Содружества) (по данным U–Pb датирования детритового циркона, [11]).

В ходе двух тектонотермальных событий (орогения Рейнер, 1050–950 млн лет и орогения Прюдс, 580–500 млн лет) породы Рукерской провинции были деформированы и метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации. с орогением Прюдс в Рукерской провинции связаны мощные субширотные зоны вязкопластического течения (милонитизации), развитые в породах инфраструктуры, и надвиги, лучше проявленные в породах супраструктуры [10].

Серия Рукер выделена в пределах одноименного горного массива и по литологическим особенностям делится на две толщи. Нижняя (вулканогенная или джеспилитовая) толща включает в себя горизонты слюдисто-карбонат-хлоритовых, хлорит-актинолитовых, черных кремнистых сланцев и полосчатых железистых кварцитов. Толща смята в сжатые (вплоть до изоклинальных) складки и прорвана силлами и дайками метадолеритов, деформированных и метаморфизованных совместно с вмещающими породами. Верхняя (вулканогенно-осадочная) толща сложена пачками метапсаммитов, metabазитовых сланцев (хлорит-биотитовых, карбонат-хлорит-актинолитовых, карбонат-серицит-альбитовых), по крайней мере частично, рассматриваемых как метаморфизованные вулканиты, более редких хлоритоидных сланцев. Присутствие в метаосадках детритового циркона с возрастом от 3200 до 2500 млн лет указывает на их палеопротерозойский возраст [11].

С целью реконструкции *P–T* параметров метаморфизма изучен вещественный состав метавулканических пород и выполнено физико-химическое моделирование минеральных парагенезисов. Результаты моделирования хорошо согласуются

с фациальными схемами низкоградного метаморфизма основных пород [6, 7, и др.]. На изохимических диаграммах, построенных для метабазитовых сланцев, в области пониженных температур и давлений выделяются широкие поля устойчивости хлорит-эпидот-альбит-содержащих парагенезисов ($\pm \text{Act} \pm \text{Vt} \pm \text{Ms} \pm \text{Cal}$), характерных для низко-среднетемпературных метабазитов. Их состав зависит от ряда факторов, главными из которых являются вариации состава протолита и соотношение компонентов водно-углекислотного флюида, участвующего в фазовых реакциях. По данным расчетов, мольная доля CO_2 в составе этого флюида колебалась в пределах 0.13–0.27. Изохимическая диаграмма, построенная для хлоритоидного сланца, демонстрирует минеральные парагенезисы типичные для пород, содержащих хлоритоид и ассоциированных с базальтами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Образованию хлоритоида здесь способствует обогащение пород Fe и Al при пониженных содержаниях всех прочих компонентов; ряд признаков указывает на латеритный генезис подобных образований.

Для уточнения параметров минеральных равновесий привлечены данные хлорит-фенгитовой термобарометрии [5, 8]. Полученные результаты указывают на условия метаморфизма пород серии Рукер, соответствующие высокобарической части зеленосланцевой фации. Эти условия по давлению значительно превышают геотерму стабильной континентальной коры, что свидетельствует о пониженном термальном градиенте. Будучи отделенным от этапа седиментации и сопутствующего вулканизма временным интервалом возможно достигавшим 2 млрд лет, метаморфизм был связан с эволюцией неопротерозойского осадочного бассейна внутриплитного заложения, наполнение которого представлено породами серии Содружества. Наблюдаемая структура супракрустального комплекса и подстилающего фундамента была сформирована в процессе инверсии этого бассейна, вызванной региональным сжатием, которое, в свою очередь, явилось отражением удаленных глобальных тектонических процессов, определявших становление суперконтинента Гондвана. Рассчитанные оценки пиковых температур и давлений (400–450 °C, 7–8 кбар), близкие к условиям эндогенного режима в зонах «медленной» субдукции океанической коры [2], допускают возможность погружения фрагментов фундамента на большие глубины в результате тектонического скупивания при закрытии бассейна. Определенную роль в создании повышенного давления мог играть и эффект «сверхдавления» (overpressure) в надвигах.

1. Михальский Е.В. Протерозойские комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007. 131 с.
2. Метаморфизм и тектоника / Складов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
3. Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning C.M. // *Precambrian Res.* 2006. V. 145. P. 207–228.
4. Harley S.L. // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2003. V. 206. P. 203–230.
5. Lanari P., Wagner T., Vidal O. // *Contrib. Miner. Petrol.* 2014. V. 167. P. 968.
6. Liou J.G., Chen P.-Y. // *Lithos.* 1978. V. 11. P. 175–187.
7. Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 485–594.
8. Massonne H.-J., Schreyer W. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 96. P. 212–224.
9. Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B.V., Roland N.W., Sergeev S.A. // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. P. 101–123.
10. Phillips G., Wilson C.J.L., Fitzsimons I.C.W. *Terra Antartica.* 2005. V. 12. P. 69–86.
11. Phillips G., Wilson C. J. L., Campbell I.H., Allen C.M. // *Precam. Res.* 2006. V. 148. P. 292–306.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ (SIMS) ИЗ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА РИФТОВОЙ СТРУКТУРЫ ИМАНДРА-ВАРЗУГА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Е.А. Гурина¹, Т.А. Мыскова¹, А.Б. Вревский¹, П.А. Львов¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Имандра-Варзугская структура (ИВС), расположенная в центральной части Кольского региона, вытянута с северо-запада на юго-восток на 350 км при максимальной ширине в 50 км. Она включает ассоциацию вулканогенно-осадочных, субвулканических и интрузивных комплексов.

Вулканогенно-осадочные образования подразделяются на несколько серий (снизу вверх): стрельнинскую, варзугскую и томгинскую. Стрельнинская серия включает нижнюю кукшинскую и верхнюю сейдореченскую свиту. Сейдореченская свита, которой посвящены данные исследования, состоит из нижней осадочной и верхней вулканогенной подсвит.

В последние годы получен большой объем геохронологических данных для пород ИВС, которые в некоторых случаях не согласуются с геологическими данными и требуют дополнительных исследований. Так считается, что образования сейдореченской свиты являются вмещающими для габброидов Имандровского лополита [1]. Возраст становления габброидов по результатам U-Pb (TIMS) датирования цирконов, выделенных из разных массивов составляет 2441–2455 млн лет [1, 4, 5]. Близкое значение возраста с учетом погрешности (2448 ± 8 млн лет) установлено и для вулканитов верхней подсвиты сейдореченской свиты [1]. Не так давно методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) был получен возраст для обломочных цирконов из метаосадков нижней подсвиты сейдореченской свиты, среди которых выявлены более молодые зерна с возрастом 2425–2438 млн лет [6], что поднимает нижний ограничитель времени формирования сейдореченской свиты на более высокий стратиграфический уровень. Это позволяет допустить в качестве одного из источников терригенного материала массивы габброидов и, возможно, пересмотреть вопрос о характере соотношений Имандровского лополита с вулканитами сейдореченской свиты.

С целью уточнения состава и возраста пород сейдореченской свиты нами были изучены фрагменты детальных разрезов осадков и вулканитов в разных частях ИВС. Разрезы терригенных осадков нижней подсвиты сейдореченской свиты были изучены на северо-западном фланге ИВС (карьер вблизи пос. Риж-Губа). Осадки представлены метапсаммитами и сланцами. Химические составы пород имеют широкий разброс значений, характеризуясь средней степенью гранулометрической дифференциации и умеренным химическим выветриванием. в разрезах присутствует приблизительно одинаковое количество песчаников и алевролитов [3]. Среди псаммитов преобладают мономиктовые кварцевые песчаники, слабо карбонатистые и железистые, в подчиненном количестве — олигомиктовые и полимиктовые граувакковые. Сланцы представлены алевролитами и аргиллитами, карбонатистыми и железистыми. Распределения РЗЭ в них аналогичны таковым в постархейском глинистом сланце (РААС). в рифтогенных обстановках (к которым относится и ИВС) терригенные осадки формируются за счет ближайших источников сноса. Для данного региона это преимущественно гранито-гнейсы основания Центрально-Кольского блока, супракрустальный комплекс неархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и, возможно, палеопротерозойские базитовые интрузии. Пестрота составов

осадков сейдореченской свиты напрямую связана с разнообразием петрографического состава разрушаемых пород, так как в рифтогенных обстановках весьма быстро происходит смена комплексов пород в областях размыва. Это подтверждается и большим разбросом возрастных кластеров (U-Pb, SIMS и LA-ICP-MS), полученных по детритовым цирконам из осадков сейдореченской свиты (от молодых к древним): около 2430 млн лет, 2462 ± 21 млн лет, 2497 ± 13 млн лет, 2512 ± 24 млн лет, 2726 ± 12 млн лет, 2805 ± 11 млн лет и 2850–2976 млн лет [авторские данные и 6].

Верхняя подсвита сейдореченской свиты представлена вулканитами основного и в меньшей степени среднего состава. На ю-з ИВС в районе г. Лысая изучены вулканиты кислого состава, которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве ее представителей [1]. В них был определен возраст циркона 2448 ± 8 млн лет (Баянова, 2004), который стал считаться возрастом формирования вулканитов сейдореченской свиты. Здесь же расположен небольшой массив гранитоидов (так называемых «имандритов»), признанных субвулканическими аналогами выше названных риодацитов с возрастом 2434 ± 15 млн лет [1].

Подробное и всестороннее изучение риодацитов и «имандритов» в районе г. Лысая привело нас к выводу о генетическом родстве этих пород. Они имеют одинаковый минеральный состав (Bt-Qz-Fsp) и порфировидную текстуру, отличаясь лишь крупностью зерен основной массы. Обе группы пород на бинарных диаграммах по петрогенным и редким элементам попадают в одни и те же поля гранитов и лейкогранитов, имея небольшие вариации (в мас. %): SiO_2 70–75, TiO_2 0.3–0.7, Al_2O_3 11–14, Fe_2O_3 общ 3–8, MgO 0.1–1, CaO 1–2, Na_2O 2–5, K_2O 2–5; (в мкг/г) Rb 50–110, Sr 60–130, Y 24–59, Zr 200–400, Nb 7–16, Ba 600–1000. Породы относятся к толеитовой серии, имеют высокую железистость (0.8–1) и умеренную глиноземистость ($\text{ASI} = 0.91$ –1.33) и идентичные линии распределения РЗЭ: умеренно дифференцированные $(\text{La}/\text{Lu})_N = 8$ –12, с отчетливыми европейскими минимумами $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.55$ –0.79.

В обеих разновидностях пород присутствуют два типа циркона. Первый тип (преобладающий в навеске) — это крупные метамиктные зерна (200–800 мкм) серовато-кремового цвета длиннопризматического облика иногда с хорошо сохранившимися пирамидальными головками, но чаще это фрагменты зерен. в катодолюминесценции цирконы темные. Им свойственны высокие содержания U (до 3016 мкг/г) и Th (до 2288 мкг/г). Второй тип представлен мелкими (50–150 мкм) розовыми прозрачными короткопризматическими зернами цирконового облика с осцилляторной зональностью. Для них характерны умеренные содержания U (154–412 мкг/г) и Th (109–380 мкг/г). В качестве включений в обоих типах цирконов присутствуют Bt, Qz, Fsp и Ap, характерные для пород данного типа. Цирконы имеют разный возраст. Возрасту кристаллизации отвечает значение 2427 ± 6 млн лет, полученное по цирконам второго типа. По метамиктным цирконам первого типа получен возраст 2170 ± 7 млн лет, который, вероятнее всего, не несет геологической нагрузки, а является результатом нарушения кристаллической решетки минерала и потери радиогенного свинца при метаморфизме.

Близки в пределах погрешностей и модельные Sm-Nd возрасты сравниваемых пород: 2.95 млрд лет (для риодацит-порфиров) и 2.93 млрд лет (для гранит-порфиров).

Таким образом, разрез риодацит-порфиров, обнажающийся на ю-з структуры в районе г. Лысая, ранее относимый к верхам сейдореченской свиты (Чашин и др., 2008), вероятнее всего, представляет собой краевую часть массива гранит-порфиров. Полученное для этих пород значение возраста 2448 ± 8 млн лет скорее всего соответствует возрасту кристаллизации массива гранитов. Вопрос о времени формирования образований сейдореченской свиты остается открытым. Можно ориентироваться только на возраст наиболее молодого детритового циркона из осадков (около 2430 млн лет), дающего нижнее ограничение времени формирования свиты.

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. *Наука*, Москва, 2004 г., 172 с.
 2. Маслов А.В. и др. // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 1. С. 59–80.
 3. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
 4. Чащин В. В. и др. // *Петрология*. 2015, том 23, № 5, с. 459–489.
 5. Amelin, Y.V. et al // *Precambrian Research*. 1995. V. 75. P. 31–46.
 6. Gärtner C. et al // *Precambrian Res*. 2014. V. 246. P. 281–295.
-

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ
МЕТАМОРФИЗМ С ВОЗРАСТОМ ~ 2.45 МЛРД ЛЕТ
В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ

К.А. Докукина¹, А.Н. Конюхов^{1, 2}, К.В. Ван², Т.Б. Баянова³,
В.С. Шешуков¹, В.Б. Хубанов⁴, Т.И. Голованова⁵

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногоровка, Россия

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴ Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Уде, Россия

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) [3]. в блоках субдукционных эклогитов эклогитовой ассоциации Салма мы исследовали кислые метаморфические породы, локализованные внутри эклогитовых тел, преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Боросиликат-, Grt-, Ky-, Ph- и Crn-содержащие кварцевые породы (далее Grt-Ph-Ky-Qtz породы) были исследованы в ретроградно измененных телах эклогитов карьера Куру-Ваара (рис. 1) [2]. Тела Grt-Ph-Ky-Qtz пород имеют жильную или линзовидную форму (мощностью первые сантиметры — первые метры) характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами, или формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. в этом случае, структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподушечным заполнением, образованным гиалокластитам и осадками, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы Grt-Ph-Ky-Qtz пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадках в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффитов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах [4].

Порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного Ph в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от Qtz коронами Fsp (10–25 %) (рис. 1а, б). Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы. Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми сростаниями Vt + Pl (\pm Ky и Grt), окруженными зональной короной Fsp. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из Mu и/или Vt с Ky, Kfs, Pl, Rt, иногда с участием Grt, дюрмортьерита и корунда. Короны полевого шпата имеют зональное строение: Kfs на границе с Qtz, сменяется альбитом (An₃), а альбит в свою очередь сменяется Ca-Na Pl по направлению к центру псевдоморфозы. Иногда Fsp в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом — регулярными выделениями Kfs в Pl.

В экспериментах по плавлению Qtz-Ph сланцев [1], на месте монокристаллов Ph формировались полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из Vt, Kfs и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава на границе с Qtz. По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Grt-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. Фазе расплава отвечают плагиоклазы переменного состава, высокотемпературные полевые шпаты (представленные сейчас мезопертитами), сформированные при субсолидусной кристаллизации минерала из расплава и, возможно, некоторая часть калиевых полевых шпатов.

Первичная метаморфическая минеральная ассоциация Grt-Ky-Ph-Qtz формировалась при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650–750°C. Мы предлагаем сценарий формирования Grt-Ky-Ph-Qtz, как продукта метаморфической трансформации океанического глинисто-кремнеземистого осадка [2]. в процессе эклогитового метаморфизма, глиноземистые осадки были преобразованы в крупнозернистые Grt-Ky-Ph-Qtz, а в процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений, Ph испытал инконгруентное плавление с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз. На границе с Grt-Ky-Ph-Qtz породами, симплектитовые эклогиты трансформируются в Grt-Cpx-Pl гранулит (рис. 1в). Пик высокотемпературного метаморфизма в течении эксгумации оценивается как 850–900°C. Тем не менее нельзя исключить, что Grt-Ky-Ph-Qtz породы могут представлять собой кислый расплав, сформированной при дегидратационном плавлении гидротермально измененной океанической коры в зоне субдукции.

Методами TIMS и LA-ICPMS были датированы цирконы из двух проб Grt-Ky-Ph-Qtz пород и вмещающего их гранулита (рис. 1). Было получено согласованное значение U-Pb возраста ~ 2.45 млрд лет, которое мы интерпретируем как время высокотемпературного гранулитового метаморфизма.

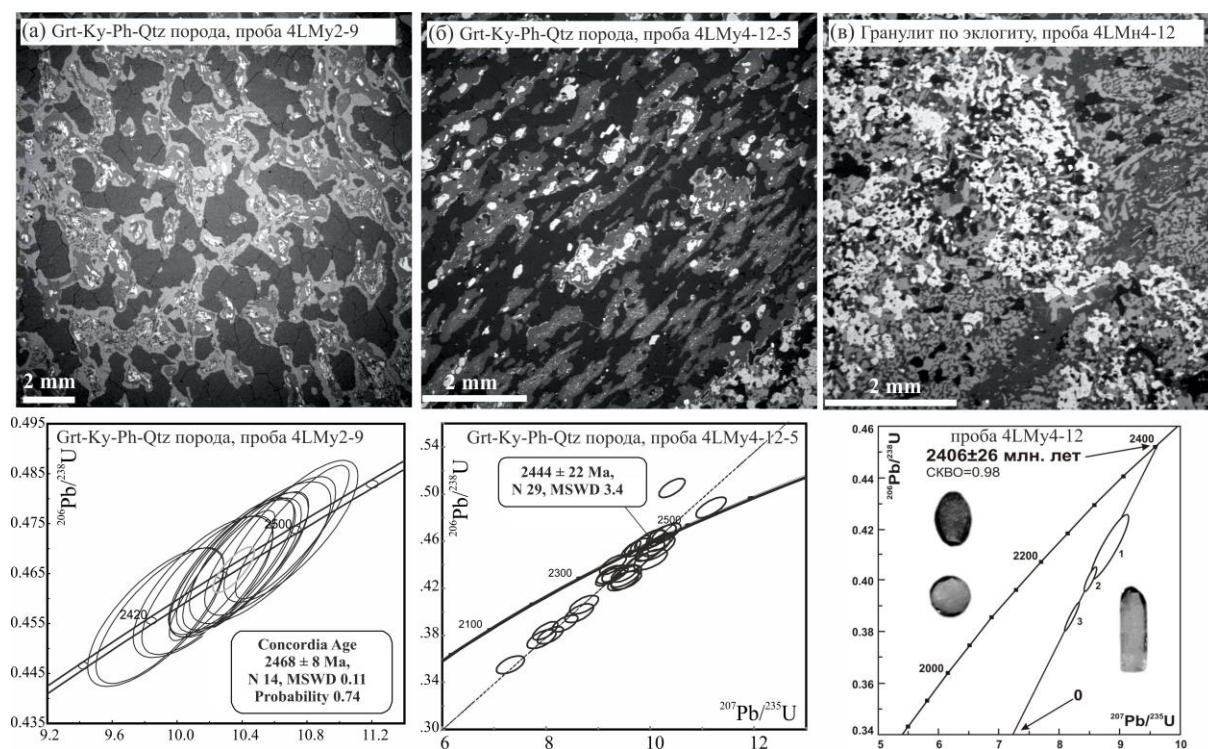


Рис. 1. BSE изображения датированных кислых и мафических пород и диаграммы с конкордией. Пояснения в тексте.

1. Brearley A. J., Rubie D. C. // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 925–956.
 2. Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. // *Journal of Metamorphic Geology*, 2017. V.35. P. 435–451.
 3. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 561–584.
 4. Svetov, S.A. *Archean Magmatic Systems of Ocean–Continent Transition Zone in the Eastern Fennoscandian Shield*. Russian Academy of Sciences: Karelia Science Center, Petrozavodsk, 2005. 230 pp.
-

ДАЙКИ БАЗИТОВ С ВОЗРАСТОМ 2.5 МЛРД ЛЕТ
КОЛЬСКОГО И МУРМАНСКОГО БЛОКОВ ВОСТОЧНОЙ
ФЕННОСКАНДИИ: СОСТАВ, ПЕТРОЛОГИЯ
И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ

*С.В. Егорова¹, А.В. Степанова¹, Е.Б. Сальникова², Ю.О. Ларионова³,
А.А. Арзамасцев^{2,4}, А.В. Самсонов³, Р.В. Веселовский^{5,6}*

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

E-mail: egorova_sv@krc.karelia.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

⁴ Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

⁶ Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

Реконструкция суперконтинентов в истории Земли является одной из наиболее дискуссионных проблем геодинамики и обычно базируется на корреляции надежно датированных магматических и метаморфических комплексов и палеомагнитных данных. Масштабный мафический магматизм крупных магматических провинций (КМП), охватывающий миллионы квадратных километров, но происходивший в течение короткого интервала геологического времени, обычно маркирует процессы распада суперконтинентов [6]. Реликты КМП Мистассини с возрастом 2505 млн лет установлены к настоящему времени на многих кратонах мира [8] и представлены (1) роями мафических даек на Канадском щите [7,12]; (2) расслоенными интрузиями, дайками базитов и вулканитами Имандра-Варзугской структуры Кольского блока [1,2,5,9]; (3) габбро-анортозитами Беломорского подвижного пояса [11] и (4) дайками габброноритов в ЮВ части Карельского кратона [3]. Результаты корреляции геологических событий с возрастом 2.5 млрд лет предполагают принадлежность кратонов Superior и Hearne Канадского щита и Кольского и Карельского блоков восточной Фенноскандии к суперконтиненту Сьюпериа [4,10], Кольский и Карельский блоки в этой реконструкции рассматриваются как части единого Кольско-Карельского континентального блока [4].

В докладе будут представлены результаты изучения даек базитов с возрастом 2505 млн лет Кольского и Мурманского блоков Фенноскандинавского щита.

Дайки оливиновых габброноритов установлены в центральной части Кольского блока. Породы характеризуются высокими концентрациями MgO (до 20.23 мас.%), повышенными содержаниями SiO₂ (до 53 мас. %) и низкими TiO₂ (<0.54 мас. %). ОI габбронориты обогащены ЛРЗЭ, деплетированы ТРЗЭ и ВЗЭ. Возраст кристаллизации даек по данным U-Pb датирования бадделеита составляет 2503±1 и согласуется с полученными ранее результатами [12].

Дайки кварцевых долеритов наиболее широко распространены в пределах Кольского и Мурманского блоков. По химическому составу рассматриваемые породы варьируют от умеренно-Mg базитов до диоритов. Все дайки строго деплетированы Nb (Nb/Nb* = 0.17–0.41), характеризуются фракционированным спектром распределения РЗЭ и отрицательными значениями εNd_T = –1.7 – –1.3. Возраст кристаллизации даек по данным U-Pb датирования бадделеита (ID TIMS) составляет 2505 млн лет.

Дайки Rх-РI порфиритов формируют серию маломощных тел в центральной части Кольского блока. Умеренная магнезиальность (MgO = 6.11–6.71 мас.%), дифференцированный характер распределения РЗЭ, деплетированность Nb и отрицательные значения εNd_T = –2.3 – характерные черты даек Rх-РI порфиритов.

Дайка О1 габбро была изучена в центральной части Мурманского блока. Она характеризуется относительно низкими содержаниями MgO (до 8.5 мас.%) и повышенными TiO₂ (до 1.4 мас.%), ярко выраженной деплетированностью TP3Э и отрицательными значениями $\epsilon_{NdT} = -0.28 - -0.62$. Датирование бадделеита показало, что возраст кристаллизации дайки оливиновых габбро составляет 2505±4 млн лет.

Полученные результаты позволяют разделить рассматриваемые дайки на две петрологические группы. Первая группа включает дайки О1 габброноритов, Рх-Р1 порфиритов и Qtz долеритов. Эти дайки по геохимическим характеристикам близки к изученным ранее в пределах Кольского блока компонентами КМП Мистассини. Дайки О1 габброноритов аналогичны по составу с расслоенными интрузиями, а дайки Рх-Р1 порфиритов и Qtz долеритов близки к вулканитам Имандра-Варзугской структуры. Результаты моделирования с использованием пакета alphaMELTS показывают, что дайки О1 габброноритов, Рх-Р1 порфиритов и Qtz долеритов, расслоенные интрузии и вулканиты Кольского блока могут быть получены в результате фракционной кристаллизации единого первичного расплава. Изотопный состав неодима пород этой группы предполагает высокие степени контаминации первичного расплава коровым материалом.

К дайкам II группы относятся О1 габбро, характеризующиеся более высокими значениями ϵ_{NdT} и ярко выраженной деплетированностью TP3Э и не имеющие аналогов на территории Фенноскандинавского щита. Их первичные расплавы, вероятно, были получены в результате относительно низких степеней плавления мантийного источника в поле стабильности граната и менее контаминированы коровым материалом.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы: (1) дайки базитов с возрастом 2505 млн лет широко распространены в пределах Кольского и Мурманского блоков. Широкое площадное распространение, высоко-Mg состав и узкий временной интервал формирования базитов свидетельствуют о существовании мантийного плюма, обеспечившего широкое проявление основного магматизма на территории Фенноскандинавского щита. Область распространения наиболее магнезиальных базитов возраста 2505 млн лет, вероятно, отвечает позиции центра плюма. в этом случае Карельский блок мог располагаться на его периферии, что обусловило немногочисленность проявлений базитового магматизма этого возраста; (2) пространственные и возрастные данные свидетельствуют о том, что рои мафических даек Кольского и Мурманского блоков являются компонентом КМП Мистассини. Эти данные также позволяют предположить, что Кольский и Мурманский блоки и часть Канадского щита в начале палеопротерозоя входили в состав единого суперконтинента.

Исследование поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10260.

1. Баянова Т.Б. *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма.* М.: Наука, 2004. 172 с.
2. Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. *Precambrian Res.* 1995. V. 75. P. 31–46.
3. Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S. *The search for Archean-Paleoproterozoic ... // Abstract for IGC33 meeting, Oslo, Norway, 2008.*
4. Bleeker W., Ernst R. *Short-lived mantle generated...// Dyke Swarms — Time Markers of Crustal Evolution.* 2016. P. 3–26.
5. Ciborowski T. J. R., Kerr A. C., Ernst R. E. et.al. *Journal of Petrology.* 2015. V. 56(8). P. 1459–1494.
6. Ernst R.E., Bleeker W. *Canadian Journal of Earth Sciences.* 2010. V. 47. P. 695–739

7. Ernst R.E., Bleeker W., Söderlund U., Kerr A.C. *Lithos*. 2013. V. 174 P.1–14
 8. Ernst R. *Large igneous provinces*. Cambridge Univ. Press. 2014. P. 1–666
 9. Fedotov Z.A., Bayanova T.B., Serov P.A. *Geotectonics*. 2012. V. 46. P. 412–426
 10. Heaman, L.M. U–Pb dating of mafic... // *Program with Abstracts*, 1995. 20: A43.
 11. Stepanova, A.V., Stepanov, V.S., Larionov, et al. *Petrology*. 2017. V. 25(6) P. 566–591.
 12. Rodionov N., Belyatsky B., Antonov A., Smolkin V., Sergeev S. *Baddeleyite and zircon dating...//7th International SHRIMP Workshop*. National Institute of Polar Research, Japan, 2014. P. 26–31.
-

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ШУНГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Л.П. Заборовская¹, В.Г. Яценко¹, В.В. Покалюк¹, С.П. Лашко²

¹ Институт геохимии окружающей среды НАН Киев, Украина,

² Кременчугский национальный университет, Кременчуг

Накопление больших объемов органического вещества (ОВ) в осадочных отложениях палеопротерозоя характерно для многих регионов мира [4]. На Украинском щите углеродсодержащие метаосадочные породы широко распространены в составе всего палеопротерозойского разреза мощностью около 5000 м Криворожской синклинойной структуры; наибольшие концентрации ОВ приурочены к гданцевской свите криворожской серии (~700 м).

Минералого-петрографическими, электронно-микроскопическими, изотопными и рентгено-структурными методами изучены палеопротерозойские высокоуглеродистые ($C_{\text{общ}}$ — до 21 %) шунгитоподобные породы Млынковского участка (Правобережный район Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны). Участок представляет полосу супракрустальных архей-палеопротерозойских пород, вмещающих железистые кварциты (Млынковская магнитная аномалия), длиной более 7 км и шириной около 700 м, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Шунгитоподобные породы приурочены к толще гданцевской свиты мощностью ~150 м, сложенной преимущественно алюмосиликатными и глиноземистыми сланцами с углеродистым веществом. Залежь шунгитоподобных пород мощностью 10–30 м простирается в субмеридиональном направлении на 1,5 – 2,0 км; прослежена скважинами до глубины 250 м [3].

Макроскопически шунгитоподобные образования представляют собой темно-серые до черных, тонкослоистые и массивные, нередко сланцеватые породы пелитомофного облика. Минеральный состав пород однообразен: преобладают три компонента — чёрное углеродистое вещество, кремнезём (опал, халцедон, кварц) и серицит (гидромусковит ?). в небольшом количестве (до 3–5 %) диагностируются: пирит, цеолит, карбонат.

Углеродистое вещество (УВ) составляет под электронным микроскопом до 20–30 %, образуя рассеянные/рассредоточенные скопления/выделения неправильной формы с признаками тонкоглобулярного/тонкокомковатого строения в массе кремний-силикатного (опал-халцедон-серицит/гидромусковитового?) материала (рис. 1 а). Соотношения кремний-силикатного и углеродистого вещества несколько разнятся, формируя тонкую слоистость. в породах обнаружены многочисленные силуэтные формы образований (рис. 1 б), очень похожих на цианобактерии рода *Lyngbiopsis ambigolaevis* sp.nov., выявленные А.М. Снежко в отложениях верхней свиты криворожской серии [1, 2]. Данные образования (микрофоссилии (?)) имеют форму коротких палочек (длина 0,3–0,6 мм, ширина 0,15–0,2 мм) с характерным внутренним строением: внешние оболочки (чехлы цианобактерий ?) сложены чешуйками серицита (гидромусковита ?); сердцевина выполнена тонкозернистым опалом в смеси с тонкодисперсным углеродистым веществом. *Кремнезём* в высокоуглеродистых породах Млынковского участка представлен тремя модификациями — кварцем, опалом и халцедоном. в количественном отношении преобладает опал и халцедон. Опал является поровым цементом породы, халцедон образует тонкие ветвящиеся прожилки и микрожеоды прихотливой формы (рис. 1 в, г) размером от долей миллиметра до 1,5–2 мм. Микрожеоды имеют концентрически-зональное строение: внешние тонкие

контуры имеют микрослоистую агатовидную текстуру; центральные зоны выполнены халцедоном радиально-лучистого строения. Наличие в основной ткани пород плохо раскристаллизованного кремнезёма (опала и халцедона) говорит о слабой степени их метаморфизма. Кварц в высокоуглеродистых породах Млынковского участка присутствует в виде линзовидных, гнездовидных скоплений, развивающихся вдоль трещин, плоскостей скольжения; кварц является более поздним по отношению к халцедон-опаловому матриксу. с кварцем ассоциируют крупные выделения идиоморфного пирита, крупные чешуйки флогопита и кристаллы барийсодержащего калиевого полевого шпата и кальцита. *Серицит (гидромусковит ?)* наблюдается в виде тонких чешуек, располагающихся в основном субсогласно тонкой слоистости породы. Очевидно, серицит/гидромусковит ? образовался при раскристаллизации силикатного (глиноземистого) материала исходных глинисто-гелевых осадков.

По данным рамановской спектроскопии (Лыжаченко, 2018) углеродистое вещество Млынковского участка характеризуется неупорядоченной (неграфитовой) структурой. Изотопный состав углерода шунгитоподобных пород Млынковского участка ($\delta^{13}\text{C} - -33\%$) укладывается в диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ углерода шунгитов Карелии ($-36 - -26 \%$).

На основании комплексного сопоставления высокоуглеродистых пород Млынковского участка с шунгитоносными породами Карелии сделан вывод об их принципиальном структурно-вещественном и генетическом сходстве. Характерной особенностью, выделяющей их среди прочих метаморфизованных осадков раннего докембрия Украинского щита, является крайне низкая степень метаморфизма, соответствующая цеолитовой фации, о чем свидетельствует: слабая раскристаллизация кремнистого (опал, халцедон) матрикса пород; присутствие в породах цеолитов и углеродистого вещества, не достигшего стадии графитации.

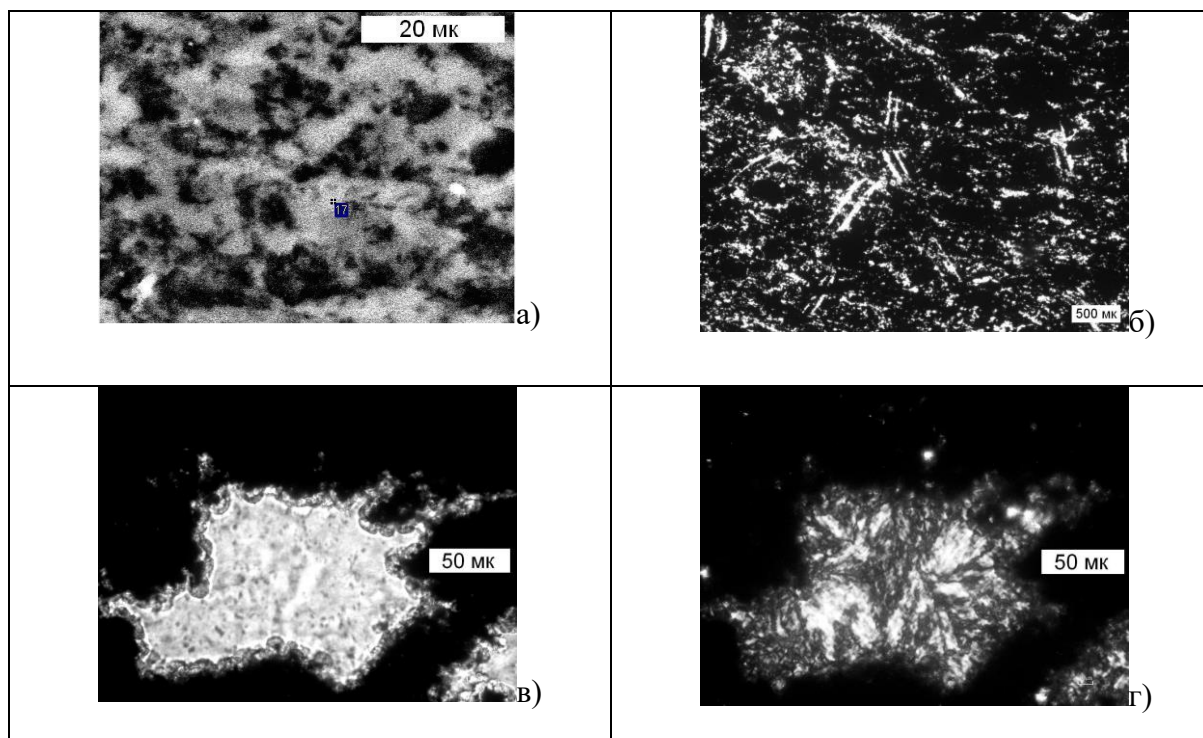


Рис.1. Структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых шунгитоподобных пород Млынковского участка Украинского щита: а) характер скоплений углеродистого вещества (чёрное) в серицит-кремнистом (серое) матриксе породы, электронное изображение; б) биогенные образования (микрофоссилии ?) в высокоуглеродистой породе, илиф, николи ||; в) микрожеода халцедона среди углеродистого вещества, илиф, николи ||; г) то же, николи +.

1. Каляев Г.И., Снежко А.М. // Геол.журнал. 1973. Том. 33. Вып. 6. С.16–28
 2. Снежко А.М., Раскатова Л.Г. // ДАН УССР, Серия Б. 1979. № 3. С. 181–186
 3. Снежко А.М, Лашко С.П., Яценко В.Г. // Сборник научных работ Института геохимии окружающей среды. 2002. Вып.11. С.80–88
 4. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2002. 146 с
-

ГЛОБУЛЯРНЫЕ И ТОНКОДИСПЕРСНЫЕ
СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА:
НОВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И
ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Т.С. Зайцева¹, А.Б. Кузнецов¹, И.М. Горохов¹, Т.А. Ивановская², Т.Л. Турченко¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: z-t-s@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Венд на Южном Урале (западный склон Башкирского поднятия) представлен мощным (около 2 км) терригенным комплексом ашинской серии [6]. Отложения серии с глубоким эрозионным размывом залегают на породах стратотипа верхнего рифея и несогласно перекрыты девонскими кварцитами. Ашинская серия объединяет семь свит: толпаровскую, суировскую, бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую. Отложения четырех верхних свит имеют относительно близкую мощность и однородный литологический состав, выдержанный на большой площади в пределах Башкирского поднятия. Эти отложения представляют собой предгорную молассу, образованную при размыве древнего орогена [2]. Басинская и зиганская свиты содержат отпечатки ископаемой бесскелетной макрофауны, типичной для эдиакария и верхних отделов венда. Отложения самых нижних горизонтов серии (толпаровская, суировская и бакеевская свиты) распространены локально и заполняют протяженные палеопрогибы, прорезанные ледником в породах рифея [3]. в стратиграфической схеме докембрия Башкирского поднятия терригенные отложения, залегающие между карбонатными породами каратавской серии верхнего рифея и аркозовыми песчаниками урюкской свиты ашинской серии, традиционно относятся к нижнему венду. На восточном склоне Башкирского поднятия в Бельской впадине между известняками урюкской свиты верхнего рифея и гравелито-песчаниками байназаровской свиты (аналога урюкской свиты) венда залегают кварцевые песчаники криволукской свиты (100–250 м) и «микститы» кургашлинской свиты (160–200 м).

Мощность бакеевских, толпаровско-суировских и кургашлинских отложений значительно варьирует от 140 до 1200 м. По литологическому составу и фациальным особенностям отложения нижнего венда Южного Урала существенно отличаются от осадков типичных моласс. Первые представляют собой осадочную последовательность, где континентальная морена сменяется марино-гляциальными и мелководными литоральными осадками, формируя региональный гляциогоризонт, образование которого было связано с одной из эпох неопротерозойских оледенений.

Возраст карбонатных пород инзерской и миньярской свит, которые слагают ложе ранневендского ледника на Южном Урале, заключен в интервале 844–820 млн лет (Pb-Pb метод) [8]. Rb-Sr возраст аутигенного иллита инзерской свиты согласуется с возрастом известняков и равен 835–836 млн лет [4]. Несмотря на длительную историю изучения венда Южного Урала, надежных данных о его нижнем возрастном рубеже до сих пор не получено. Это существенно затрудняет корреляцию вендских разрезов, как на региональном, так и на межрегиональном уровне. Единственным исключением остаются данные о возрасте бакеевской свиты, которые были получены K-Ar методом (609 млн лет) [1] и Rb-Sr методом (617 ± 12 млн лет) [7] по глаукониту несколько десятилетий назад, а также полученные нами недавно Rb-Sr возрасты аутигенных иллитов из толпаровской и бакеевской свит, отражающие время диагенеза

погружения осадков (580–590 млн лет). Таким образом, уточнение возраста глауконита бакеевской свиты в настоящее время приобретает особую актуальность.

Бакеевская свита — стратиграфическое подразделение, выделенное Ю.Р. Беккером [1] в основании урюкской свиты и отнесенное им к базальному уровню венда. Свита представлена преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями конгломератов (иногда тиллитоподобных). Отложения свиты содержат многочисленные линзы глауконита и гематитовых руд. в типовом разрезе на левом берегу р. Зилим в районе д. Бакеево мощность свиты достигает 140 м. Здесь же по правому берегу р. Зилим отложения свиты несогласно залегают на известняках укской свиты. в пределах Башкирского поднятия бакеевские отложения слагают крылья Алатауского антиклинория и узкой полосой протягиваются вдоль западного борта Сулеймановской синклинали.

Первая попытка определения возраста бакеевской свиты была сделана по валовым пробам минералогически неизученного глауконита К-Аг методом [1]. Проведенное позднее минералогическое изучение бакеевских глауконитов показало присутствие в глобулах эпигенетических участков с более упорядоченной структурой слюды, что выражалось в замещении ионов железа на алюминий в структуре минералов ГСС [7]. Был предложен специальный способ выделения наиболее железистых (как правило, наименее измененных) фракций глауконита по плотности и магнитным свойствам. Rb-Sr возраст « наиболее железистых » глауконитов бакеевской свиты оказался древнее по сравнению с возрастом валовых проб. Однако полноценное использование методики магнитной сепарации для выделения наименее измененных фракций глауконита в бакеевской свите осложнено особым характером эпигенетического процесса, проявленным в интенсивном ожелезнении вмещающих песчаников. в связи с этим для бакеевских глауконитов наряду с традиционным минералого-геохимическим и рентгеновским исследованием нами предпринято дополнительное изучение их кристаллохимической структуры методами мессбауэровской и ИК-спектроскопии с целью выяснения картины распределения октаэдрических катионов [5], что должно помочь в выборе материала для изотопного датирования и получении более достоверных геохронологических данных.

Проведенные исследования показали, что, несмотря на следы эпигенетического преобразования пород бакеевской свиты, выделенные размерные и плотностные фракции зерен (0.1–0.2 мм, 2.4–2.8 г/см³) сохранили Rb-Sr систему закрытой со времени диагенеза. Обработка мессбауэровских и ИК-спектров и теоретические расчеты показали хорошее согласие результатов с «доменно-упорядоченной» моделью распределения октаэдрических катионов, которая характерна для стадии раннедиагенетического формирования «зрелого» глауконита. Полученный Rb-Sr изохронный возраст глауконитов бакеевской свиты составил 642 ± 9 млн лет (СКВО = 6.5) и определяет минимальный возраст накопления базальных горизонтов ашинской серии на западном склоне Южного Урала.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (№ 17-05-00254 и 19-05-00886).

1. Беккер Ю.Р. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 125–129.
2. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
3. Горожанин В.М. // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41–45.
4. Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.

5. *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5S. С. S3–S26.*
 6. *Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16–21.*
 7. *Козлов В.И., Горожанин В.М. // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14–23.*
 8. *Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.*
-

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

В.И. Иващенко

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

В число редких металлов включается 40–44 химических элемента [4 и др.], которые принято делить на 5 групп [4 и др.]: *легкие* (Li, Be, Rb, Cs); *рассеянные* (Ga, In, Sc, Ge, Cd, Se, Bi, Te); *редкоземельные* (Y, La и все лантаноиды); *тугоплавкие* (Zr, Hf, V, Nb, Ta, Re); *радиоактивные* (Fr, Ra, Ac, Po, Tl, Th, Pa, U и все трансураниевые элементы).

В протерозое Карелии известны рудные объекты Li, Be, In, Ce, La, Y, V, Nb, Ta, Re, U, Re, Se, относящиеся к нескольким рудно-формационным типам [2] (табл.). Редкие металлы в них являются как основными рудными компонентами, так и попутными (In, Re, Se, Sc), представленными различного рода примесями в рудных и породообразующих минералах. По запасам и содержаниям среди рассматриваемых рудных объектов только V, Be, U-ые достигают масштабов мелких месторождений, остальные относятся к категории проявлений.

Основные ресурсы ванадия сосредоточены в Онежском рудном районе — месторождения Падминской группы (556 тыс. т) и Пудожгорского габбродолеритового комплекса (1,5 млн т) и частично в Приладожье — проявления Леппяюрское (400 тыс.т) и Ковадъярвинское [3].

Наиболее значимые (C_2 — 2,4 тыс. т., P_1+P_2 — 15,3 тыс. т.) рудные объекты бериллия [3] представлены апоскарново-грейзеновыми месторождениями (Хопунваара, ЮЗ Люпикко, Уксинское), связанными с Li-F-гранитами Салминского массива рапакиви. Апоскарновые руды этих же месторождений и в целом месторождений Питкярантской группы в западном экзоконтакте данного массива характеризуются также высокими содержаниями индия (до 605 г/т) и присутствием собственного минерала индия — рокезита ($CuInS_2$) [1, 6]. Главным минералом-носителем индия, как и в других регионах мира, является индийсодержащий сфалерит (In до >1,5%, ср. — ~1000 г/т). Средние содержания индия в рудах Питкяранты (~100 г/т), в несколько раз превышают таковые в месторождениях России (Урал –10–24 г/т), где добывается в настоящее время данный металл. Учитывая прямую корреляционную зависимость между содержаниями In и Zn в Питкярантских месторождениях прогнозные ресурсы индия здесь могут достигать 2400 т [1].

Урановые месторождения (Карку, Птицефабрика), относящиеся к высокоперспективным рудно-формационным типам, характеризуются низкими содержаниями урана и незначительными запасами (табл.).

Широко распространенные на территории Карелии проявления редких металлов в пегматитах — как правило, комплексные, с низкими содержаниями и незначительными ресурсами. Изредка встречаются жилы (Аськиярви и Визиполуостров) с очень высокими концентрациями этих металлов по данным бороздового опробования (Невскгеология), % – Nb (15–20), Ta (1), Y (2–3), Zr (2–10), U (1,3–1,9), Th (1,2), остающиеся по настоящее время практически не оцененными и неизученными.

Наиболее перспективные редкоземельные проявления протерозоя Карелии связаны с Елетьозерско-Тикшеозерским щелочным комплексом (% Nb — 0,5, Ta — 0,015, Y — 0,5, La — 0,1, Ce — 0,3, Hf — 0,03, Zr — 1, Be — 0,3) и Салминским и Улялегским анортозит-рапакивигранитными массивами (% Y до 0,41), Ce, La до 0,5, Nb 0,01–0,03).

Группа	Класс	Рудно-формационный тип	Минеральный тип	Рудные объекты (содерж., %; ресурс. тыс. т)
Магматическая	Позднемагматический	Редкоземельно(Се,La) - фосфатный шощонитовый	Титанит-ортит-апатитовый	Элисенвара (Σ Се,La 0.3–>1.0) Акионсалми (Σ Се,La ~0.2)
		Ванадий-титан-железородный базитовый	Ильменит-титаномагнетитовый	Пудожгорское (V 0.22; 720) Койкарское (0.18; 565) Ельеззеро (0.05; 50) Вялимяки (0.33; 430)
Петматитовая	Флюидно-магма-тогенный	Редкометалльный (Nb,Ta,Zr,Ce,La) щелочногабброидный	Пироклор-циркон-колумбитовый	Ельеззерское–1 (Nb 0.13; 1.6; Σ Се,La 0.36; 61.0) Ельеззерское (Nb до 0.35)
		Редкометалльный (Li,Be,Ta,Nb) гранитогенный	Сподуменовый Лепидолитовый Берилловый Танталит-колумбитовый	Вершинное (Ta 0.1; 0.13) Туоксъярви (Li 0.5) Линнавара, Укса (Be до 5.0) Случайное (Ta,Nb 0.02; 0.7) Аськиярви (Ta 1.0 Nb 15.0)
		Редкоземельный (Ce,La,Y) гранитогенный	Эвксенитовый Ксенотимовый	Нуолайниemi (Y 0.1) Кинаж (Y 0.07)
Альбитит-грейзеновая	Апоскарново-грейзеновый	Бериллиевый (с гранитами рапакиви)	Хризоберилл-гельвиновый	ЮЗ Люпикко (Be 0.04; 3.8) Уксинское (Be 0.03; 14.0)
		Индий-полиметалльный (с гранитами рапакиви)	Сфалеритовый	Хопунваара (In 0.018; 0.6) Люпикко (In 0.008; 0.018)
	Грейзеновый	Редкометалльный (Ta,Nb) (с гранитами рапакиви)	Танталит-колумбитовый	Хепаоя (Nb 0.03; Ta 0.01) Мюзилампи (Σ Ta,Nb 0.02; 30) Камень Наволок (Nb 0.01)
Гидротермально-метасоматическая	Субщелочные приразломные метасоматиты	Уран-молибден-благороднометалльно-ванадиевый (\pm Re, Se)	Роскоэлитовый Молибденитовый	Падминская группа (V 1.4; 210) Озерное (Re* до 1,2, Se* до 15)
	Черносланцевый	Молибден-благороднометалльно-ванадиевый	Роскоэлит-V-биотитовый	Леппясюрья (V 0.15; 177) Ковадъярви (V 0.1; 89)
Осадочная	Конгломератовый	Золото-уран-редкоземельный (Y)	Уранинит-мартитовый	Пяля, Черный Наволок (Y до 0.22; Zr до 0.6)
		Золото-урановый	Торит-настуран-уранинитовый	Маймъярви (U 0.08) Совдозеро, Пизанец (U 0.07) Лобаш (U 0.06)
Эпигенетическая	Инфильтрационный	Урановый типа несогласий	Коффинит-настурановый	Карку (U 0.13; 6.8)
		Уран-битумный (в кварцитопесчаниках)	Коффинит-настуран-антраксолитовый	Птицефабрика (U 0.06; 1.4)

Таблица 1. Рудно-формационные типы редкометалльного оруденения протерозоя Карелии
 Примечание. Re*, Se* — содержание, % в молибдените; таблица составлена с использованием данных Карельской ГЭ и ФГУП «Невскгеология».

Редкоземельный рудный потенциал посторогенного шошонитового магматизма Приладожья (Вуоксинско-Элисенварский комплекс), отличающегося резко выраженной Се-земельной (ортитовой) специализацией ($\Sigma\text{Ce } 0,2 \rightarrow 1\%$), представляется невысоким. Породы в контурах рудных тел на апатит с бортовым содержанием P_2O_5 1.5 % характеризуются содержанием РЗМ 0.2–0.4 % (местами до 1.5 %). Однако в составе РЗМ доля остродефицитных $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$ составляет как в породе в целом, так и в их главных минералах-концентраторах (апатите, титаните, ортите) всего лишь 1–9 %.

Эволюция редкометалльного рудогенеза протерозоя Карелии коррелируется с последовательными этапами сборки и началом распада суперконтинента Колумбия (1,93–1,48 млрд лет) [5] — от позднемагматических рудно-формационных типов (тугоплавкие редкие металлы) к альбитито-грейзеновым и гидротермально-метасоматическим (рассеянные и легкие), завершаясь эпигенетическим инфильтрационным типом (радиоактивные) на стадии начала распада суперконтинента.

1. Иващенко В. И., Валкама М., Сундبلاد К., Голубев А. И., Алексеев В. Ю. // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 229–233.
2. Иващенко В. И. // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 189–194.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: 2005. 278 с.
4. Твердохлебова Т. В., Усова Е. А. // Проблемы современной экономики. 2011. № 4. С. 34–37.
5. Eilu P., Nurmi P. A. *Fennoscandian 2.7–1.7 ga metallogeny... // Programme and abstracts «Supercontinent symposium». Geological Survey of Finland. Espoo. P. 41–42.*
6. Valkama M. *An ore petrological and geochemical study of the polymetallic skarn ores at Pitkäranta. Geology and mineralogy. Master's Graduate Thesis. University of Turku. Department of Geology. Faculty of Mathematics and Science. 2009. 85 p.*

СОСТАВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ИЗ ПОРОД ЛИЦЕВСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА В ИНТЕРВАЛЕ 1.8–0.4 МЛРД ЛЕТ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Т.В. Каулина, А.А. Аведисян, В.Л. Ильченко

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Мурманская область, Россия

Лицевский урановорудный район расположен на северо-западе Кольского региона и является одним из наиболее перспективных в отношении металлогении урана. Установлено, что формирование и преобразование урановых концентраций было связано с масштабной ранне- и позднепротерозойской гидротермальной деятельностью, проявившейся в зонах региональных долгоживущих разломов, а также с палеозойскими локальными гидротермально-метасоматическими процессами [5]. Ранее нами были изучены флюидные включения в кварце на участках с урановой минерализацией возраста 2.3–2.1 млрд. лет (Скальное, Полярное и Дикое — Каулина и др., 2017 [3]). в данной работе приводятся данные по флюидным включениям в кварце участка Береговое с более поздней урановой минерализацией возраста 1850–1750 и 400–380 млн. лет [5, 6].

Участок Береговое расположен на северном экзоконтакте массива Лебяжка комплекса Лицко-арагубских гранитоидов и сложен мигматизированными гнейсами кольской серии с телами лекократовых биотитовых гранитов и аплит-пегматоидных микроклиновых гранитов. в пределах участка отмечено несколько рудопроявлений урана (Береговое, Уранинитовое и Восточно-Лебяжинское), на которых проявлено два типа оруденения: раннее торий-урановое в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах (1850 – 1750 млн. лет) и позднее урановое в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах (370±20 млн. лет) [5].

По литературным и нашим данным восстанавливается следующая возрастная последовательность образования пород: гнейсы кольской серии — 2.9–2.8 млрд лет [4], 2010), лейкограниты — 2.8–2.7 млрд лет, гранитоиды лицко-арагубского комплекса — 1.77–1.75 млрд лет [1], микроклин-кварцевые жилы — 1.85–1.75 млрд лет [5], гигантозернистые кварцевые жилы — предположительно 1.75 млрд лет, зоны кварц-хлоритовых изменений — 0.40–0.38 млн лет [5, 6].

Для изучения флюидных включений в кварце были отобраны пробы из всех выше перечисленных пород. Включения изучались в петрографических шлифах и пластинках, полированных с двух сторон, методами оптической микроскопии (в ГИ КНЦ РАН), микротермометрии и КР-спектроскопии (в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). в кварце обнаружены как первичные включения (захваченные в процессе роста минерала и образующие скопления или цепочки, не выходящие за пределы зерен), так и вторичные включения, приуроченные к залеченным трещинам, секущим границы зерен. Количество вторичных включений, пригодных для микротермометрические исследования, значительно меньше из-за их малых размеров.

Соленость изученных включений и температура эвтектики, отражающая солевой состав включений представлены на рис. 1.

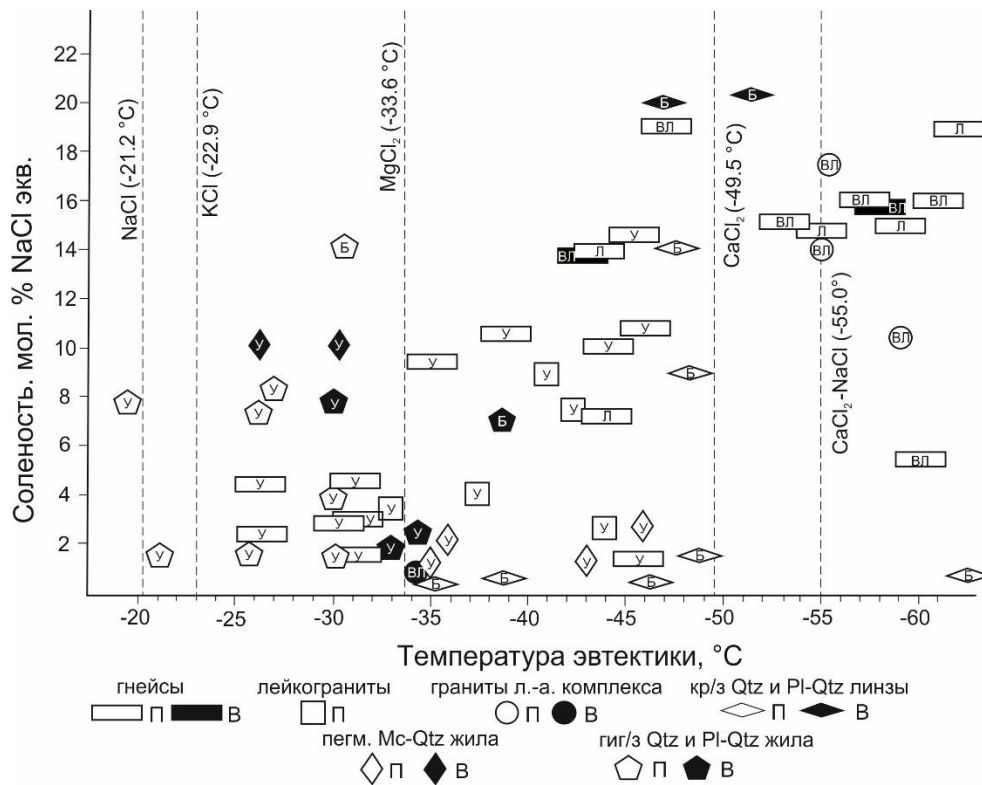


Рис. 1. Соотношение температуры эвтектики и солёности первичных, первично-вторичных (П) и вторичных (В) флюидных включений в кварце в породах рудопроявлений Береговое (Б), Уранитовое (У), Восточно-Лебяжинское (ВЛ) и участка Л-1 (Л).

Флюидные включения в кварце вмещающих гнейсов и гранитоидов возраста 2.9–2.7 млрд. лет на разных рудопроявлениях участка Береговое варьируют по составу от KCl-MgCl₂ состава низкой солёности (2–5 мас.% NaCl-экв.) до MgCl-CaCl₂ состава средней солёности (9–15 мас.% NaCl-экв.). На границе с гранитоидами возраста 1.75 млрд лет в гнейсах появляются флюидные включения преимущественно CaCl₂ состава высокой солёности (до 19 мас.% NaCl-экв.). Возможно, именно с ними связан привнос урана в породы. После 1.75 млрд лет состав флюида, проявленный в гигантозернистых кварцевых и плагиоклаз-кварцевых линзах и жилах, эволюционирует до преимущественно NaCl-KCl состава средне-низкой солёности (8–2 мас.% NaCl-экв.). Температура гомогенизации первичных и вторичных включений во всех изученных породах составляет 120–250°C.

Данные КР-спектроскопических исследований показали, что на участке Береговое включения с чистой углекислотой встречаются редко, чаще отмечаются включения со сложным составом газовой фазы с примесью метана и азота. Тогда как, на участках с ранней урановой минерализацией возраста 2.3 млрд лет (Скальное и Дикое) газовые включения представлены практически чистым CO₂. Давление рудообразующего флюида, определенное по сингенетичным включениям (по методу [2]) составило 0.5–0.9 кбар, соответственно.

На основе проведенных исследований предложен механизм формирования урановых рудопроявлений Лицевского района, согласно которому одним из ведущих факторов рудообразования являлась дегазация рудоносного раствора; можно предположить также дополнительный механизм — смешения окисленных флюидов с более восстановленными.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН (тема № 0226-2019-0052) при поддержке программы президиума РАН № 8 раздела «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

1. *Ветрин В.Р. // Геохимия. 2014. № 1. С. 38–51.*
2. *Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М. и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1851–1867.*
3. *Каулина Т.В., Аведисян А.А., Рябуха М.А. и др. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. № 12. С. 279–282.*
4. *Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.*
5. *Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В. и др. // Геология рудных месторождений. 1995. №5. С. 403–416.*
6. *Serov L. Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). 2011. Nancy. France. 166 p.*

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ МАССИВ: ГЕНЕЗИС ХРОМИТИТОВ

Е.В. Кислов^{1,2}, В.С. Каменецкий^{3,4}, В.В. Вантеев^{1,2}

¹ *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

E-mail: evg-kislov@ya.ru

² *Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия*

³ *Университет Тасмании, Хобарт, Австралия*

E-mail: dima.kamenetsky@utas.edu.au

⁴ *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия*

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый интрузив расположен в 60 км северо-восточнее оконечности оз. Байкал. Это линзовидное тело 26×3.5 км среди карбонатно-терригенных толщ Сыннырского рифта [2, 5] входит в состав Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса возрастом ~728 млн. лет [1], относящегося к Иркутской крупной изверженной провинции [3, 7]. Особенность массива — ксенолиты терригенных и карбонатных пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики. Их размер от п см до 100–150 м. Скарны малоглубинные высокотемпературные, в основном залегают в верхней части дунитового горизонта субсогласно со структурой интрузива. К зоне развития скарнов в левом борту верховьев ручья Большой приурочены эндоконтактные верлиты, жильные диопсидиты и хромититы. Хромититы — шпировидные сегрегации до 0.5–1 м в длину и 10–20 см в ширину, в которых 40–60% идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью.

Оливин зеленовато-бурый на свежем сколе и желтый на выветрелой корке. Представлен изометричными идиоморфными зернами размером от 0.2 мм до 4–5 мм, включениями округлых зерен в диопсиде, хромшпинели и более крупных зернах оливина. Ярко выражена отдельность, определяемая ламелями монтичеллита в результате распада твердого раствора [6]. Характерны вариации по составу, иногда зональность с увеличением железистости к периферии, чаще пятнистое распределение разных составов. в оливине отмечены включения хромшпинели, магнетита (иногда с включениями диопсида), монтичеллита (округлые, ограненные, лейстообразные), диопсида (округлые, лейстообразные), хлорапатита, пирротина, галита, проблематичных хлоридов кальция, магния, железа, бария и калия.

Ярко-зеленый диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинели и пойкилокристы, включающие, возможно, разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включения гроссуляра (отдельные зерна и прожилки), магнетита, хроммагнетита, хромшпинели, хлорита, хлорапатита, нарастания мелилита.

Хромшпинель черного цвета образует крупные изометричные зерна размером от 1 до 3 мм, в шлифе с красноватым оттенком. Клинопироксен и хлорит часто обрастают зерна хромшпинели. Свойственны участки разного состава: высоко- и низко-глиноземистого вплоть до бесхромовой цинксодержащей шпинели с одной стороны и хромита с другой, оторочки, жилки, цепочки зерен хроммагнетита. Встречено зерно хромшпинели, один угол которого сложен титаномагнетитом и отделен трещиной, заполненной хлоритом. Во флогопите отмечено футлярообразное зерно хромшпинели.

Во включениях в хромшпинели зафиксированы хлорит, диопсид, оливин, магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит, хромит, гроссуляр, паргасит, флогопит, апатит, хлорапатит, фторапатит, везувиан (иногда зональный), нефелин, куспидин, галит, пентландит, кальцит (иногда с примесью Fe и Mg), серпентин, мелилит, перовскит,

халькопирит, джерфишерит, галенит. в округлом включении диопсида встречен нефелин. Диопсид во включениях иногда обрастает гроссуляром, а тот — хлоритом. Непосредственно на границе с включением отмечен хроммагнетит, реже — хромит.

В основной массе хромитита отмечены хлорит, зеленый или зеленовато-бурый гроссуляр (иногда ядра кристаллов сложены гидрогроссуляром или хроммагнетитом), флогопит, хлорапатит, фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит. Встречен прожилок, состоящий из диопсида, гроссуляра, апатита, хроммагнетита, хлорита. Серпентин, кальцит, хлорит выполняют трещины в оливине, хромшпинели, диопсиде. в таких прожилках обычен магнетит, бывают галенит, кубанит. Кальцит и хлорит выполняют интерстиции, слагают идиоморфные зерна. в идиоморфном кальците встречаются пирротин-пентландитовые, пентландит-магнетитовые зерна. Кальциевая слюда клинтонит отмечена в виде включения в хлорапатите и на контакте хромшпинели и диопсида.

Зерна сульфидов иногда содержат включения оливина или магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита, пронизывающим их во всех направлениях. Встречено зерно пентландита с включением галенита и зональных кристаллов: центр — хроммагнетит, внешняя зона — магнетит. в стыке кристаллов хромшпинели зафиксирован пентландит-кальцит-магнетитовый агрегат. По сульфидам развиваются борнит, куприт, оксиды, гидроксиды, карбонаты железа.

Таким образом, для хромититов Йоко-Довыренского массива характерна композиционная неоднородность оливина и хромшпинели, не характерная для магматических пород. Оливин более магнезиальный, содержит больше Са, диопсид содержит больше Al, Cr, Ti, хромшпинель глиноземистая в отличие от интрузивных пород массива. Характерен метасоматический парагенезис минералов. Это подтверждает сделанные ранее [4] выводы, что хромититы в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского массива представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO₂ флюидом и избыточным кальцием, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов [8].

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН СО РАН, проект IX.130.3.3., № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Изучение геологии, экспедиционные работы и опробование хромититов частично проведены при финансовой поддержке РФФ, грант № 16-17-10129. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН, Улан-Удэ.

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. // *Геохимия*. 2013. № 11. С. 955–972.
2. Кислов Е.В. *Йоко-Довыренский расслоенный массив*. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
3. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Сёдерлунд У. и др. // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 5. С. 1043–1057.
4. Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. // *Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия: Тез. докл. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН*. 2005. С. 89–93.
5. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. // *Геотектоника*. 2002. № 1. С. 29–41.
6. Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V. et al. // *Mineralogia — Special Papers*. 2008. V. 32. P. 41.
7. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. // *Nature Geoscience*. 2016. V 9, N 6. P . 464–469.
8. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggmann G.E. et al. // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43, № 11. P. 2049–2074.

МАРИНКИН ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ
(СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА):
РЕГЕНЕРАЦИЯ ДУНИТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ХРОМИТИТОВ

Е.В. Кислов^{1,2}, В.С. Каменецкий^{3,4}, В.В. Вантеев^{1,2}, А.В. Малышев¹

¹*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

E-mail: evg-kislov@ya.ru

²*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия*

³*Университет Тасмании, Хобарт, Австралия*

E-mail: dima.kamenetsky@utas.edu.au

⁴*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия*

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив находится в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим). Выход причудливой конфигурации: по длинной оси СЗ (320–330°) 5,5 км, ширина до 4 км. По Sm-Nd методу возраст 825 ± 12 млн. лет [1]. Вмещающие граниты близки к плагиогранитам рч. Кривой с возрастом 815 млн. лет [2]. Массив отнесен к островодужной ассоциации [Цыганков, 2005]. Его формирование проходило в неопротерозойский этап ультрамафит-мафитового магматизма ЮВ складчатого обрамления Сибирской платформы, связанного с формированием Байкало-Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы. Массив концентрически-зональный. Дуниты слагают ядро площадью 2 кв. км. Габбро, троктолиты повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит- и сосюрит-актинолитовыми породами. Массивные и густовкрапленные хромититы в дунитах на вершине гольца описали В.С. Косинов в 1964 г. и Э.Л. Прудовский в 1968 г. как линейную зону протяженностью около 300 м и мощностью около 1 м.

Изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели — массивные неравномернозернистые породы. Структура напоминает бластопорфировую или гранулярную. Породы черные — оливин насыщен мельчайшими ламелями хромита и магнетита, образовавшимися в результате распада твердого раствора. Оливин образует зерна размером от 0,1 мм до 10 мм. Расположение зерен неоднородного размера незакономерное. Крупные ксеноморфные зерна имеют клавишное погасание. Мелкие идиоморфные зерна оливина однородные. в оливине включения магнетита, хлорита (с включениями пентландита, пирротина, магнезита), доломита (с включениями магнезита), сидерита, галита, брусита, диопсида, амфибола, аспидолита, халькопирита, пентландита, лейстоподобные реликты серпентина (с включениями пентландита).

Хромшпинель представлена идиоморфными до ксеноморфными зернами до 1,5 мм. Зерна меньшего размера и повышенного идиоморфизма образуют включения в оливине. в пределах зерна отмечаются участки разного состава. По периферии и трещинам, в центральной части зерен выделяется хроммагнетит. в хромшпинели включения оливина, хлорита, галита, доломита, амфибола (с включениями хлорита и пентландита), хлорамфибола (с включениями ортопироксена, хлорапатита, пирротина и халькопирита), диопсида, флогопита, аспидолита, хлорапатита, пирротина, пентландита, халькопирита, сфалерита, брусита, магнетита, кальцита, анкерита, магнезита, эпидота, серпентина, возможно хлоридов Ca, Mg, K, Fe. Нередко минералы включений с оторочкой хлорита. Диопсид во включениях обрастает то амфиболом, то оливином. Иногда это «разорванные атоллы». Включения прямоугольной формы могут располагаться в шахматном порядке. Иногда периферийная часть зерен хромшпинели насыщена идиоморфными лейстами хлорита. Отмечены галенит-

пентландитовые прожилки. Хромшпинель образует сростания со шпинелью и хлорапатитом. Хромшпинель часто окружена хлоритом и доломитом, с которыми встречаются брусит, халькопирит, пентландит и флогопит, нередко корродируется и даже замещается ими. Реже отмечается оторочка диопсида. На контакте с хромшпинелью среди неизмененного оливина с эпидотом отмечен турмалин ферувит.

Амфибол образует включения в хромшпинели, зерна в основной массе, хлорит-доломитовом агрегате, иногда неоднородный по составу (Ti, Al, Fe, Na, Cl), содержит до 5% Cl и включения ильменита. Шпинель наблюдается в виде идиоморфных зерен, включений в оливине, обрастания хромшпинели. На контакте с хромшпинелью отмечается V-содержащий хроммагнетит. Магнетит образует идиоморфные зерна, прожилки, а также ламелли и цепочки каплеобразных выделений в оливине. Хлорит и доломит формируют идиоморфные зерна, агрегаты. Отмечены «карманы» в зернах оливина, сложенные доломитом и хлоритом с подчиненными амфиболом, хромшпинелью, халькопиритом. Зерна оливина пересекаются трещинами, выполненными доломитом, иногда с пленками гидроксидов Fe. Реже встречаются магнезит, сидерит, кальцит, анкерит. Брусит, магнезит, кальцит и доломит часто содержат Fe, доломит — Sr, Mn. Кальцит иногда содержит Mg, включения магнезита. Встречено идиоморфное зерно магнезита с центральной зоной доломита.

Зерна сульфидов до 0,5 мм, часто состава пентландит± пирротин± халькопирит (иногда со структурами распада пентландита) ± хромшпинель± хромит, сростания с хлорапатитом, амфиболом, магнетитом, магнезитом, включения доломита, барита, магнезита, сидерита, хлорита и серпентина. Обычно зерна сульфидов интерстициальные, в том числе в центральной части агрегатов доломита. Отмечены как идиоморфные зерна халькопирита и пентландита в оливине, так и прожилки пентландита, пирротина, халькопирита по трещинам в нем. Среди агрегата оливина, амфибола и хлорамфибола обнаружена интерстиция: стенки — Mg-содержащий магнетит, далее — пентландит, халькопирит, сфалерит и кубанит, в центре — магнетит с Mg и Ni, сидерит с Zn, Ni, Mg, Mn, гетит с Mg. Отмечены замещение магнетитом по периферии, трещинам и пятнами, оторочки и замещение сидеритом. Пентландит по трещинкам замещается миллеритом. Среди оливина найден кубанит. в магнетите отмечено зерно гринокита CdS с изоморфной примесью Fe, Cu и Zn.

Особенности Маринкина массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. в результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные — изменены. Хромититы обнаружены на вершине гольца, что необычно для такого оруденения, для которого более характерно нахождение в придонных частях интрузивов. Идиоморфные включения хлорита в хромшпинели показывают, что зерна последней формировались путем собирательной перекристаллизации. Необычны реликтовый серпентин и незначительная серпентинизация, немагматический состав включений в хромшпинели, оливине и сульфидах, интерстициального парагенезиса, неоднородный состав оливина и хромшпинели, клавишное погасание и ламелли в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита, не содержащего Ti. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов.

Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, проект IX.130.3.3., № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337 с использованием возможностей Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

1. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З. и др. // Доклады академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.*
 2. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.*
 3. *Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.*
-

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОЛОКИТСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*В.П. Ковач¹, Е.Ю. Рыцк¹, С.Д. Великославинский¹,
А.Б. Кузнецов¹, К.-Л. Wang², S.-L. Chung²*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань*

Олокитская зона Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса южной части Сибирского кратона представляет собой систему линейных прогибов и поднятий, образованных в условиях неопротерозойского рифтогенеза континентальной окраины Сибирского кратона [1]. Главными компонентами олокитской серии являются высоkozрелые метаосадки, представленные кварцевыми метапесчаниками, кварцитами и хлоритовидными сланцами (метаалевропелитами), а также углеродистые и карбонатно-углеродистые отложения, карбонатные породы, континентальные базальты и риолиты [1]. Возраст риолитов иньяптуковской свиты, завершающих вулканогенно-карбонатно-терригенный разрез олокитской серии, находится в интервале $711 \pm 6 - 723 \pm 7$ млн. лет [1, 2]. Осадочные толщи прорываются расслоенным дунит-троктолит-габбровым Довыренским плутоном с возрастом 728 ± 3 млн. лет [2].

Для метапесчаников и метаалевролитов характерны отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(t)$ от -5.7 до -17.8 и древние Nd модельные возрасты $t_{Nd(DM)} = 3.4-2.0$ млрд лет, которые указывают на раннедокембрийские источники сноса [3]. в нижней части разреза серии присутствуют грабеновые фации. Значительно реже в ее составе отмечаются туфогенные и вулканомиктовые образования с невысокими положительными и слабо отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ от -0.6 до $+3.7$ и мезопротерозойскими Nd модельными возрастaми около 1.6 млрд лет. Последние интерпретируются как результат смешения ювенильного материала неопротерозойского возраста и раннедокембрийских коровых источников [3].

Для выяснения источников сноса терригенных пород нами были выполнены U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования детритовых цирконов в различных структурах (палеопрогихах и палеоподнятиях) Олокитской зоны.

Конкордантные возрасты детритовых цирконов из метапесчаников тыйской свиты Нюрундуканского прогиба и кварцито-песчаников перевальской свиты Тья-Холоднинского прогиба находятся в интервалах 1849–2110, 2288–2329, 2427–2620 и 2711–2723 млн. лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 1.88, 1.97, 2.32, 2.43, 2.49, 2.59 и 2.71 млрд лет. Отдельные зерна цирконов имеют конкордантные возрасты в интервале 2870–3072 млн. лет.

Принципиально иные оценки возраста детритовых цирконов получены для пород Ондокского палеоподнятия — метапесчаников ондокской свиты и кремнистого туффита асектамурской свиты. Конкордантные возрасты детритовых цирконов находятся преимущественно в интервалах 833–894, 1064–1527, 1593–2068, 2236–2390 и 2642–2790 млн. лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов около 0.86, 1.08, 1.13, 1.21, 1.27, 1.33, 1.38, 1.46, 1.65, 1.73, 1.87, 2.04, 2.31 и 2.70 млрд лет. Отдельные кристаллы циркона имеют конкордантные возрасты 2113, 2440, 2502, 2939 и 2972 млн. лет. Полученные данные подтверждают присутствие детритовых цирконов мезо- и неопротерозойского возраста в терригенных породах Ондокского палеоподнятия Олокитской зоны [2] и позволяют сделать некоторые выводы.

Нижняя возрастная граница накопления осадочных пород олокитской серии оценивается в 0.86 млрд лет. Верхняя возрастная граница накопления пород этой серии

определяется возрастом вулканитов иньяптукской свиты $711 \pm 6 - 723 \pm 7$ млн. лет [1, 2]. Таким образом, возраст отложений олокитской серии находится в интервале 0.86–0.72 млрд лет.

Источниками детритовых цирконов неопротерозойского возраста, вероятно, являлись магматические комплексы Анамакит-Муйского террейна Байкало-Муйского пояса [3]. Принимая во внимание региональную корреляцию стратотипических горизонтов олокитской серии [2], можно полагать, что в близком диапазоне времени формировались осадочные толщи баллаганахского и, вероятно, дальнетайгинского горизонтов патомского комплекса внутренней Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса.

Источниками раннедокембрийских детритовых цирконов терригенных пород как Тья-Холоднинского и Нюрундуканского палеопрогибов, так и Ондокского палеоподнятия Олокитской зоны, по всей видимости, являлись архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические породы юга Сибирского кратона и, в частности, Маректинского выступа, расположенного между Тья-Холоднинским и Нюрундуканским прогибами Олокитской зоны [3].

Породы, которые могли бы являться источниками детритовых цирконов мезопротерозойского (1.08–1.46 млрд лет) и палеопротерозойского (1.65 млрд лет) возраста, ни в Байкальской горной области в частности, ни на Сибирском кратоне не известны. Возможно, что они были эродированы и/или перекрыты более молодыми осадками. в то же время, для детритовых цирконов рифейских отложений Сетте-Дабана установлены сходные возрасты детритовых цирконов (около 1.6–1.0 млрд лет), которые по данным литологических реконструкций имеют не Сибирские источники сноса [4].

Палеомагнитные реконструкции, допуская разнообразные варианты взаимного положения Сибири и Лаврентии, свидетельствуют о том, что в мезо- и раннем неопротерозое Сибирь и Лаврентия находились в фиксированной позиции друг относительно друга, а между ними существовало пространство, на месте которого мог находиться неизвестный континентальный блок (блоки). Кроме этого, «штрих-кодовое» совпадение возраста становления Довыренского плутона Олокитской зоны и Франклинской магматической провинции на рубеже 723–725 млн. лет, также может указывать на близость Сибири и Северной Лаврентии [5].

Работы последних лет показывают, что находки детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в осадочных толщах юга Сибирского кратона постоянно увеличиваются [6]. Это доказывает, что мезопротерозойские породы играли важную роль в источниках сноса пород юга Сибирского кратона. Подтвердить этот вывод должны новые исследования как погребенного фундамента кратона, так и потенциальных источников в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Работа выполнена в рамках тем НИР №№ 0132-2019-0014, 0153-2019-0005, 0153-2019-0001, при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург) и РФФИ (проект № 18-05-00724).

1. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. // *Геотектоника*. 2002. № 1. С. 29–41.
2. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др. // *Геохимия*. 2013. Т. 51. № 11. С. 957–970.
3. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. // *Геотектоника*. 2007. № 6. С. 23–51.
4. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. P. 129–163.
5. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 464–469.
6. Powerman Vl., Shatsillo A., Chumakov N.M. et al. // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ «ХИМИЧЕСКОЙ АБРАЗИИ»
ДЛЯ U-TH-Pb LA-ICP-MS ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
(НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД УДОКАНСКОЙ
СЕРИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

*В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, Б.М. Гороховский,
Ю.В. Плоткина, А.М. Федосеенко, С.Д. Великославинский*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования детритовых цирконов из терригенных пород широко используется для реконструкции питающих провинций и определения нижнего возрастного предела накопления немых обломочных толщ, этапов проявления магматизма и метаморфизма в пределах областей сноса. Особенно важны такие данные для «немых» докембрийских комплексов, позволяя детализировать региональные схемы расчленения и корреляции разрезов докембрия.

Успешность таких исследований определяется конкордантностью получаемых геохронологических данных, их точностью и достоверностью. Основным недостатком метода — низкие интенсивности регистрируемых сигналов и, соответственно, на порядок большая погрешность анализа по сравнению с ID-TIMS, «маскирующая» возможные потери Pb в цирконе или присутствие унаследованной компоненты. Если прецизионные U-Pb ID-TIMS геохронологические исследования позволяют уверенно «отличить» циркон, имеющий незначительную возрастную дискордантность от циркона более молодого возраста, то в случае использования локальных методов это не всегда представляется возможным. Кроме того, возможности U-Th-Pb LA-ICP-MS исследований ограничены диаметром луча лазера и, следовательно, размером зерен циркона, а также особенностями его строения, степенью сохранности и присутствием микровключений. Вышесказанное особенно актуально для детритовых цирконов докембрийских метаморфических комплексов, характеризующихся наличием доменов различного возраста и происхождения, а также подвергшихся нарушениям кристалличности в процессах переноса и наложенного метаморфизма.

В ряде работ продемонстрирована перспективность метода «химической абразии» [1] для U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых цирконов. в результате использования этого метода достигается снижение скорости абляции при анализе, большая конкордантность обработанного циркона и большая геологическая достоверность результатов и точность [2]. в докладе приводятся первые результаты применения метода «химической абразии» при исследованиях детритовых цирконов из терригенных пород кеменской подсерии удоканской серии Алданского щита.

Терригенные отложения удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба несогласно залегают на архейских породах Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока. Мощность терригенных отложений удоканской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, превышает 10 км, а важнейшей особенностью является их меденосность. в то же время возрастные границы формирования удоканской серии и ее отдельных стратиграфических подразделений, а также источники сноса слагающих ее пород остаются во многом неопределенными.

Для U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований было отобрано две навески циркона из метапесчаников верхней кеменской подсерии. Цирконы из одной

навески подверглись отжигу при температуре 850 С в течении 48 часов, а затем кислотной обработке. Анализы выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR по методике [3].

Из необработанной навески было исследовано 94 кристалла циркона из 130 отобранных и получено 63 конкордантных оценки возраста, которые находятся в интервалах 1969–2069, 2134–2150, 2505–2542, 2699–2867 и 2914–3051 млн лет с максимумами на кривой вероятности возрастов около 2.02, 2.14, 2.52, 2.71, 2.78, 2.81, 2.93, 2.96 и 2.99 млрд лет.

Из 130 зерен циркона, подвергнутых химической абразии, осталось только 59 — остальные практически полностью растворились или от них остались не пригодные для анализа мелкие (менее 30 мкм) фрагменты. в то же время, оставшиеся цирконы из этой фракции характеризуются гораздо отчетливее выраженной зональностью, что облегчает выбор точек для геохронологических исследований. Было исследовано 52 зерна и получено 50 конкордантных оценок возраста. Они находятся в интервалах 1990–2076, 2126–2149, 2691–2821 и 3026–3095 млн лет с максимумами на кривой вероятности возрастов около 2.03, 2.14, 2.72, 2.77, 3.03 и 3.08 млрд лет.

Оценки возраста, полученные для необработанных и обработанных цирконов, характеризуются высокой степенью схождения (0.84) и перекрытия (0.82), то есть сопоставимы между собой. Следует отметить, что конкордантные оценки возраста были получены для 67% и 96% исследованных зерен соответственно. Все это свидетельствует об успешном применении метода химической абразии при исследовании детритовых цирконов.

Эти и полученные ранее [4] результаты свидетельствуют о том, что возраст протолитов метаосадочных пород кеменской подсерии не превышает 2.02 млрд лет. Верхняя возрастная граница их накопления определяется возрастом прорывающих гранитов кодарского комплекса — 1876 ± 4 млн лет [5]. Источниками детритовых цирконов пород кеменской подсерии являлись породы палеопротерозойского и архейского возраста. в качестве источников цирконов могли выступать тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, гранитоиды чаруодаканского и катугинского комплексов, а также граниты с возрастом 2105 ± 6 млн лет, прорывающих отложения кодарской подсерии [6]. Породы с возрастом около 2.02 млрд лет в пределах Чаро-Олекминского геоблока не установлены. Геохронологические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что значительную роль в формировании пород удоканской серии играли палеопротерозойские комплексы энциалических островных дуг или активных континентальных окраин, развитые ранее Чаро-Олекминском геоблоке или его обрамлении.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0132-2019-0014 и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00905).

1. Mattinson J.M. // *Chemical Geology*. 2005. V. 220. P. 47–66.
2. Schaltegger U., Schmitt A.K., Horstwood M.S.A. // *Chemical Geology*. 2015. V. 402. P. 89–110.
3. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др. // *Доклады Академии Наук*. 2018. Т. 482. № 2. С. 177–180.

4. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород». М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 142–143.
 5. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
 6. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
-

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЗАБХАНСКОГО И СОНГИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*В.П. Ковач¹, И.К. Козаков¹, Е.Б. Сальникова¹, Ю.В. Плоткина¹,
К.-L. Wang², Е.В. Толмачева¹, S.-L. Chung², Н.-У. Lee²*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань*

Дзабханский микроконтинент является одним из крупнейших микроконтинентов центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). в его составе выделяются Байдарикский и Идерский террейны с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом, а также Сонгинский, собственно Дзабханский, Джаргалантский и Отгонский террейны с фундаментом раннепротерозойского возраста. в то же время, вопрос о возрасте высокометаморфизованных осадочных комплексов фундамента Дзабханского микроконтинента остается открытым. Для определения максимального возраста накопления и возможных источников сноса нами были выполнены U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования детритовых цирконов из метатерригенных пород фундамента северной части Дзабханского и южной части Сонгинского террейнов ЦАСП, а также перекрывающих его осадочных пород.

Детритовые цирконы из гранат-мусковит-биотитового гнейса Ургамалской зоны Дзабханского террейна имеют конкордантные возрасты в интервале 838–887 млн. лет. Средневзвешенное значение для конкордантных возрастов преобладающей группы цирконов составляет 862 ± 5 млн. лет. Ядро одного циркона имеет палеопротерозойский возраст 1765 млн. лет. Учитывая оценку возраста прорывающих гранитоидов (786 ± 6 млн. лет), формирование протолитов метатерригенных пород этой зоны происходило в интервале около 870–780 млн. лет, а их источниками являлись породы главным образом раннепротерозойского возраста.

Конкордантные оценки возраста детритовых цирконов из гранат-содержащих плагиогнейсов Дзабхан-Мандалской зоны находятся преимущественно в интервале 844–901 млн. лет, одно зерно имеет возраст около 959 млн. лет. Средневзвешенное значение возраста 19 конкордантных цирконов составляет 869 ± 11 млн. лет. Возраст прорывающих эту толщу синметаморфических габбро-диоритов составляет 860 ± 3 млн. лет. Таким образом, формирование протолитов метаосадков Дзабхан-Мандалской зоны происходило в интервале около 880–860 млн. лет.

Детритовые цирконы из песчаников терригенной толщи Эрдене-Хаирханского блока характеризуются конкордантными возрастными интервалами 875–956, 1344–1433, 1978–2085, 2308–2329 и 2448–2510 млн лет с максимумами на кривой вероятности возрастов около 923, 1372, 2012, 2057, 2318 и 2460 млн лет. Кроме того, часть кристаллов циркона имеет архейские (2595–2796 и 3420 млн лет) возрасты. Возрасты детритовых цирконов из гравелитов, перекрытых с несогласием карбонатами эдиакарской цаганоломской свиты шельфового чехла, находятся в интервалах 894–976, 1351–1398, 2002–2102, 2194–2224, 2387–2535, 2572–2636 и 2707–2781 млн лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов около 942, 1375, 2039, 2202, 2438, 2580, 2631 и 2730 млн лет. Два зерна имеют палеоархейские конкордантные возрасты (3444 и 3575 млн лет). Таким образом, нижняя возрастная граница накопления пород эрдене-хаирханской толщи составляет около 0.92 млрд лет. Верхняя возрастная граница определяется секущими гранитами с возрастом 862 ± 3 млн лет. Необходимо отметить, что рассматриваемые терригенные и терригенно-вулканогенные толщи Эрдене-

Хаирханского блока не могут рассматриваться как образования дзабханской серии с возрастом 802–787 млн лет [1].

подавляющее большинство конкордантных оценок возраста детритовых цирконов из гранат-биотитовых гнейсов баяннурского комплекса Сонгинского террейна находится в интервале 798–900 млн лет ($n = 44$) с максимумом на кривой вероятности 832 млн лет. Другие цирконы ($n = 7$) имеют раннедокембрийские (2081–2485 и 3399 млн лет) оценки возраста. Породы баяннурского комплекса подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации 800±6 млн лет назад. Следовательно, накопление протолитов парагнейсов баяннурского комплекса происходило в интервале около 0.83–0.80 млрд лет, а их источниками являлись преимущественно магматические комплексы раннего неопротерозоя.

Полученные данные свидетельствуют о том, что накопление терригенных пород фундамента Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон, терригенных пород Эрдене-Хаирханского блока Дзабханского террейна, а также баяннурского комплекса Сонгинского террейна ЦАСП происходило в раннем неопротерозое, а именно 0.87–0.78, 0.88–0.86, 0.83–0.80 и 0.92–0.86 млрд лет назад соответственно. Источниками цирконов раннепротерозойского возраста могли являться магматические и метаморфические комплексы, развитые как в Дзабханском и Сонгинском террейнах, так и в обрамлении Байдарикского террейна (см. обзор в [2]).

Впервые для Дзабханского террейна установлены источники сноса мезопротерозойского (около 1.37 млрд лет) возраста. в настоящее время за исключением гранито-гнейсов террейна Бага-Богд (1519±11 млн лет; [3]) образования мезопротерозойского возраста в центральной части ЦАСП практически неизвестны.

Источниками по крайней мере части детритовых цирконов раннедокембрийского возраста могли являться магматические и метаморфические комплексы Байдарикского и Тарбагатайского террейнов центрального сегмента ЦАСП. Однако, в образованиях этих террейнов не установлено пород с возрастными древнее 2.9 млрд лет.

Полученные геохронологические данные подтверждают сделанный ранее вывод о том, что Дзабханский террейн представляет собой не единый блок раннедокембрийской континентальной коры, а композитный террейн, включающий островодужные и окраинно-континентальные комплексы раннего неопротерозоя и раннедокембрийские образования.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 18-17-00229) и темы НИР № 0132-2019-0005.

1. Bold U., Crowley J.L., Smith E.F. et al. // *Lithosphere*. 2016a. V. 8. No 6. P. 729–750.
2. Ковач В.П., Козаков И.К., Ван К.-Л. и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2019. Т. 27. № 5 (в печати).
3. Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G. // *Int. J. Earth Sci.* 2009. V. 98. P. 1365–1380.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП КООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.К. Козаков¹, В.П. Ковач¹, Е.Б. Сальникова¹, А.Н. Диденко²

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН Хабаровск, Россия*

Строение раннепалеозойской складчатой области центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских-раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом [1, 3]. К одному из самых крупных блоков Центральной Азии с предположительно раннедокембрийским фундаментом был отнесен Дзабханский «микроконтинент», в составе которого объединялись Дзабханский, Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, относимые позднее к «кратонным террейнам». Однако раннедокембрийский возраст обоснован только для пород северо-западной части Байдарикского и восточной части Тарбагатайского террейнов. Дзабханский террейн представляет собой гетерогенную структуру, сложенную тектоническими пластинами неопротерозойских пород. Среди них были установлены моно- и полиметаморфические комплексы, а также островодужные комплексы вулканических дуг, сформированных в интервалах 890–860 и 810–780 млн лет назад [2]. в юго-западной части Дзабханского террейна выделена зона меланжа, в которой установлены породы островодужного комплекса (Хараулинского). Для метатрондеитов этого комплекса установлены значения возраста 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для метагаббро 930 ± 6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS) [2]. Зона меланжа фиксируется в южном обрамлении Дзабханского террейна в раннекаледонской Озерной зоне [5, 8]. в ней установлены тектонические пластины ортогнейсов с раннеопротерозойскими сходными значениями возраста (955 ± 7 млн лет и 941 ± 11 и 953 ± 12 млн лет) и реликты эклогитов. в хребте Бага-Богд Гобийского Алтая в тектонической пластине гнейсогранитов получены близкие оценки возраста 983 ± 6 , 956 ± 3 , и 954 ± 8 млн лет; в тектонических пластинах этой же структуры для цирконов гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов установлены раннепалеозойские значения возрастов: 498 ± 3 , 499 ± 3 и 501 ± 4 млн лет [8]. Общим в тектоническом положении данных раннепалеозойских и неопротерозойских комплексов, включая Хараулинский, является их пространственная приуроченность к зоне сочленения группы блоков докембрия Хангая и офиолитов Озерной зоны. Более сложной проблемой является установление положения возможных источников терригенных и метатерригенных пород, где установлены детритовые цирконы с раннеопротерозойскими (960–930 млн лет) возрастными. Породы этого возраста установлены в юго-западной части Дзабханского террейна и его обрамлении в зоне меланжа, становление которого происходило после завершения раннепалеозойского регионального метаморфизма. Масштабное формирование новообразованной континентальной коры в структурах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии фиксируется в интервале 890–780 млн лет. Эти процессы коррелируются с ранними стадиями распада суперконтинента Родиния в интервале около 860–790 млн лет. Близкие значения возраста (870–780 млн лет) известны для внутриплитных вулcano-плутонических комплексов древних кратонов Северной Евразии и Австралии. в этот период в палеоокеаническом обрамлении происходило накопление продуктов разрушения пород фундамента древних кратонов.

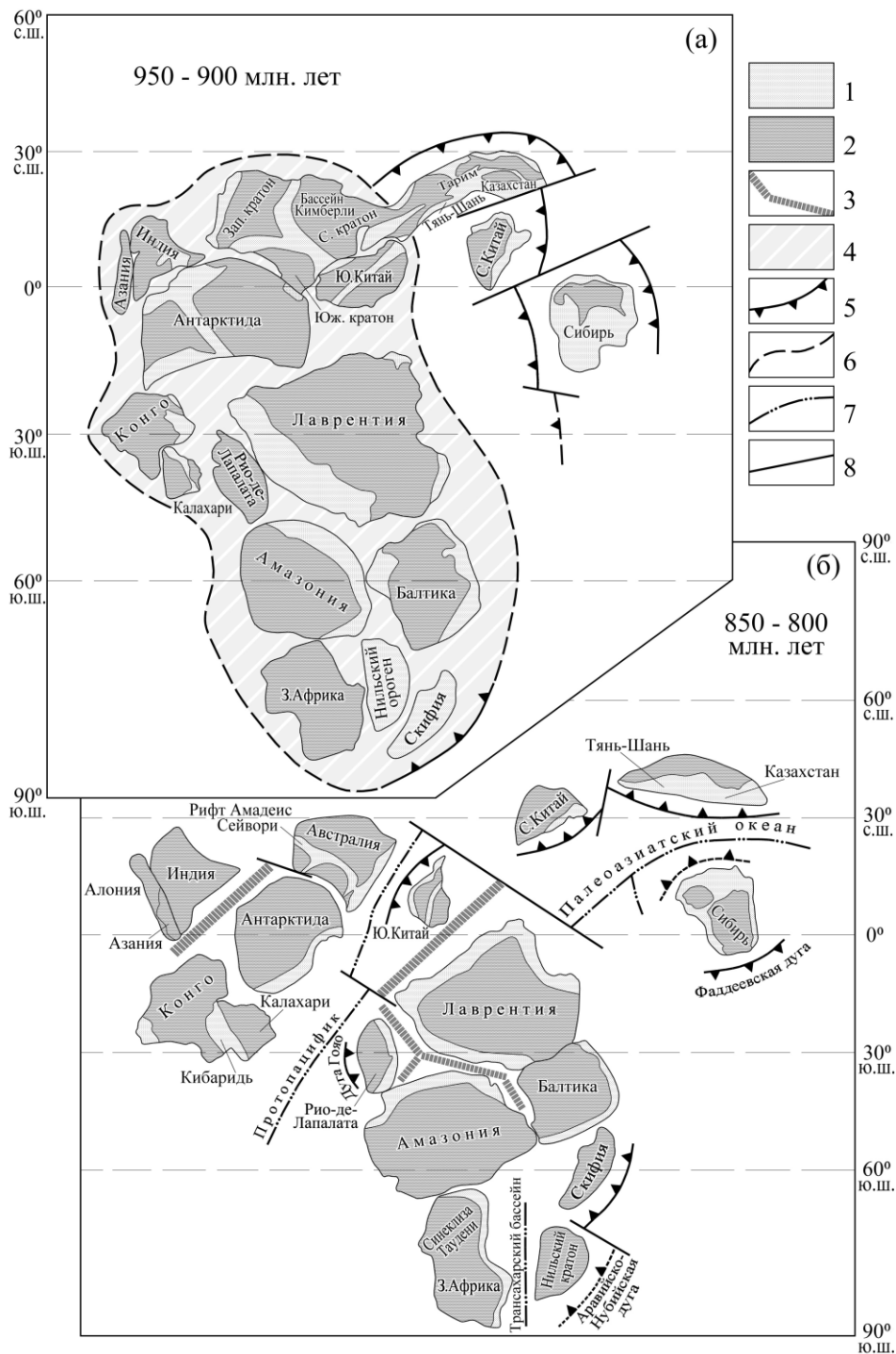


Рис 1. Палеогеодинамические реконструкции для интервалов времени 950–900 и 850–800 млн. лет (на основе [4]).

- 1 — области шельфа и пассивных окраин, внутриконтинентальные бассейны;
- 2 — области без осадков;
- 3 — континентальные рифты;
- 4 — зоны коллизии,
- 5 — зоны субдукции;
- 6 — предполагаемые границы Родинии;
- 7 — зоны спрединга;
- 8 — трансформные разломы

Анализ палеомагнитных и геологических данных дал возможность представить несколько реконструкций для неопротерозоя, где показано, что в начале рассматриваемого нами периода глобальным геодинамическим процессом являлся сбор Родинии (*рис.*). Затем, примерно 850–800 млн лет назад, случилась первая стадия распада Родинии с открытием ПротоТихого океана между «гондванскими» и «лавразийскими» кратонами. в этот период процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием субдукционных зон в его обрамлении [6]. Полагаем, что область формирования ювенильной коры и новообразованной раннепротерозойской континентальной коры Дзабханского террейна была расположена в пределах Палеоазиатского океана, разделявшего в то время раннедокембрийские кратонные блоки Сибири и Северного Китая с Казахстаном [4].

Для фрагментов островодужных комплексов Дзабханского террейна, становление которых происходило в интервале 965–930 млн лет [2], предполагается иная модель. В период около 1000–850 млн лет назад фиксируется относительно стабильное существование суперконтинента Родиния [7, 4 и др.]. с этих позиций процессы конвергенции и образования в указанном интервале неопротерозойской ювенильной коры происходили в палеоокеаническом бассейне обрамления суперконтинента Родиния до начала его распада — Pan-Rodinia-ocean [6]. Преобладающие значения Nd модельных возрастов в интервале 2.0 – 1.2 млрд лет для метатерригенных пород и коровых гранитоидов отражают процессы смешения источников (ювенильных и древних коровых) при их формировании.

В целом, полученные геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные исключают модели, предполагающие отнесение Дзабханского террейна к фрагментам древнего кратона, входившего в состав суперконтинента Родиния.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 18-17-00229) и темы НИР № 0132-2019-0005.

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–76.
2. Козаков И.К., Кузнецов, А.Б. Эрдэнэжаргал Ч и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2017. том 25, № 5, с. 3–16.
3. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–33.
4. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. // *Геотектоника*. 2010. № 1. С. 1–24.
5. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková.K. et al. // *Gondwana Research* 47 (2017) 200–227.
6. Cawood P. A., Strachan R. A., Pisarevsky S. A., et al // *Earth and Planetary Science Letters* 449 (2016) 118–126.
7. Condie K.C. // *Gondwana Res.* 2001. V. 4. P. 5–16.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА БОГДОИНГОЛЬСКОГО БЛОКА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.К. Козаков¹, В.П. Ковач¹, Т.И. Кирнозова², М.М. Фугзан²

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт геохимии и аналитической химии РАН
им. В.И. Вернадского, Москва, Россия*

Строение раннепалеозойской складчатой области Центральной Азии определяется сочетанием неопротерозойских и раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом [1, 3]. К одному из самых крупных блоков Центральной Азии с предположительно раннедокембрийским фундаментом был отнесен Дзабханский микроконтинент, в составе которого объединялись Дзабханский, Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, относимые позднее к «кратонным террейнам». Однако раннедокембрийский возраст обоснован только для пород северо-западной части Байдарикского и восточной части Тарбагатайского террейнов. Исследования последних лет показали, что Дзабханский террейн представляет собой гетерогенную структуру, сложенную блоками раннеопротерозойских пород [2]. Некоторые из них перекрыты толщей карбонатных пород цаганоломской свиты венда-нижнего кембрия.

С востока Дзабханский террейн ограничен полем позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита. в юго-восточной части в поле этих гранитоидов расположен Богдоингольский блок в его пределах карбонатные толщи цаганоломской толщи полого залегают на неопротерозойских гранитоидах, для которых был установлен возраст 717 ± 5 млн лет, и интенсивно мигматизированных биотитовых гнейсах [4]. в последних представлены тела синметаморфических кварцевых диоритов. Биотитовые гнейсы ранее были отнесены к раннему докембрию.

Геохронологические исследования циркона кварцевых диоритов (ID TIMS) дают оценку возраста: по верхнему пересечению 847 ± 2.6 млн лет (нижнее пересечение -20 ± 74 , СКВО = 1.6). Установленные в гнейсах значения $t_{Nd}(DM-2st) = 1.97$ млрд лет при $\epsilon_{Nd}(t) = -6.6$ и в кварцевых диоритах $t_{Nd}(DM-2st) = 2.0$ млрд лет при $\epsilon_{Nd}(t) = -5.9$ свидетельствуют о присутствии раннедокембрийского материала в источниках данных пород.

Геохронологические исследования детритовых цирконов (LA-ICP-MS) из песчаника базальной пачки в основании цаганоломской свиты Богдоингольского блока дали следующие оценки возрастных интервалов: 679–756, 787–964 и 1809–1835 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 726, 851, 952 и 1830 млн лет. Два зерна цирконов имеют палеопротерозойские возрасты в интервале 2007–2024 млн лет, а для двух ядер получены возрасты 1969 и 2344 млн лет. Цирконы неопротерозойского возраста в подавляющем большинстве случаев представлены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами с отчетливой осцилляторной зональностью, что свидетельствует об их первично магматической природе и близких источниках сноса. Цирконы палеопротерозойского возраста представлены серыми незональными кристаллами, а также кристаллами и их обломками с тонкой осцилляторной зональностью, которые более окатаны или образуют ядра в цирконах более молодого возраста. Эти данные показывают, что нижняя возрастная граница накопления песчаник базальной пачки в основании цаганоломской свиты Богдоингольского составляет около 0.73 млрд лет, а верхняя определяется возрастом

накопления карбонатных отложений цаганоломской свиты (659 ± 4 млн лет [5]). В целом полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные исключают модели, предполагающие отнесение Дзабханского террейна к фрагментам древнего кратона, входившего в состав суперконтинента Родиния.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 18-17-00229).

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–76.
2. Козаков И.К., Кузнецов, А.Б. Эрдэнэжаргал Ч и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. том 25, № 5, с. 3–16.
3. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
4. Козаков И.К., Курнозова Т.И., Ковач В.П. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция 2015. Т. 23. № 3. С. 3–12.
5. Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A // Geology. 2015. V. 43. No 5. P. 459–462.

ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ В ИНТ.
1.4–0.57 МЛРД ЛЕТ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

П.С. Козлов, И.И. Лиханов, Ю.Ф. Филиппов, А.Д. Ножкин

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Зона сочленения домезозойских комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты (ЗСП) с Енисейским кряжем (ЕК), маркируемая контрастными линейными положительными магнитными аномалиями (ширина 20–40 км, протягивается субпараллельно западному краю Сибирской платформы на сотни км вдоль р. Енисей), издавна привлекает к себе внимание геологов и геофизиков в качестве полигона для расшифровки природы и палеогеодинамической эволюции Енисейского тектонического пояса на западной границе Сибирского кратона (СК) и Палеоазиатского океана (ПАО) в неопротерозое [5, 8, 10 и др.]. Зона приурочена к западному флангу Саяно-Енисейского аккреционного пояса и его северному продолжению – Енисейскому тектоническому поясу и традиционно рассматривается как сложно построенная коллизионно-аккреционная система на окраине Сибирской платформы [2,3,7,11].

Новые геолого-петрологические и геохронологические результаты авторов по западной части Енисейского кряжа позволили получить новые представления о характере полициклических тектоно-метаморфических событий в интервале 1.2–0.6 млрд лет, которые характеризуются проявлением метаморфизма от низких до умеренных давлений, по времени связанных с гренвильской орогенцией, до высокобарических тектонитов в шовной зоне на конвергентной границе палеоокеан-палеоконтинент [4]. Нахождение в сутуре метабазитовых тектонитов реликтов глаукофансодержащих парагенезисов стало петролого-минералогическим индикатором и подтверждением субдукционной природы метабазитов высоких давлений [16].

Западный край СК на рубеже мезопротерозоя — неопротерозоя испытывал геодинамические обстановки растяжения, древний (1.38 млрд лет) гранитоидный магматизм и пикрит-базальтовый вулканизм (1.2 млрд лет). в период 1.2–0.9 млрд лет в краевой части СК постепенно происходит смена режимов геодинамического растяжения на сжатие и образование ЕК — орогена гренвильского возраста [4]. Геологическими свидетельствами начальной стадии орогенических движений мы считаем субсинхронное проявление низкобарического регионального метаморфизма погружения андалузит-силлиманитового типа и формирование гранито-гнейсовых куполов в Гаревском и Тейском комплексах (1.1–0.9 млрд лет), и умеренно барический метаморфизм кианит-силлиманитового типа (850 млн лет и 800 млн лет). Возможным механизмом горообразовательных процессов, могло быть движение с запада к СК мозаики микроконтинентов восточной вергентности.

Формирование структуры ПАО западнее СК по современным оценкам началось около 1 млрд лет [10, 11]. Предполагается, что раннеопротерозойский орогенез, приведший к образованию ЕК как орогена в интервале 900 – 800 млн лет, был связан с начальной стадией эволюции Приенисейской палеозоны субдукции (ППЗС) и движением Касско-Туруханского микроконтинента с запада на восток.

В интервале 700 – 600 млн лет происходит коллизия Касско-Туруханского микроконтинента (КТМК) с краем СК, которая в диапазоне 640–600 млн лет завершается скучиванием и меланжированием аккреционных, островодужных и офиолитовых комплексов и закрытием докембрийской ветви ПАО. в результате позднеопротерозойских аккреционно — коллизионных событий была сформирована

новообразованная континентальная кора. Допалеозойский структурно-тектонический облик докембрийских толщ Енисейского кряжа этого периода во многом определяется глубинными разломами северо-западного заложения ранних стадий развития Приенисейской и Ишимбинско-Татарской региональных сдвиговых зон. Примерно с позднего неопротерозоя западная граница СК уже совпадает с восточной границей причленившегося к нему КТМК, ограничиваясь на западе ПАО, а на его окраине формируется терригенно-карбонатный (местами эвапоритовый) плитный комплекс (Предьенисейский осадочный бассейн) [10]. в венде и раннем палеозое на большей части территории СК, КТМК и частично ЕК преобладали спокойные платформенные условия с накоплением карбонатных и эвапоритовых осадочных толщ.

Таким образом, конвергентная граница палеоконтинент-палеоокеан (СК — ПАО) на западе СК представлена фрагментами Приенисейской палеозоны субдукции, частично погребённой под вендско-фанерозойским чехлом ЗСП, и континентальной корой, новообразованной в позднем неопротерозое.

Палеоазиатский океан, структуры и породные комплексы которого в Приенисейской зоне ЕК преимущественно оказались погребёнными и лишь частично обнаженными (правый берег р. Енисей) представляется как система разновозрастных структур, которые были сформированы в пределах океанической литосферы и затем в ходе последующих эпох тектогенеза причленились к СК [11]. Этот этап отчетливо проявлен в узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин СК. Данные события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической и метаморфической природы в составе докембрийских террейнов [1,4]. Их погребённые на глубину фрагменты (ППЗС) фиксируются комплексом геофизических методов [9].

Геодинамическая история региона в позднем мезо-неопротерозое хорошо коррелируется с синхронной магматической активностью, сопутствующим рифтогенезом, а также схожей последовательностью однотипных тектоно-термальных событий на арктической палеоокраине Нуны и Родинии [14]. Это подтверждает территориальную близость СК и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени [15], что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [6,17] и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций [12].

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., и др. // *Геол. и геофиз.* 2009. № 4. С. 380–393.
2. Даценко В.М., Александровский Ю.С., и др. // *Отеч. геология.* 1994. №10. С. 27–39.
3. Кузьмичев А.Б. / Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.
4. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., и др. // *Геотектоника.* 2014. Т. 48. № 5. С.32–53.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. // *Геотектоника.* 2018. Т. 52. № 1. С.28–51.
6. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., и др. // *Геол. и геофиз.* 2012. № 7. С. 883–899.
7. Мусатов Г.И. // *Металлогения и новая глобальная тектоника. Тезисы Всесоюзного научно-технического совещания.* Ленинград, ВСЕГЕИ, 1973. С. 89–92.
8. Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., и др. // *ДАН.* 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.
9. Филиппов Ю.Ф. / Автореф. дис. док. г-м.н. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2018. 37 с.
10. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Бубнов В.П. и др. // *Геотектоника.* 2013. №2. С. 42–57.
11. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // *ДАН.* 2006. Т. 410. №5. С. 657–663.
12. Ernst, R.E., Hamilton, M.A., et al. // *Nature Geoscience.* 2016. V. 9. P. 464–469.
13. Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 115. P. 419–441.
14. Likhanov I.I., Santosh M. // *Precambrian Res.* 2017. V. 300. P. 315–331.
15. Likhanov I.I., Santosh M. // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 128–145.
16. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. // *Lithos.* 2018. Vol. 304–307. P. 468–488.
17. Torsvik T.H. *The Rodinia Jigsaw Puzzle* // *Science.* 2003. V. 300. P. 1379–1381.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА.

В.М. Козловский¹, В.В. Травин², Е.Б. Курдюков¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ), Москва, Россия*

² *Институт геологии Карельского научного центра РАН
(ИГ КарНЦ РАН), Петрозаводск, Россия.*

В палеопротерозойской метаморфической истории Беломорского подвижного пояса северной Карелии (БПП) выявлено три синдеформационных метаморфических эпизода. Первые два эпизода сопровождали формирование регионально проявленных разноориентированных зон пластического течения; третий — сопровождал образование системы хаотично ориентированных хрупких трещин. Максимальная полнота метаморфических преобразований пород наблюдается в доменах, отвечающих зонам деформаций, и ослабевает за их пределами.

Первый эпизод метаморфизма сопровождался формированием крутопадающих зон пластического течения субмеридионального или северо-восточного простирания, обусловленными тектоническими движениями сдвига-сбросового и сдвига-взбросового характера. Доминирующие породы, сформированные на пике метаморфизма — эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, параметры образования которых лежат в области сочленения амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций — $T=650-780$ °С и $P=10.3-13.8$ кбар (в единичном образце максимальная оцененная температура метаморфизма составила $T=805$ °С). Реже распространены эклогиты, сформированные в низкобарической области эклогитовой фации при $T=600-690$ °С и $P=11.3-12.9$ кбар. Проградная ветвь $P-T$ тренда формирования эклогитоподобных пород располагается вблизи границы амфиболитовой и эклогитовой фаций (участок 1 $P-T$ тренда на рис. 1) и имеет наклон $60-70$ °С/кбар, что примерно соответствует геотермическому относительно высокому градиенту $16-19$ °С/км. Проградная ветвь $P-T$ тренда формирования эклогитов и вмещающих их гнейсовидных плагиомигматитов имеет более крутой наклон — $40-50$ °С/кбар, соответствующий меньшему градиенту — около $11-14$ °С/км (участок 2 $P-T$ тренда на рис. 1). Несмотря на небольшие различия в температурном режиме, формирование эклогитов и эклогитоподобных пород происходило в интервале геотермического градиента $10-20$ °С/км и отвечает условиям формирования коровых эклогит-амфиболитовых комплексов [1]. Этот градиент выше, чем градиент высокобарных пород в областях субдукции (около $6-10$ °С/км) и ниже, чем градиент формирования гранулитовых комплексов ($25-35$ °С/км).

Второй эпизод метаморфизма сопровождался формированием полого залегающих зон пластического течения и тектонического меланжа. Эти зоны были сформированы в результате становления пологозалегающих надвигов субширотного или северо-западного простирания, падающих на север или северо-восток. в пологозалегающих зонах протекали менее высокобарные метаморфические процессы, чем в ранее образованных крутопадающих зонах. Декомпрессию до уровня амфиболитовой фации отражает участок 3 $P-T$ тренда на рис. 1. Вся совокупность исследованных образцов показывает интервал параметров метаморфизма $T=610-760$ °С и $P=7.8-11.8$ кбар. Проградной стадии метаморфизма пород в пологозалегающих зонах пластического течения отвечают плагиомигматизированные гранатовые амфиболиты, пику метаморфизма — жильные плагиомигматиты, которые частично занимают поле

в высокобарической области гранулитовой фации — $T=640\text{--}840\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=8.8\text{--}11.9$ кбар. P - T эволюция пород, сформировавшихся в пологих зонах пластического течения, может быть интерполирована участком тренда, отвечающим субизобарическому разогреву (участок 4 P - T тренда на рис. 1).

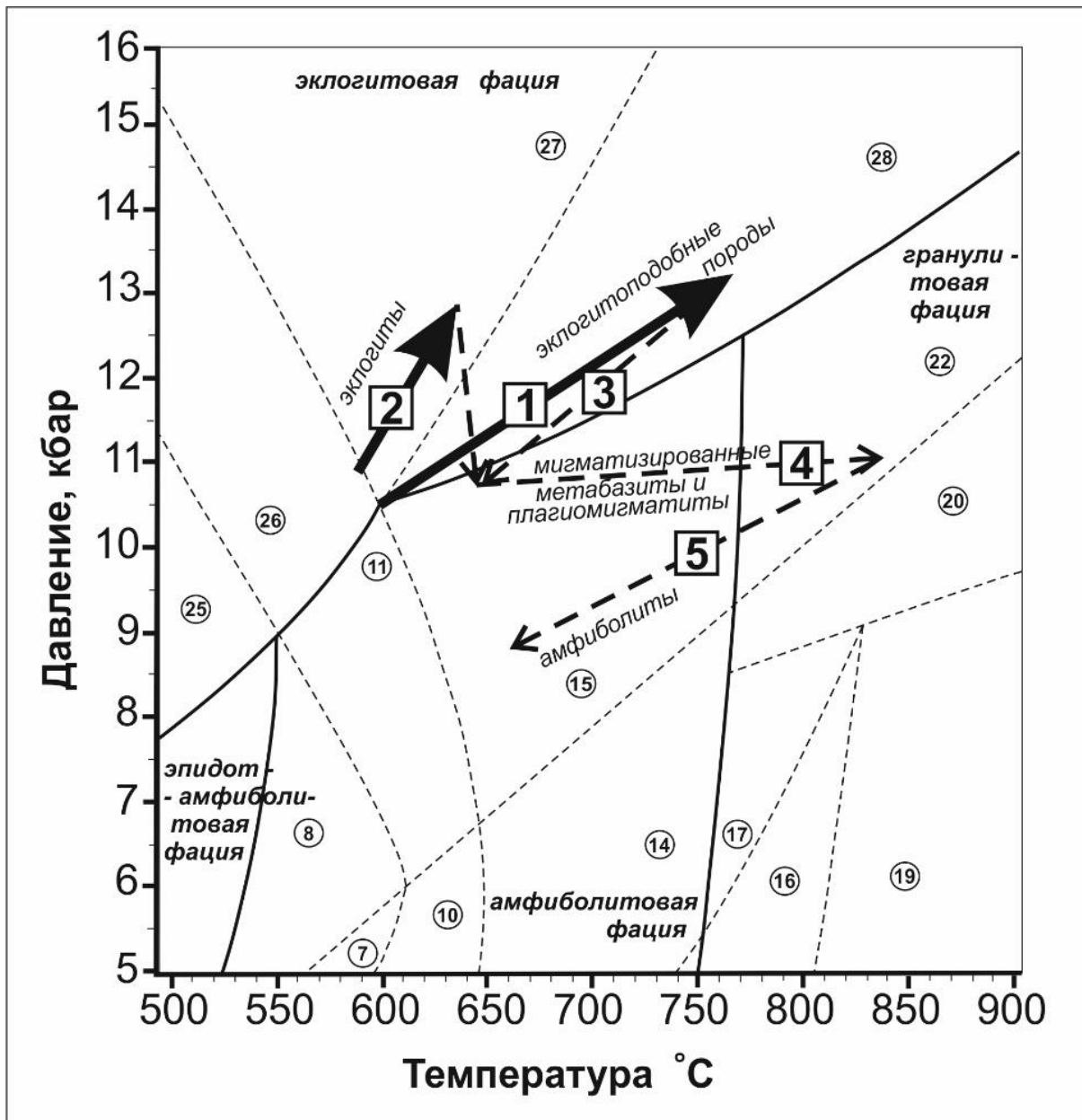


Рис. 1. Результирующий P - T -тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам. Жирные стрелки отвечают проградным метаморфическим преобразованиям, пунктирные — ретроградным. Цифры в квадратах — участки P - T -тренда, отвечающие отдельным метаморфическим эпизодам; цифры в кружках — номера субфаций по [6].

Третий (заключительный) эпизод палеопротерозойского метаморфизма проявился в формировании безгранатовых амфиболитов, локализованных вдоль трещин и зон на контактах пород с разными реологическими свойствами. Эти амфиболиты формировались по интрузивным телам габброноритов и метагаббро, по апоамфиболитовым эцлогитам и эцлогитоподобным породам. Но максимальное преобразование базитов и метабазитов в амфиболиты наблюдается на тех участках, где последние граничат с пегматитами, жильными плагиомигматитами или гнейсовидным

матриксом тектонического меланжа. Широкий диапазон P - T -параметров метаморфизма, при которых протекала заключительная амфиболизация — $T=570\text{--}776$ °С и $P=6.5\text{--}11.0$ кбар объясняется отсутствием единой системы трещин, что не способствует равномерному поступлению флюида. Эволюцию P - T параметров метаморфизма при заключительной амфиболизации отражает участок 5 P - T тренда на рис. 1.

Таким образом, результирующий P - T -тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам, имеет сложную «Z»-образную конфигурацию (рис. 1). При этом прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма на высокобарном участке расположены весьма близко и имеют практически одинаковый наклон. Это можно интерпретировать как близость траекторий, по которым проходило погружение и последующее выведение пород комплекса на более высокий уровень коры. Установленные особенности результирующего P - T -тренда палеопротерозойского метаморфизма пород БПП наиболее удачно объясняются моделью гравитационного перераспределения пластичных масс горных пород в континентальной коре [2–5].

Работа выполнена на средства госбюджетных тем НИР № 0136-2018-0029 ИГЕМ РАН и № АААА-А18-118020290084-7 КарНЦ РАН и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00329).

1. *Кориковский С.П. // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.*
2. *Перчук Л.Л., Геря Т.В., Ван Ринен Д.Д., Смит С.А. // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131–167.*
3. *Перчук Л.Л. // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004. № 5. С. 26–36.*
4. *Перчук Л.Л. Локальные равновесия и P - T эволюция глубинных метаморфических комплексов. М. ГЕОС. 2006. 70 с.*
5. *Perchuk L.L., Gerya T.V. // Geological Society of America Memoir. 2011. V 207. P. 289–310.*
6. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. // Зап. РМО. 2008. Ч. СXXXVII. № 2. С. 1–13.*

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА ЯТУЛИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (Р-ОН ГИРВАС)

Н.И. Кондрашова^{1,2}, П.В. Медведев^{1,2}

¹ *Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

E-mail: kondr@krc.karelia.ru

² *Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия*

Ятулийский надгоризонт региональной стратиграфической шкалы докембрия Карелии включает в себя образования возрастом 2.3 – 2.1 млрд. лет [1].

Геологически обоснованно деление ятулия на две части в ранге горизонтов региональной стратиграфической шкалы: нижнюю (преимущественно терригенную с пластами лав базальтов, что соответствует сегозерскому горизонту) и верхнюю (преимущественно карбонатную с силлами долеритов и покровами базальтов, которые объединены в онежский горизонт) [3]. Отложения ятулия залегают с угловым и азимутальным несогласием на эродированной поверхности дюятулийских образований. Установлено как возрастное скольжение его нижней границы (трансгрессивное налегание), так и границы между сегозерским и онежским горизонтами [4].

Возраст отложений ятулия укладывается в интервал от 2,3 млрд. лет [8] до 2,1 млрд. лет [1,2].

С появлением новых изотопных методов определения геохронометрического возраста (SHRIMP II) были продатированы габбро-долериты силлов, залегающие среди карбонатных отложений верхнего ятулия и ранее относимых к онежскому горизонту [5]. Возраст габбро-долеритов Койкарско-Святнаволоцкого силла оказался равным 1983 млн. лет, Пудожгорской интрузии — 1984 млн. лет. Людиковийские цифры значений возрастов для пород силлов, залегающих среди ятулийских толщ и ранее относимых к ятулию, вполне допустимы и не требуют пересмотра объема ятулийского надгоризонта.

Однако есть цифры возраста *вулканогенных* пород из разреза ятулия, не укладывающиеся в принятые [1] возрастные рамки для ятулийского надгоризонта.

Приводимая в статье И. С. Пухтеля [7] цифра возраста магматических пород у плотины пос. Гирвас (Онежская структура), позиционируемых в региональных стратиграфических схемах как базальты сегозерского горизонта ятулия (янгозерская свита), оказалась равной 1976 ± 9 млн. лет. Близкое значение возраста (1975.3 ± 2.8 млн. лет) получил по этим же образованиям из проб, отобранных вблизи этого же места, и А. Мартин [6].

Подобные возрастные значения требуют либо пересмотра объема ятулийского надгоризонта, либо своего объяснения.

Нами был детально изучен участок около плотины пос. Гирвас, где ранее были отобраны образцы, показавшие людиковийский возраст. Среди metabазальтов были закартированы небольшие апофизы (от десятков см до 1–1.5 метров) габбро-долеритов, внедрявшихся между трещинами «трапповой» отдельности базальтов. Поэтому можно предположить, что отбор проб, показавших людиковийский возраст, был произведен из подобной апофизы, относящейся к севернее расположенному Койкарско-Святнаволоцкому силлу (КСС).

Петрографически базальты и долериты сходны, т.к. являются производными расплава основного состава. Первичных минералов в базальтах и в долеритах не зафиксировано. и те и другие сложены альбитом, вторичным амфиболом (актинолит, обыкновенная роговая обманка), хлоритом, эпидотом. Изредка встречается биотит,

флогопит. Рудные минералы — магнетит, халькопирит, редкий пирит. в кварц-карбонатных зонах изменения базальтов встречается паризит, барит. Акцессорные минералы представлены единичными зернами фтор-апатита.

И те и другие образования были метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. в долеритах фиксируется долеритовая структура, пространство между многочисленными лейстами и кристаллами альбита занимает вторичный амфибол. Содержание альбита составляет около 30–40%, в базальтах не превышает 20%. Альбит в базальтах присутствует также вместе с кварцем, кальцитом, эпидотом в зонах изменения пород.

На петрохимических диаграммах долериты района плотины группируются в единые поля с долеритами КСС, в отличие от базальтов, пространственно с ними связанных. Различаются базальты и долериты района плотины и по распределению микроэлементов, таких как Rb, Ba, Y, Nb, Zr, Pb.

У плотины пос. Гирвас в ятулийские образования по трещинам «трапповой» отдельности «затекали» или «выжимались» в виде апофиз долериты КСС, расположенного севернее. в свекофенское время базальты и долериты силла подвергались совместно метаморфическим и метасоматическим преобразованиям, что затрудняет их полевое и петрографическое «разделение». Кроме того, в ятулийские отложения внедрялись *мелкие* апофизы *дифференцированного* силла, что затрудняет разделение базальт/ долерит петрогеохимически.

Такие признаки, как столбчатая отдельность и тонкозернистая порфировая структура, по которым опробованные на возраст породы принимались за базальты [6], могут отмечаться и в субвулканических образованиях при внедрении расплава в слабо консолидированные обводненные осадки или в водную среду.

На наш взгляд, геохронологические данные, полученные И.С. Пухтелем и А. Мартиным, для пересмотра классической хроностратиграфической схемы [1] не корректны, т.к. образцы были отобраны не из ятулийских базальтов, а из апофиз людиковийского Койкарско-Святнаволоцкого силла, возраст которого они и продемонстрировали.

1. *Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. (Объяснительная записка).* / Научн. ред. Ф. П. Митрофанов, В. З. Негруца. Апатиты: Изд-во ИГ КНЦ РАН, ВСЕГЕИ им.А. П. Карпинского, 2002. 13с.
2. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2007. Т. 15, № 4. С.20–33
3. *Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) /Отв. Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.*
4. Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. *Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела.* Л.: Наука, 1988. 96 с.
5. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. // *Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.10.* Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С.49–68.
6. Martin A.P., Prave A.R., Condon D.J. et al. // *Earth and Planetary Science. Letters* 424. 2015. P.226–236.
7. Puchtel, I.S., Arndt, N.T., Hofmann, A.W. et al. // *Contrib. Mineral. Petrol.*130, 1998. P.134–153.
8. Vuollo J., Huhma H. *Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland / M. Lehtinen et al. (Eds). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield.* 2005. P.195–236.

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ
ГОРЫ КУРОПАЧЬЕЙ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ
ПРОВИНЦИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

*А.Н. Конюхов^{1,2}, Т.Б. Баянова³, В.И. Пожиленко³,
К.В. Ван², Т.И. Голованова⁴, О.И. Окина¹*

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия,
E-mail: *chalma@bk.ru*

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) Балтийского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) [1]. Эклогиты г. Куропачья (ассоциация Салма) по доступности и степени сохранности минеральных ассоциаций, отвечающих полной истории их эволюции, являются наилучшим объектом для исследования архейской субдукции.

Совпадение геохимических индикаторов эклогитов Салмы с толеитами срединно-океанических хребтов отмечено всеми исследователями данных объектов БЭП [2, 3]. В работе [3] прямо говорится, что протолитами эклогитов Салмы были базальты СОХ. Эклогиты г. Куропачья обладают плоскими спектрами с концентрациями ниже, чем у толеитов СОХ, и феноменально стабильными содержаниями РЗЭ, полностью потерявшие первичный минеральный парагенезис амфиболиты в зоне эндоконтакта эклогитов с гнейсами сохранили первичные геохимические характеристики, это означает, что пост-эклогитовая и пост-гранулитовая амфиболизация протекала в изохимических условиях без существенного привноса-выноса, исключая водный флюид.

В эклогитах горы Куропачьей обнаружены признаки дометаморфической магматической ассоциации — это анортит (An 95–98 мол.%), хромит, хромистый рутил, сульфидная ассоциация Ni-пирротин и пентландит. Свидетельствами проградной постмагматической стадии являются постоянно встречающиеся идиоморфные включения пренита и пумпеллиита в ядерных частях граната. Пиковые эклогитовые РТ-условия характеризуют парагенезисы гранат + омфацит (Jd 32 mol.%) + кварц + рутил и включения омфацита в гранате (Рис. 1а). Стадия эксгумации характеризуется развитием Сrx-Pl симплектитов - псевдоморфозах по омфациту. Среди микрзернистых ламелл симплектитов обнаружен ортопироксен (Рис. 1б), что говорит о том, что эклогиты прошли стадию субизотермической декомпрессии [4]. На границе тела эклогитов, размером около 200 метров, с вмещающими гнейсами они полностью амфиболизированы.

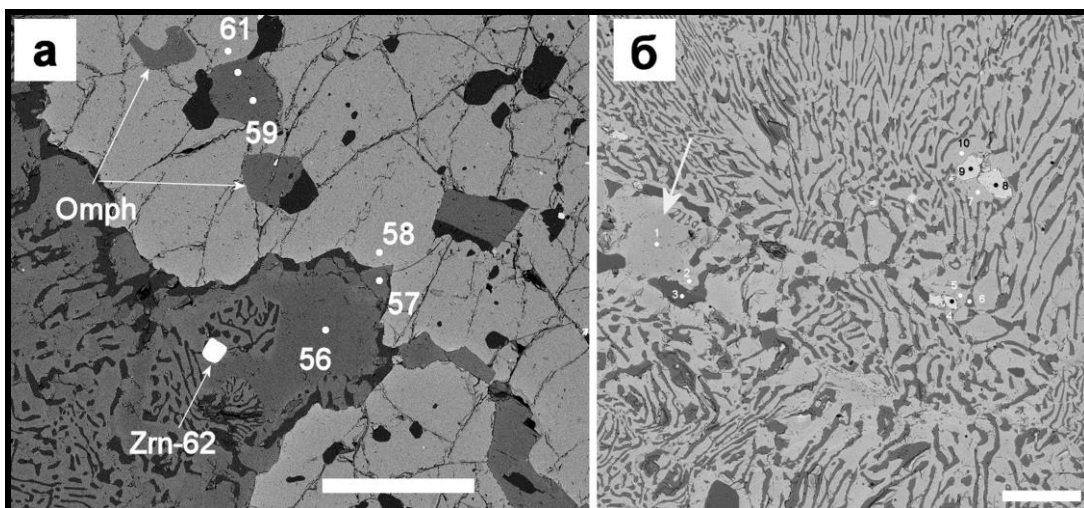


Рис. 1. BSE изображения эклогитов: а) включения омфацита в гранате и прямой контакт омфацита (точка 56) с гранатом, цифры — номера микрозондовых анализов, длина масштабной линейки 500 микрон; б) реликт омфацита (отмечен стрелкой) и ортопироксен (светло-серое) в поле клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов, длина масштабной линейки 200 микрон.

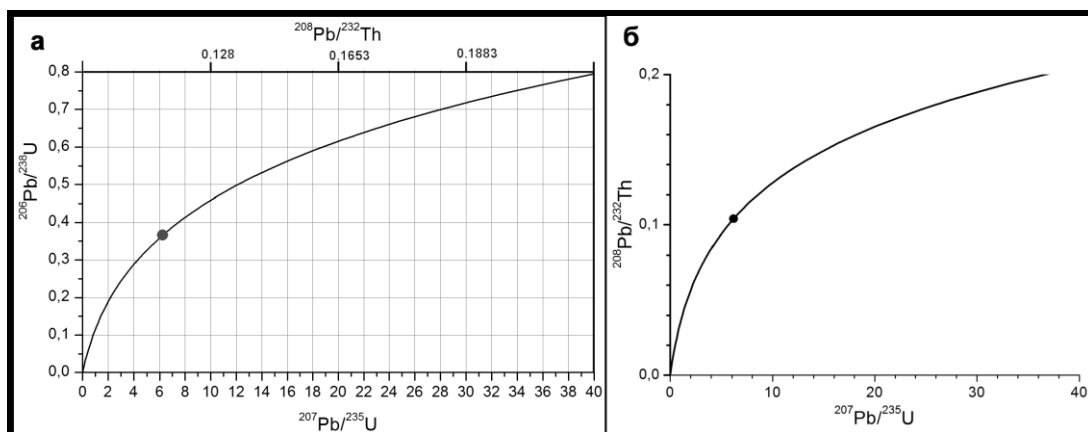


Рис. 2. а) Диаграмма с конкордией для изотопной системы U-Th-Pb с двумя осями X в интервале возрастов $0 \div \sim 3,76$ млрд лет, точка на конкордии отвечает возрасту 2 млрд лет; б) соотношение шкал по осям X_1 и X_2 , точка на кривой отвечает возрасту 2 млрд лет.

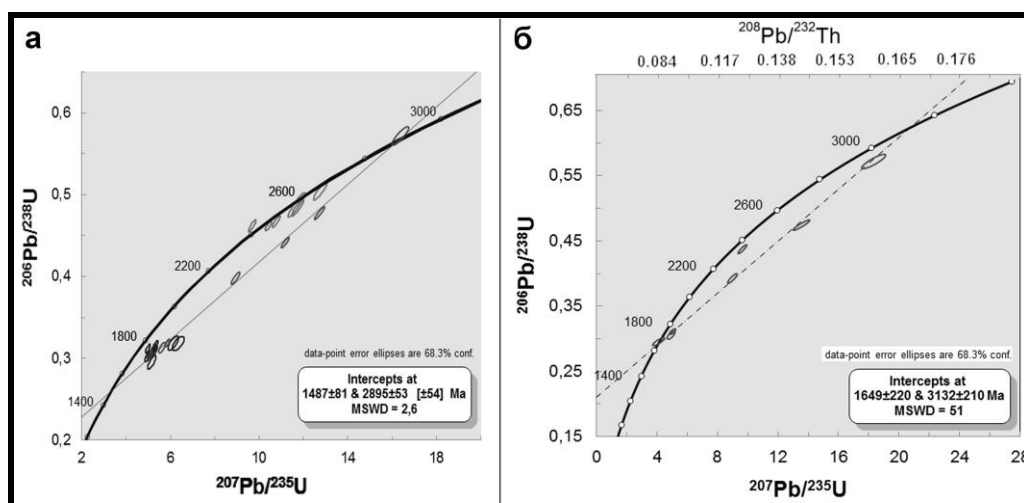


Рис. 3. Диаграммы с конкордией цирконов из эклогитов горы Куропачьей в изотопных системах U-Pb (а) и U-Th-Pb (б).

Из слабоизменённых эцлогитов была выделена монофракция циркона. Конвенционным SG ID-TIMS методом было продатировано 4 зерна, два из которых дали древний конкордантный возраст 2915 ± 10 млн лет (% Дис. 0,5–0,8). 21 зерно цирконов были запечатаны в шайбу и предварительно изучены под оптическим 3D микроскопом [5], SEM BSE/SE и истинной катодолюминесценцией (EPMA-CL (tc)), методика описана в [6]. Цирконы характеризуются черными в EPMA-CL (tc) трещиноватыми ядрами и яркими оболочками. Методом LA-ICP-MS цирконы были продатированы в университете Йоханнесбурга, ЮАР, аналитик Марлина Элбург, методика описана в [7]. Анализ цирконов и представление полученных результатов было в соответствии с международным протоколом [8]. В соответствии с протоколом помимо U-Pb системы измерялось отношение изотопов $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Для контроля точности измерений в качестве неизвестного эталона использовался циркон (CD)QGNG с возрастом 1850 ± 1 Ma. Средние по 5 измерениям за время сеанса значения возраста составили. — $207/235 = 1845 \pm 17$, $206/238 = 1852 \pm 49$, $208/232 = 1853 \pm 47$. Современное ПО не позволяет напрямую оперировать данными $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Предлагается методика перевода изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ в отношения $^{207}\text{Pb}/^{237}\text{U}$ того же возраста. На рис. 2а представлена диаграмма с конкордией с двумя осями X. Для примера точка с возрастом 2 млрд лет имеет координаты X1 ($207/235$) = 6,1685, X2 ($208/232$) = 0,1040, Y ($206/238$) = 0,3638. Соотношения шкал по осям X не являются пропорциональными, их соответствие одному возрасту показано на рис. 2б). Преобразованные отношения $208/232$ в отношения $207/235$ позволяют использовать электронную таблицу Isoplot для статистических с учетом веса манипуляций и графического представления результатов. Полученные для эцлогитов дискордии в системах U-Pb и U-Th-Pb представлены на рис. 3. Вычисления изотопных отношений, стандартных отклонений и параметра Rho реализовано в виде электронной таблицы.

1. *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.*
2. *Мельник А.Е. Эцлогиты Северо-Западной части Беломорского подвижного пояса. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2015. 196 С.*
3. *Itayaama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K., et al. // Lithosphere, 2017, v.9, no.6, 855–873.*
4. *Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., et al. // Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. (Dobrzhinetskaya L., Faryad S. W., Wallis S., Cuthbert S., Eds.) Elsevier. 2011. Chapter 19. P. 635–682.*
5. *Кониллов А.Н., Пожиленко В.И., Ван К.В. и др. // Аналитика, 2018, № 4, С. 243–254.*
6. *Кониллов А., Голованова Т., Понкратов К. // Аналитика, 2016, №4, С. 214–122.*
7. *Safonov O.G., Yarpaskurt V.O., Elburg M., et al. // Journal of Petrology, 2018, Vol. 59, No. 4, 695–734.*
8. *Horstwood M.S.A., Kosler J., George Gehrels G., et al. // Geostandards Newsletter, 2016, Vol. 40, № 3, 311–332.*

СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(С УЧЕТОМ НОВЫХ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО РАЗРЕЗУ
ХАРАУЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ)

Б.Б. Кочнев¹, А.Б. Кузнецов², Д.Р. Ситкина², А.Ю. Крамчанинов²

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

² *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Рифейские отложения северо-восточной окраины Сибирской платформы обнажены на Оленекском и Хараулахском поднятиях, где представлены мощными, преимущественно карбонатными осадочными последовательностями. Длительное время считалось, что на Оленекском поднятии развиты отложения нижнего, среднего и верхнего рифея, а довендская часть Хараулахского разреза (уктинская, эсэлекская, нэлегерская и сизэчанская свиты) имеет позднерифейский возраст и является аналогом верхней части разреза Оленекского поднятия в объеме хайпахской и частично дебенгдинской свит [3]. Позднее, на основе более современных геохронологических определений выяснилось, что на Оленекском поднятии отсутствуют верхнерифейские (моложе 1030 млн лет) отложения [1], тогда как на основе С-изотопных данных ($\delta^{13}\text{C} +5\dots+8\%$) Хараулахский разрез рифея может быть отнесен к низам венда [4].

Уктинская (более 50 м) и эсэлекская (320 м) свиты сложены в различной степени доломитизированными строматолитовыми и обломочными известняками, формировавшимися в условиях мелкого и среднего шельфа. Нэлегерская свита (210 м) представлена обломочными и аренистыми доломитами и известняками, отлагавшимися в обстановках верхней сублиторали. Сизэчанская свита (300 м) сложена ритмичным чередованием алвроаргиллитов и доломитистых известняков, вероятно, формировавшимися в условиях прибрежной кумулятивной равнины [4], и с перерывом перекрывается песчаниками хараютехской свиты венда. Для изотопно-геохимических и геохронологических исследований из всего разреза был проведен целенаправленный отбор наименее доломитизированных и засоренных некарбонатными примесями разновидностей известняков. Содержания Са, Mg, Fe, Mn и Sr были изучены в 35 образцах. Согласно принятым геохимическим критериям [2], к наименее измененным известнякам относятся 17 образцов из средней и верхней части эсэлекской свиты, а также два образца из нэлегерской свиты, тогда как остальные образцы из уктинской, нэлегерской и сизэчанской свит ограничено пригодны для изотопно-геохимических интерпретаций.

Минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для уктинской и эсэлекской свит лежат в интервале 0.70673–0.70703, тогда как для нэлегерской и сизэчанской свит они составляют 0.70791–0.70800. Изохронный Pb-Pb возраст для известняков эсэлекской свиты, рассчитанный по 8 образцам, составил 720 ± 30 млн лет (СКВО=1.9). в сочетании с опубликованными ранее данными по изотопному составу углерода и с выводом о фациальном несогласии на границе эсэлекской и нэлегерской свит, [4], можно сделать вывод, что нижняя часть разреза (уктинская и эсэлекская свиты) относятся к верхней части верхнего рифея Российской шкалы, либо к верхней части тония Международной шкалы, тогда как нэлегерская и сизэчанская свиты могут иметь ранневендский (раннеэдиакарский) возраст.

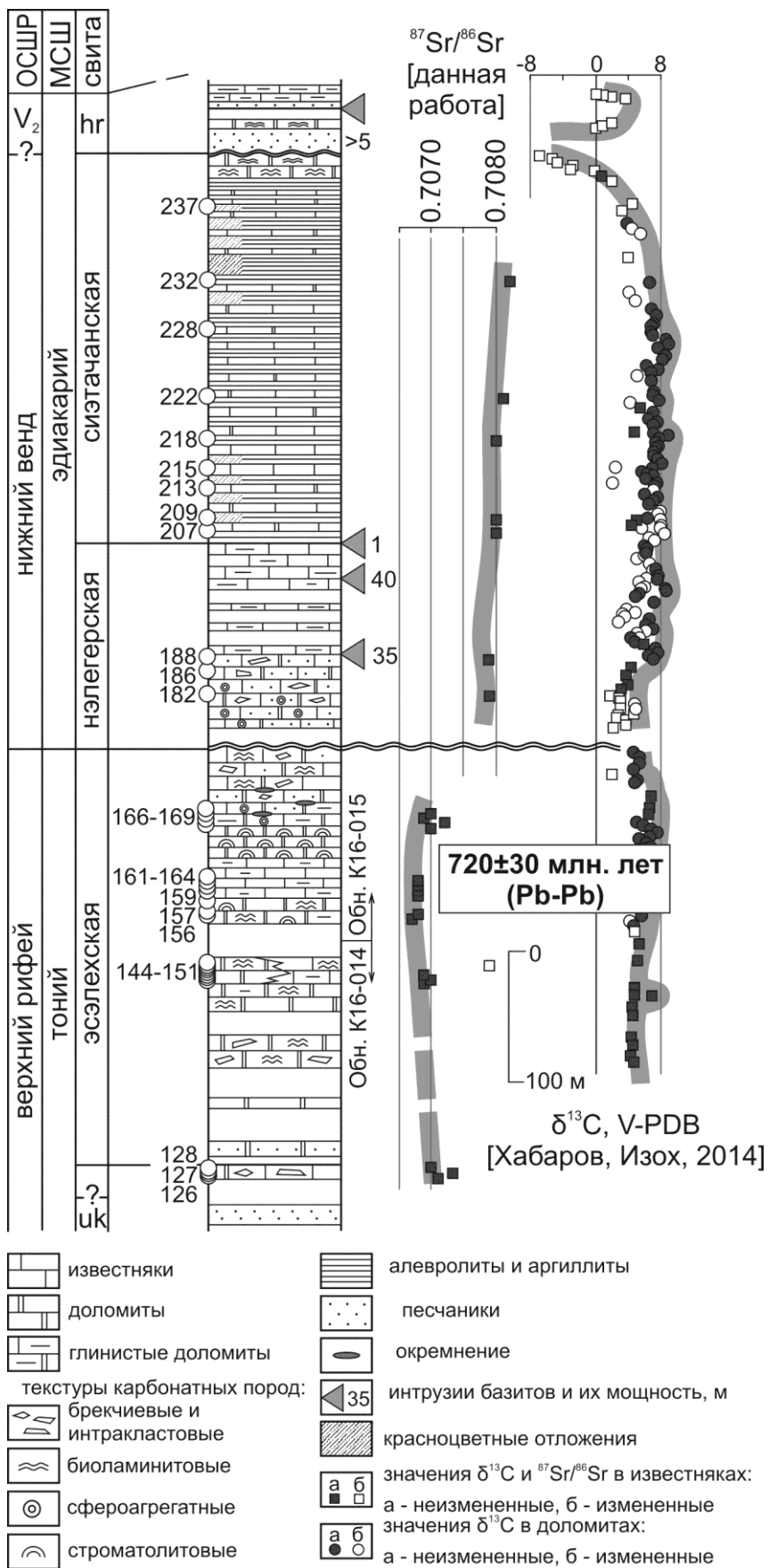


Рис. 1 Литологическая колонка и изотопно-геохимические данные для разреза рифея Хараулахского поднятия.

Таким образом, на северо-востоке Сибирской платформы кроме среднерифейских отложений присутствуют достаточно мощные осадочные, преимущественно карбонатные толщи верхней части верхнего рифея, формировавшиеся в эпиплатформенном бассейне. Их аналоги по палеонтологическим данным устанавливаются северо-западнее, в Лено-Анабарском прогибе [5]. Вероятно, отложения этого стратиграфического уровня на Оленекском поднятии и на прилегающих территориях были размывы во время длительного предвендского перерыва. Вывод о более сложном, чем считалось, строении докембрийского осадочного чехла важен для более корректной интерпретации геофизических данных по арктической окраине Сибирской платформы.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00418, 18-05-70110 и РНФ № 18-17-00247.

1. *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.*
2. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.*
3. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.*
4. *Хабаров Е.М., Изох О.П. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 797–820.*
5. *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V. // Precambrian Res. 2015. V. 270. P. 226–245.*

SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ УДИНО-ВИТИМСКАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Б. Кузнецов¹, М.С. Скрипников², Л.И. Ветлужских², О.К.Каурова¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

В настоящее время установлено сложное тектоническое строение осадочных комплексов в пределах Удино-Витимской зоны Западного Забайкалья. В разрезах этой зоны тектонически совмещены разновозрастные отложения позднего докембрия и раннего палеозоя. Плохая обнаженность, фрагментарность распространения стратифицированных образований среди обширных площадей гранитоидов затрудняют построение стратиграфических схем этих отложений. Хемостратиграфическое изучение карбонатных пород этой зоны позволяет получить новую информацию, которая расчлняет отложения и провести сравнение с имеющимися находками органических остатков.

Вулканогенно-карбонатная олдындинская свита вскрыта в юго-западной части Витимского плоскогорья в Еравнинской подзоне Удино-Витимской зоны. Она сложена дифференцированными вулканитами и археоциато-водорослевыми известняками известняками [5]. Известняки выполняют многочисленные биогермы (размером до сотни метров), биостромы и линзы в субвулканических отложениях. Биогермные известняки сложены преимущественно остатками археоциат и водорослей и, помимо этого, в них встречаются трилобиты, хиолиты и другие органические остатки [7].

В ходе биостратиграфических работ в шестидесятые годы прошлого столетия, М.М.Язмир [7] выделил несколько комплексов археоциат в олдындинской свите и расчленил ее на четыре горизонта: нижне-ульдзуйтуйский, верхне-ульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский. В известняках олдындинской свиты были описаны крибрициаты — проблематичная группа организмов, которая ранее считалась личиночной формой археоциат [2]. Они представлены одностенными формами с простой морфологией *Dubius*, *Ramifer*, реже двустенными *Akademiophyllum*, *Dolichocyathus*, *Leibaella*, *Lomaticyathus*, *Striatocyathus* [6].

Выделенные комплексы археоциат олдындинской свиты сопоставляются с атдабанским и ботомским ярусами Саяно-Байкальской горной области. Археоциаты появляются в атдабанское время, достигают своего расцвета в конце атдабана — начале ботома и исчезают в тойонское время. Наиболее широкое таксономическое разнообразие археоциат характерно именно для олдындинской свиты. Это разнообразие совпадает с максимальным распространением археоциат в раннекембрийских отложениях Сибирской платформы.

Впервые для известняков олдындинской свиты был привлечен метод C- и Sr-изотопной хемостратиграфии для получения информации о возрасте на основе сопоставления C- и Sr-изотопной характеристики пород с эталонными кривыми вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [3, 8, 9]. В наименее измененных образцах, выбранных на основе геохимических критериев, были определен изотопный состав C, O и Sr.

Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках олдындинской свиты заключены в узких пределах 0.70828–0.70847 (рис. 1). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных известняках показывает, что эти осадки образовались в атдабанское-ботомское время, что полностью совпадает с выделенным комплексом археоциат [7].

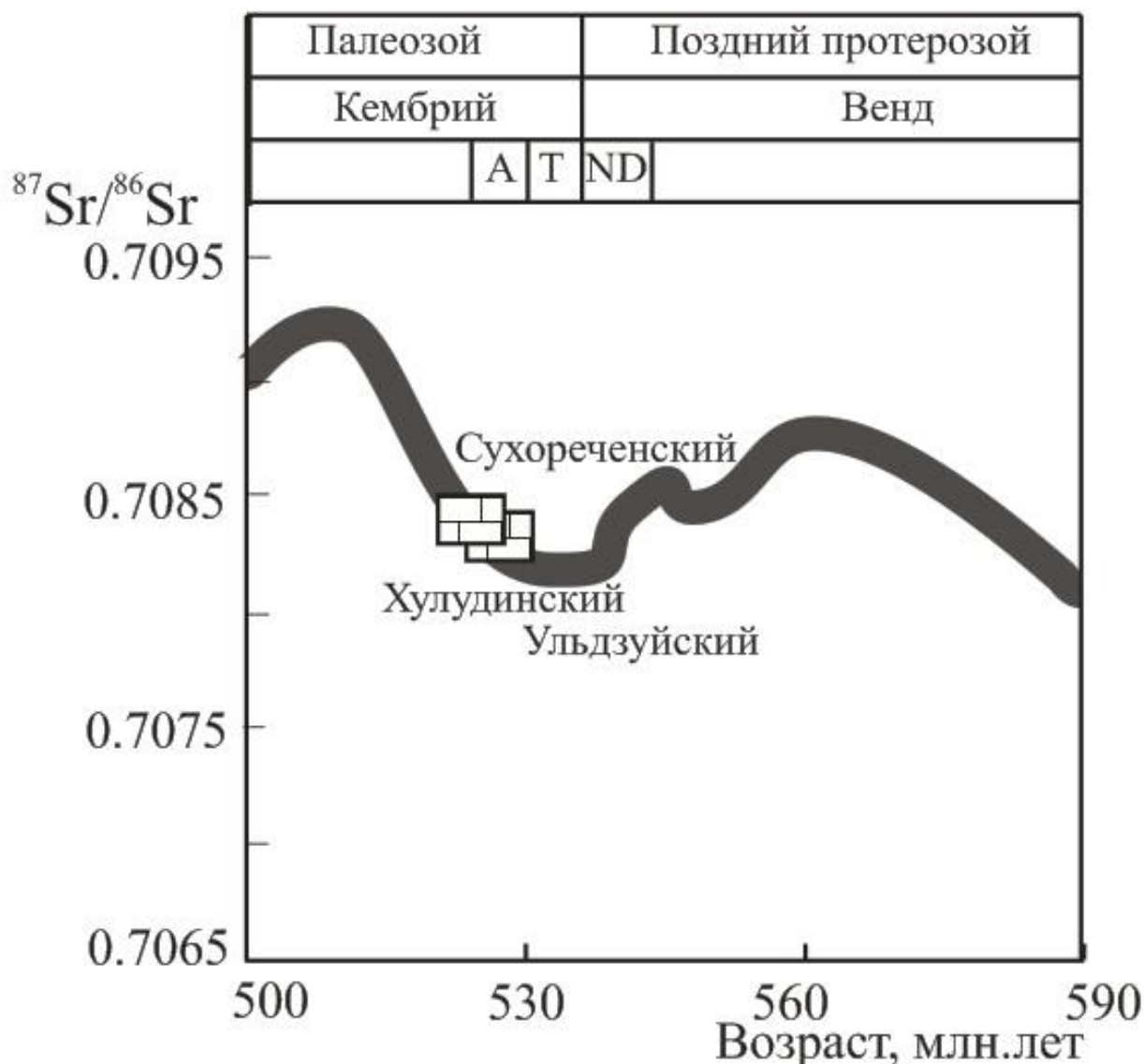


Рис. 1. Изотопный состав Sr в известняках олдыннской свиты в сравнении с кривой эволюции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднепротерозойском и раннепалеозойском океане [3, 8].

Анализ величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в известняках четырех изученных горизонтов показывает значимое различие. Известняки нижнеульдзуйтуйского и хулудинского горизонтов характеризуются пониженными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с известняками верхнеульдзуйтуйского и сухореченского горизонтов: 0.2...1.2‰ и -11...-9‰ против 1.7...2.1‰ и -28...-19‰.

Различие C-O изотопных характеристик карбонатных пород ульдзуйтуйского и сухореченского горизонтов от хулудинского отражает различие в палеофациальных обстановках осадконакопления. Отложения нижней части кембрийского разреза отлагались в мелководных прибрежно-морских обстановках, что соответствует представлениям о формировании здесь Удино-Витимской островодужной системы в атдабанское время [1]. Вблизи зоны активного вулканизма были развиты раннекембрийские аналоги рифогенных построек и господствовал более теплый водный режим. Для известняков хулудинского горизонта помимо пониженных $\delta^{13}\text{C}$ характерны пониженные содержания малых элементов (Mn до 210 мкг/г и Fe до 200 мкг/г). Это указывает на большую открытость морского палеобассейна в сторону океана.

Таким образом, данные метода SIS согласуются с выводами биостратиграфии о раннекембрийском возрасте известняков олдыннинской свиты. Повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ в средней части олдыннинской свиты согласуются с положительной аномалией этой величины во время среднеботомского кризиса, широко проявленного кембрийских отложениях Сибири [4, 9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

1. Гордиенко И.В. // Геология и геофизика. 2010. Т.5. № 5. С. 589–614.
2. Журавлев. А. Ю. Особенности разнообразия организмов в кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы: Вып. 4. под ред. А.Г.Пономаренко, А.Ю. Розанова, М.А. Федонкина. М.: ПИН РАН, 2001. 200 с.
3. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
4. Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 3–21
5. Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. // Отечественная геология. № 3. 2013. С. 38–46.
6. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Крибрициаты олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // IV Всероссийская молодежная научная конференция. Улан-Удэ: БГУ, 2017. С. 61–63.
7. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра. 1975. 184 с.
8. Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Corfield R.M., Derry L.A. // Geol. Mag. 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.
9. Zhu M.Y., Zhang J.M., Li G.X., Yang A.H. Geobios. 2004. V. 37. № 2. P. 287–301.

ВОЗРАСТ ИРКУТСКОЙ СВИТЫ МОТСКОЙ СЕРИИ
(ИРКУТСКОЙ ПРИСАЯНЬЕ) НА ОСНОВАНИИ
ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ, БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ
И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, А.А. Колесникова¹, Т.В. Романюк³, Д.В. Московский^{1,4},
В.В. Марусин^{5,6}, Б.Г. Покровский¹, А.В. Шаццлло³, С.В. Рудько¹,
А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия
E-mail: kouzikbor@mail.ru

² Российский Университет (НИУ) Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

⁴ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
СО РАН, Новосибирск, Россия

⁶ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В разрезе утеса Шаман в Иркутском Присяянье (р. Иркут; 52°05'08"; 103°51'30") в нижней и средней частях склона вскрыты красноцветные косослоистые разнозернистые песчаники аллювиального и прибрежно-морского генезиса (шаманская свита). В верхней части склона залегают светлые доломиты (с включениями кристаллов ангидрита) и надстраивающие их бурые доломиты (иркутская свита) [1].

В результате выполненного нами изучения нижней части разреза иркутской свиты, представленного на утесе Шаман, получены первые данные о (1) вариациях изотопного состава углерода в светлых доломитах нижней части разреза иркутской свиты, (2) ихнофоссилиях и (3) U/Pb-изотопных возрастах детритовых цирконов из бурых песчаных доломитов. Эти данные хорошо согласуются между собой и дают ограничения возраста переходных уровней между верхним вендом (эдиакарием Международной хроностратиграфической шкалы — International Chronostratigraphic Chart — ИСС) и кембрием Иркутского Присяянья. В частности, нами показано, что для светлых доломитов нижней части разреза иркутской свиты характерны в основном слабоположительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (0.5 ÷ 3.1‰, VPDB), без каких-либо значимых экскурсов. На поверхностях слоев бурых песчаных доломитов, перекрывающих светлые доломиты нижней части иркутской свиты, обнаружены многочисленные ископаемые следы, представленные, преимущественно, субгоризонтальными норами *Palaeophycus* и *Treptichnus* (в том числе *T. pedum* — индекс-таксон основания кембрия ИСС), следами *Monotrichnus*, а также редкими вертикальными норами *Skolithos*. Состав ихнокомплекса (многочисленные горизонтальные норы и сравнительно редкие — вертикальные) и наличие в нем индекс-таксона основания кембрия ИСС *Treptichnus pedum* говорят о фортунском (ИСС) возрасте вмещающих отложений [2]. Фортунский ярус кембрия ИСС (541–529 млн лет) приблизительно соответствует немакит-далдынскому региоярису венда Общей стратиграфической шкалы России.

В дополнение к проведенным исследованиям из бурых песчаных доломитов (проба K18–106), на поверхностях слоистости которых обнаружены следы *Palaeophycus* и *Treptichnus*, выделены многочисленные детритовые цирконы (dZr). Проба (начальным весом ~1.5 кг) представляла собой плитку бурого песчаного доломита толщиной ~1 см. Она была измельчена до размера обломков ~1 см в поперечнике

и после этого растворена в слабом растворе соляной кислоты. Нерастворимый остаток был отмыт и отмучен в проточной водопроводной воде, высушен и разделен в тяжелой

жидкости (ГПС-В, уд.вес 2.95 г/куб.см). Полученный таким образом содержащий циркон концентрат тяжелых минералов был разделен на магнитном сепараторе. Из немагнитной фракции случайным образом было выбрано и имплантировано в эпоксидную шашку диаметром 1 дюйм ~200 цирконов. После полировки зерна циркона из этой шашки были сфотографированы в оптическом микроскопе (по 5–6 фотографий с разной глубиной фокусировки) для выбора мест, оптимальных для U/Pb-изотопного анализа. Ниже представлены первые результаты U/Pb-изотопного датирования этих dZr в ГИН РАН по методике [3].

В пробе K18–106 изучение U/Pb-изотопной системы выполнено для 148 зёрен dZr (Рис. 1А и Б). Большое количество анализов (более половины) с сильно дискордантными значениями возрастов свидетельствует о том, что dZr были массово подвержены термальному и/или метаморфическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U/Pb-изотопную систему в них, в том числе и очень существенно ($D > 10\%$). Однако, опробованная порода не несет признаков метаморфического или метасоматического изменения, о чем свидетельствует удовлетворительная сохранность С- и О-изотопных систем, а также хорошая сохранность первичных осадочных текстур и ихнофоссилий. Поэтому более вероятно, что dZr были рециклированы из более древних пород, подвергавшихся термальному и/или метасоматическому воздействию. В некоторых dZr выявлены отдельные участки (области), которые можно трактовать как инхеритное (унаследованное, древнее) ядро и более молодую оболочку. По причине маленького размера этих областей или наличия нарушений в них, изучить хотя бы в одном dZr и ядро, и оболочку (чтобы оценить время воздействия на dZr) не удалось. В целом для 79 зерен dZr анализы характеризуются сильной дискордантностью и исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 69 датировок ($-5\% < D < 10\%$) использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (Рис. 2А).

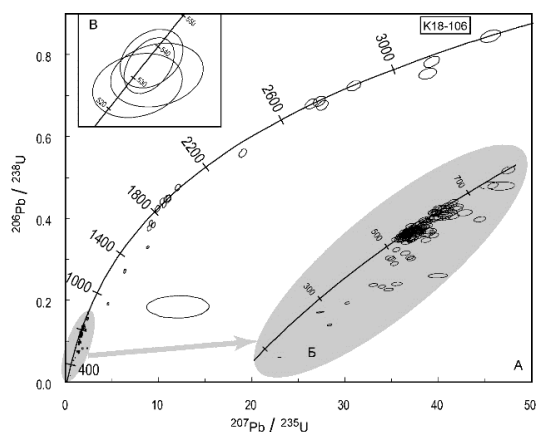


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для U/Pb-изотопных анализов цирконов из пробы K18–106 (А) и для 4-х самых молодых зерен (В).

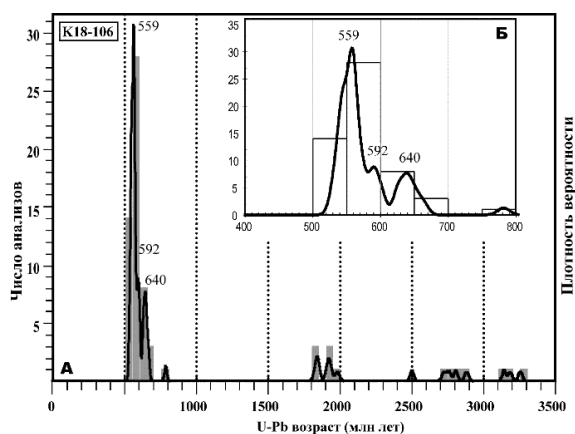


Рис. 2. Гистограммы и кривая плотности вероятности возрастов dZr из пробы K18–106. На врезке (Б) показан интервал от 400 до 800 млн лет.

Одна из основных задач, стоявших перед этим исследованием, состояла в ограничении максимального возраста иркутской свиты. Наиболее молодые детритовые цирконы в изученной пробе имеют возрасты: 528 ± 7 млн лет ($D=4,3\%$); 531 ± 7 млн лет ($D=8,2\%$); 534 ± 6 млн лет ($D=1,2\%$); 536 ± 6 млн лет ($D=1,2\%$); 540 ± 6 млн лет ($D=8,3\%$); 541 ± 7 млн лет ($D=1,2\%$) (Рис.1В). Вместе с более древними — неопротерозойскими — датировками они на кривой плотности вероятности формируют яркий пик со значением 559 млн лет (Рис. 1). Возраст же наиболее молодых зерен (528 ± 7 и 531 ± 7 млн лет) позволяет предполагать, что формирование иркутской свиты

началось уже в томмотском веке кембрия (Cambrian Stage 2 **ICС**), что не противоречит полученным био- и хеомстратиграфическим данным. Отсутствие же в нижней части иркутской свиты характерных для томмотского яруса ихнотаксонов может быть связано со спецификой сохранности ихнофоссилий в карбонатных отложениях и неблагоприятных для формирующих эти следы организмов условий крайнего мелководья.

Финансирование. Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, и поддержаны проектами РФФИ №17-05-00021 (полевые работы), 17-05-00852 и 18-05-00495 (биостратиграфия), 19-05-00427 (хеомстратиграфия) и 19-05-00794 (геохронология).

1. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск : СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
2. Mángano M.G., Buatois L.A. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran-Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks // *Proceedings of the Royal Society B.* – 2014. – V. 281. – 20140038.
3. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S. et al. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // *10th Int. Confer. of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstr., Sydney, 2018, p. 63.*

К ВОПРОСУ О БОРТНИКОВСКОЙ СВИТЕ СРЕДНЕГО РИФЕЯ БЕЛАРУСИ

О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, Н.В. Глаз

Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь,
E-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

Отложения *бортниковской свиты шеровичской серии RF_{2sh}* до недавнего времени были известны лишь в центральной и южной части Беларуси в пределах Припятского прогиба и на склонах Белорусской антеклизы [1, 3] (рис.). Стратотипический же разрез *шеровичской серии* выделен в центральной части Оршанской впадины в пробуренной в конце 1960-х годов Руднянской параметрической скважине в Смоленская области в непосредственной близости от границы Беларуси. в разрезе этой скважины отложения *шеровичской серии* мощностью 255 м залегают на выветрелых гранитоидах кристаллического фундамента, а перекрыты они (с перерывом в осадконакоплении) отложениями *рогачевской свиты белорусской серии RF_{2-zbl}*. *Шеровичская серия* имеет двухчленное строение. Нижняя часть представлена аркозовыми песчаниками и слюдистыми алевролитами *гатынской свиты* мощностью 96 м, верхняя — кварцевыми песчаниками *рутавечской свиты* мощностью 159 м, аналогами которых и являются песчаники *бортниковской свиты RF_{2br}* Беларуси. Хотя скважинами, пробуренными в белорусской части Оршанской впадины, отложения *шеровичской серии* пока не встречены, это не исключает возможности их наличия здесь, поэтому *шеровичская серия* включена в Стратиграфическую схему рифея Беларуси [4].

Песчаники *бортниковской свиты* имеют преимущественно кварцевый состав, высокую степень окатанности зерен, что указывает на высокую степень зрелости этих осадков. в то же время для них характерна разномерность обломочного материала, присутствие кварцевой гальки и валунов кварцитов. Цемент песчаников железисто-глинистый, реже — опаловый и фосфатный. Материалом для образования этих отложений являлись высоко зрелые коры выветривания раннепротерозойского возраста, развитые на породах кристаллического основания территории. в породах отмечается как горизонтальная, так и косая и клиновидная слоистости. Песчаники формировались в условиях небольших внутриконтинентальных опресненных бассейнов и водных потоков и представляют собой мелководно-морские, а также пролювиально-дельтовые отложения. Подобные бассейны были развиты в понижениях рельефа, приуроченных к наиболее ослабленным и дезинтегрированным участкам земной коры вблизи разломных зон [1, 3].

Можно предположить, что палеопонижения существовали в грабенообразных структурах северо-восточного простирания, ограниченных разрывными нарушениями раннепротерозойского заложения, и формировались в условиях растягивающих напряжений в пределах всей территории, на которой впоследствии развился Воыно-Оршанский авлакоген (ВОА).

Пробуренной в 2018 году в зоне сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины скважиной Кормьянская отложения *бортниковской свиты* мощностью 22,8 м вскрыты в интервале 638,4 – 661,2 м. Залегают они на выветрелых диоритах *микашевичского комплекса еδPR_{1mk}* кристаллического основания, а перекрываются отложениями *рогачевской свиты RF_{2rg}*. Отложения представлены пачкой кварцевых разномерных мелко-среднезернистых, средне-крупкозернистых песчаников серого цвета с высокой степенью окатанности обломочного материала. Породы содержат редкую гальку кварца размером до 1,0 – 2,5 см и валунный материал кварцитов розовато-красного цвета, очевидно, *бобруйской серии PR_{1br}*. Песчаники неясно

горизонтально слоистые, участками — косо- и клиновидно-слоистые. Для пород характерно практически полное отсутствие цемента, глинистый цемент каемочного типа может присутствовать в количестве до 1 – 2%, весьма редко — гипсовый. При этом породы крепкие, сухарного облика за счет плотного прилегания зерен, мелкопористые. Вскрытая пачка песчаников имеет сходный литологический состав с базальной пачкой сероцветных разнотельных песчаников *рутавеческой свиты*, вскрытой Руднянской параметрической скважиной в интервале 1740,0 – 1766,0 м (мощность 26,0 м).

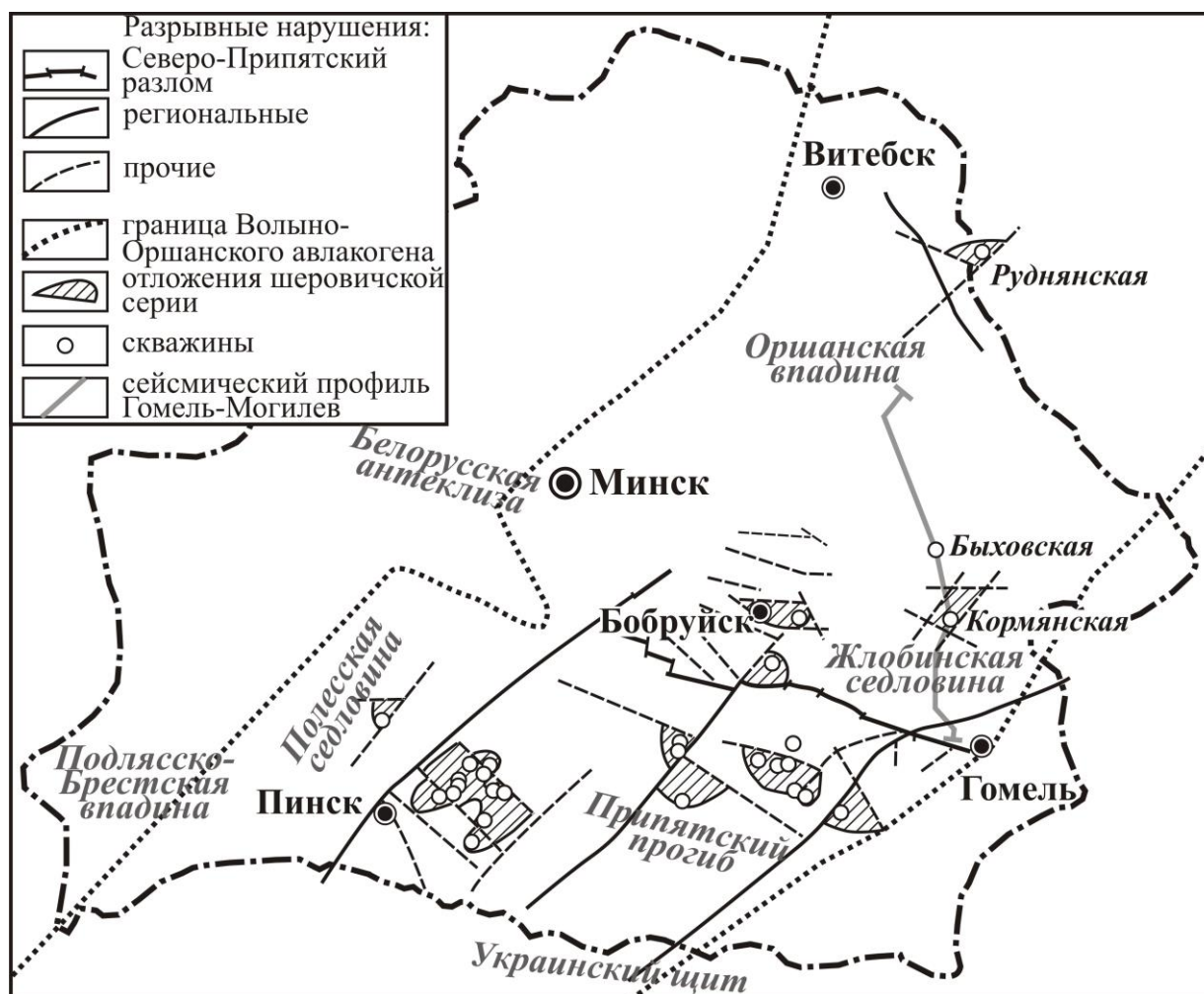


Рис. 1. Карта-схема распространения отложений шеровичской серии среднего рифея Беларуси по [1] с уточнениями авторов

Отложения *бортниковской свиты* здесь вскрыты впервые, что позволяет уточнить границы их распространения. Приурочены они здесь к ограниченному прибортовыми разломами ВОА грабенообразному палеопонижению северо-восточного простирания шириной 10 – 15 км. в последующее геологическое время (на позднебайкальском и герцинском этапах активизации территории) этот опущенный тектонический блок испытал воздымание и в настоящее время является приподнятым относительно соседних блоков, что фиксируется сейсмическим региональным профилем Гомель – Могилев (рис.).

Наличие в песчаниках *бортниковской свиты* скважины Кормянская участков с пойкиллитовым гипсовым цементом и разноориентированных прожилков белого

гипса указывает на наложенный характер минерализации вблизи зоны разлома вследствие циркуляции подземных вод в более позднее, предположительно девонское время.

Данных об абсолютном возрасте пород *шеровичской серии* до сих пор не имеется. Ранее они условно были отнесены к нижнему рифею [3]. в настоящее время *шеровичская серия* отнесена к среднему рифею как в Беларуси [4], так и в России (восток Оршанской впадины, Крестецкий и Солигаличский авлакогены) [2]. Актуальной задачей остается датирование абсолютного возраста фосфатного цемента и детритовых цирконов из песчаников шеровичской серии.

1. Геология Беларуси. А.С.Махнач, Р.Г.Гарецкий, А.В.Матвеев и др. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
 2. Кузьменко Ю.Т., Шик С.М. // Бюлл. МОИП. Отд. Т. 81. Вып. 2. геол. 2006. С. 29–39.
 3. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Мн: Наука и техника, 1976. 360 с.
 4. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: Объяснительная записка / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. – Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.
-

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ РИФЕЯ И ВЕНДА ВОЛЫНО-ОРШАНСКОГО ПАЛЕОАВЛАКОГЕНА ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.Ф. Кузьменкова¹, А.Г. Лапцевич¹, А.Б. Кузнецов², Л.В. Шумлянский³,
Е.Ю. Голубкова², Т.С.Зайцева², С.С. Манкевич¹

¹ Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь,
E-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Curtin University, Perth, Australia

Волыно-Оршанский палеоавлакоген (ВОА) является крайним юго-западным сегментом системы Средне-Русских авлакогенов Восточно-Европейской платформы (ВЕП), развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания в режиме трансенсии (растяжения) вдоль подвижной зоны древнего фундамента [3; 11]. ВОА развился на раннебайкальском (доплитном) этапе со стороны Галицийско-Белостокского рифта северо-западного простирания и унаследовал положение палеопротерозойских структур фундамента — Центрально-Белорусской сутурной зоны и Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса [3]. Здесь накопилась терригенная толща мощностью более 700 м, относимая в Беларуси к среднему-верхнему рифею (*шеровичская RF_{2sh} и белорусская RF_{2-zbl} серии*) и нижнему венду (*вильчанская серия V_{1vč}*) [7, 10]. ВОА распространен на территории Украины, Беларуси и России; в современном структурном плане ему частично или полностью соответствуют Волынская впадина, Полесская седловина, Припятский прогиб, Белорусская антеклиза, Жлобинская седловина, Оршанская впадина.

Отложениям *шеровичской серии* в настоящем сборнике посвящена отдельная публикация авторов. Наиболее значимыми по объему (более 600 м в юго-западной части ВОА) является толща красноцветной терригенной формации *полесского горизонта белорусской серии RF_{2pl}*, которая сформировалась в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна с пониженной соленостью [7]. Маломощные прослои доломитов с повышенным содержанием Mn (до 3,8–8,9%) маркируют периоды обмеления палеобассейна. Марганец поступал вместе с пресными континентальными водами, что подтверждают низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от $-0,6$ до -7‰) [2] и $\delta^{18}\text{O}$ (от 17,4 до 27,7‰) [4]. U-Pb возраст самых молодых детритовых цирконов из песчаников *полесского горизонта* Оршанской впадины (скв. Вильчицы) равен 1331 ± 39 млн лет [12]. в этих отложениях на Волыни (юго-западная часть ВОА) встречено одно зерно циркона позднерифейского возраста — 1018 ± 43 млн лет (скв. 56) [13]. На рубеже *полесского и оршанского времени* произошло воздымание юго-западной части ВОА, и в условиях замкнутого мелководного внутриконтинентального опресненного бассейна накопились зрелые кварцевые и олигомиктовые песчаники *оршанской свиты RF_{2or}* мощностью до 620 м. Наиболее молодые детритовые цирконы из этих пород (скв. Вильчицы) имеют возраст 1356 ± 24 млн лет [12]. Терригенно-доломитовая пачка мощностью до 82 м *латичской свиты RF_{3lr}* одноименного горизонта венчает разрез *белорусской серии*. Доломиты этой свиты обогащены железом (до 13,6% FeO) и содержат комплекс *микрофитолитов* [1] и *строматолиты* [5]. Отложения накопились в небольшом замкнутом мелководном континентальном бассейне реликтового понижения рельефа в центральной части ВОА, соленость которого изменялась во времени [7], на что указывают варьирующие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от $-0,2$ до $3,9\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 15,7 до 26,1‰) в доломитах [4].

В примыкающем с северо-востока к ВОА Крестцовском авлакогене (КА) в коррелируемой с отложениями *полесского горизонта* пестроцветной терригенной толще *полоцкой свиты* России А.Ф. Вейсом выявлен позднерифейский комплекс микрофоссилий [11], однако отложения в Стратиграфической схеме по-прежнему относятся к среднему рифею [6]. в предложенной в 2016 году Н.П. Чамовым сейсмостратиграфии Оршанской впадины *шеровичская серия* коррелируется с *молоковской свитой* КА (аналог *оршанской свиты*), а терригенная толща *белорусской серии* выделена в самый молодой сейсмокомплекс R_3^4 без учета латеральных фациальных замещений, что, на наш взгляд, не корректно [11]. Таким образом, определение возраста отложений ВОА, относимых в настоящее время к среднему рифею, методами абсолютной геохронологии (доломитовых прослоев, детритовых цирконов, фосфатного цемента песчаников) по-прежнему остается актуальной задачей.

Венд Беларуси является одним из стратотипических разрезов вендской системы Общей Стратиграфической шкалы ВЕП, так как представлен тремя наиболее полными и мощными, последовательно сменяющимися друг друга в разрезе разнофациальными толщами: ледниковой, вулканогенно-осадочной и терригенной. в раннем венде в унаследованную от ВОА реликтовую впадину с севера заходили «языки» континентального варангерского оледенения, оставившие толщу покровно-ледниковых отложений *вильчанской серии* V_{ivc} мощностью до 485 м [7]. Наиболее молодые детритовые цирконы из этих пород (скв. Вильчицы) имеют возраст 980 ± 10 млн лет [12]. Вопрос принадлежности тиллитов вильчанской серии к конкретным гляциопериодам Африканской гляциоэры — Марино (640–635 млн лет) или Гаскье (584–582 млн лет), до сих пор остается нерешенным, что ставит геохронологическое изучение глинистых отложений в ранг актуальных задач.

На позднебайкальском (ортоплатформенном) этапе на юго-западной пассивной окраине ВЕП в ходе распада суперконтинента Родиния сформировалась крупная Волыньско-Брестская магматическая провинция [7; 8]. К области активного вулканизма с северо-востока примыкал Кобринско-Могилевский палеопрогиб, унаследовавший положение ВОА и значительно расширившийся к северо-западу. Сформировавшиеся в субаэральных условиях траппы мощностью до 450 м (юго-запад ВОА) и в аквальных условиях — толща вулканогенно-осадочных пород (северо-восток ВОА) мощностью до 50 м относятся к *волынкой серии* V_{ivl} . Возраст траппового магматизма оценивается в 557 ± 9 – 573 ± 14 млн лет [10; 14]. в позднем венде и раннем кембрии на данной территории существовал более обширный Кобринско-Полоцкий палеопрогиб, в котором накопились толщи пестроцветной и сероцветной терригенных формаций *редкинского* и *котлинского горизонтов* *валдайской серии* V_{2vd} и *балтийской серии* E_{1b} .

Актуальными задачами остаются обоснование региональных подразделений рифея и венда Беларуси и их корреляция с сопредельными регионами с применением методов биостратиграфии и абсолютной геохронологии [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00886).

1. Бессонова В.Я., Нарожных Л.И. / Докл. АН БССР. 1970. Т. 14, № 1. С. 48–52.
2. Веретенников Н.В., Гулис Л.Ф., Махнач А.С. / Докл. АН БССР. 1988. Т. XXXII, № 12. С. 1110–1113.
3. Геология Беларуси. А.С.Махнач, Р.Г.Гарецкий, А.В.Матвеев и др. Мн.: ИГН НАН Баруси, 2001. 815 с.
4. Гулис Л.Ф. Постседиментационные изменения отложений рифея и нижнего венда Беларуси. Мн., 1995. 103 с.
5. Журавлева З.А., Чумаков Н.М. / Докл. АН СССР. 1968. Т. 78, № 3. С. 668–671.

6. Кузьменко Ю.Т., Шик С.М. / Бюлл. МОИП. Отд. Т. 81. Вып. 2. 2006. С. 29–39.
7. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Мн: Наука и техника, 1976. 360 с.
8. Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. / Петрология, 2008. Т. 16, № 2. С. 115–147.
9. Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Шумлянский Л.В. // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екат-г: ИГиГ, 2010. Т. 2. С.103–104.
10. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: Объяснительная записка. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.
11. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
12. Paszkowski M., Budzyń B., Mazur St., Slama J., Shumlyansky L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S. & Piszczowska A./ Precambrian Research, 2019. V. 331, 19 p.
13. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C. / Precambrian research, 2015. V. 260, P. 39–54.
14. Shumlyansky L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson Per-G. & Kuzmenkova O. / GFF Journal, V. 138, Issue 1, 2016. P. 17–30.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОЙПИШНЮН, МАССИВ
МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

*Е.Л. Кунаккузин, Е.С. Борисенко, П.А. Серов,
Д.В. Елизаров, Т.Б. Баянова, Л.И. Нерович*

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия,
kunakkuzin@geoksc.apatity.ru*

Массив Мончетундра располагается в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и относится к палеопротерозойским массивам Восточно-Скандинавской базитовой обширной провинции [4]. Общий разрез массива можно разделить на две части [6, 8, 11]: нижнюю — преимущественно норит-ортопироксенитовую, и верхнюю — базитовую. Породы верхней базитовой части являются разновозрастными и имеют сложный характер взаимоотношений между собой. в пределах современного эрозионного среза на основании интерпретации геологических и изотопных U-Pb возрастных данных [2, 3, 5, 6, 7] можно выделить 4 основные группы пород: метагаббро (2521–2516 млн. лет), трахитоидные габбронориты (2507–2501 млн. лет), массивные габбронориты (2476–2471 млн. лет), габбропегматиты (2456–2453 млн. лет); также встречаются более поздние жилы габбропегматитов (2445 млн. лет) и аплитов (1900.1±9.4 млн. лет).

Не смотря на хорошую обнаженность верхней базитовой части разреза, нижняя практически не проявлена на дневной поверхности. Для изучения строения и особенностей пород нижней части был исследован керн скважины МТ-70, располагающейся на юго-восточном склоне массива Мончетундра и проходящей через рудную зону 1 месторождения Лойпишнюн [9] (из материалов ЗАО «Герская горная компания»). Измерения концентраций РЗЭ проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), концентрации изотопов Nd и Sr были определены в ЦКП Ги КНЦ РАН (г. Апатиты). Верхняя часть разреза скважины представлена амфиболизированными разновидностями трахитоидных габброноритов. Нижняя зона представлена переслаиванием мелано-, мезо-, реже лейкократовых норитов, ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов. в породах данной расслоенной серии развита благородная ЭПГ минерализация, связанная главным образом с сульфидной минерализацией пентландит-халькопирит-пирротинового состава [9]. Среди норитов и ортопироксенитов встречаются амфиболизированные разновидности. Метаморфические изменения пород происходили на поздне- и постмагматической стадиях при активном влиянии флюидов в процессе рудообразования [10]. По разрезу отмечаются маломощные (5–12 м.) прослои габброноритов, в которых встречаются фрагменты ортопироксенитов, что свидетельствует об их более позднем формировании. Контакты габброноритов с ортопироксенитами и норитами резкие, иногда тектонизированы. Габбронориты в разной степени амфиболизированы, отмечаются изоморфные зерна граната до 5 мм (инт. 262–264 м, 274–278 м) и сульфидная минерализация. Тела оливинитов и гарцбургитов формируют прослои мощностью до 10 метров, залегают среди расслоенной серии нижней зоны, встречаются разновидности, обогащенные хромитовой минерализацией вплоть до дунитов.

Порода	ΣREE (ppm)	Eu/Eu*	(La/Yb) _n
Оливиниты	0.67 – 1.97	0.34 – 0.80	0.81 – 3.11
Гарцбургит	3.96	1.20	2.05
Ортопироксениты	4.89 – 6.62	0.84 – 0.85	1.65 – 1.89
Нориты	6.06 – 19.55	0.68 – 1.45 (средн.	0.41 – 2.01
	43.19 –	0.94)	3.31 – 5.56
	47.51	0.73 – 0.80	
Рудные нориты	6.80 – 26.10	0.68 – 1.56 (средн. 1.10)	1.57 – 5.87
Амф. габбронориты (верхние части разреза скв. МТ70)	9.60 – 18.80	1.26 – 1.39	0.93 – 2.86
Амф. габбронориты с гранатом (габбро-пегматиты?)	37.30 – 73.90	1.03 – 2.25	4.52 – 9.77

Таблица 1. Геохимические характеристики пород нижних частей разреза массива Мончетундра по данным скв. МТ70.

Величины Eu/Eu* и (La/Yb)_n рассчитаны по нормированным значениям [1].

Диаграммы распределения РЗЭ, нормированных к хондриту [1], в ортопироксенитах и норитах, в которых содержание ЭПГ не значительное, характеризуются схожими между собой спектрами и величиной Eu аномалии (табл. 1). Нориты более обогащены РЗЭ, среди них встречаются более дифференцированные разности ((La/Yb)_n = 3.31–5.56). Для рудных норитов ($\Sigma\text{ЭПГ}$ более 0.5 ppm) характерна слабая положительная величина Eu аномалии и преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ. Оливиниты характеризуются низкими концентрациями РЗЭ и отрицательной величиной Eu аномалии, наклон спектра изменяется от слабо-отрицательного до положительного в разновидностях, наиболее обогащенных хромитовой минерализацией. Амфиболизированные трахитоидные габбронориты верхних частей разреза скважины существенно отличаются от амфиболизированных габброноритов нижних частей разреза, которые по своим характеристикам близки к более поздним габбро-пегматитам [7].

Согласно изотопно-геохимическим Nd-Sr данным оливиниты характеризуются положительными величинами $\epsilon\text{Nd}_{2500} = +0.8$ и низкими значениями величины $\text{ISr}_{2500} = 0.7000$. Рудные нориты характеризуются широким разбросом значений величины ϵNd_{2500} от –6.2 до +2.6 и значениями величины $\text{ISr}_{2500} = 0.7037–0.7049$. Широкая вариативность изотопного состава Nd может интерпретироваться влиянием рудоносных флюидов при формировании ЭПГ минерализации, однако, это не существенно отразилось на изотопном составе Sr. Безрудные нориты и ортопироксениты имеют схожие отрицательные значения величины ϵNd_{2500} от –4.1 до –2.16, но различаются по ISr_{2500} (0.7015 в ортопироксените и более высокие от 0.7037 до 0.7043 в норитах). Амфиболизированные габбронориты (габбро-пегматиты?) характеризуются низкими значениями $\epsilon\text{Nd}_{2500} = -11.65$ и $\text{ISr}_{2500} = 0.7031$ ($\text{ISr}_0 = 0.7191$) по сравнению с амфиболизированными трахитоидными габброноритами верхних частей разреза скважины, которые имеют значения величин $\epsilon\text{Nd}_{2500} = +1.6$ и $\text{ISr}_{2500} = 0.7025–0.7049$. Полученные новые геохимические и изотопно-геохимические данные могут свидетельствовать о происхождении пород расслоенной серии месторождения Лойпишнюн из источника обогащенного ЛРЗЭ, но в целом имеющего концентрации РЗЭ ниже чем, например в E-MORB источнике. Отрицательные значения величины ϵNd и низкие значения ISr могут свидетельствовать о незначительном вкладе корового материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов 18-35-00152 мол_а и 18-05-70082.

1. *Boynnton W.V. Rare earth element geochemistry / Ed. Henderson P. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114;*
2. *Баянова Т.Б. и др. // ДАН, 2010, Т. 431, №2, С. 216–222;*
3. *Борисенко Е.С. и др. // ДАН. 2015. Т.465. №1. С. 68–72;*
4. *Митрофанов Ф.П. и др., // Геол. Рудн. Местор. Т. 55, №5, 2013, С.357–373;*
5. *Митрофанов Ф.П. и др., // ДАН. 1993, т. 331, №1, С. 95–98;*
6. *Нерович Л.И. и др. // Вестник МГТУ, т. 12, №3, 2009. С. 461–477;*
7. *Нерович Л.И. и др. // Геохимия, 2014, №7, с 1–21;*
8. *Расслоенные интрузии... Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. – 177 с.;*
9. *Чащин В.В. и др. // Геол. Рудн. Местор. 2018, Т. 60, №5, С. 472–503;*
10. *Чащин В.В. и др. // Литосфера, 2017, Т 17, №6, С. 91–109;*
11. *Шарков Е.В. и др. // Геохимия, 2006, №4, С. 355–364.*

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮЖНОМ СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.Д. Великославинский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: larin7250@mail.ru

Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны (ДСС и ЗСС) локализованы в южном обрамлении Сибирского кратона (СК) и входят в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). На севере они ограничены разломами Становой, а на юге Монголо-Охотской сутурных зон. Западное ограничение ЗСС проходит по Патомско-Ононской системе разломов, отделяющей его от Селенгино-Яблонового супертеррейна (СЯС). Они являются ключевыми модельными объектами, исследование которых может пролить свет на важнейшую проблему эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса, который является наиболее молодым орогеническим сегментом в структуре ЦАСП, а именно, на реконструкцию процессов закрытия Монголо-Охотского океана. Это имеет важное значение как для понимания тектонического развития этих супертеррейнов как таковых, так и для всего ЦАСП в целом.

Для изучения эволюции корообразующих процессов были произведены комплексные структурно-геологические, геохронологические (U-Pb по цирконам, ID TIMS), изотопно-геохимические (Sm-Nd, Rb-Sr, Pb-Pb) и геохимические исследования магматических и метаморфических пород ЗСС и ДСС. В результате этих исследований были уточнены рубежи магматических и метаморфических событий для ЗСС и ДСС и произведена корреляция этих событий с сопредельными тектоническими структурами ЦАСП. Установлена различная последовательность магматических событий для этих супертеррейнов и различная последовательность приращения их к СК в направлении с запада на восток. Для расположенного на западе СЯС это произошло в S₂-D₁, для ЗСС — в D₃, тогда как ДСС был сформирован в позднем мезозое. Обоснована также латеральная зональность орогенического магматизма с последовательным его омоложением от каледонско-герцинского на западе до киммерийского на востоке.

Процессы континентального корообразования в южном обрамлении СК проявились неоднократно в раннем докембрии и в фанерозое. Неоархейская эпоха корообразования (2.85–2.70 млрд лет) обоснована в ДСС и предполагается в ЗСС, палеопротерозойская (2.0–1.90 млрд лет) — и в ДСС и в ЗСС [1–3, 5–6]. Корообразующие процессы возобновились в регионе лишь в герцинское и киммерийское время в связи с эволюцией ЦАСП. Для ЗСС обоснованы два этапа позднепалеозойского корообразования на конвергентных границах литосферных плит: ~380 млн лет и 300–290 млн лет. Мезозойское корообразование (195–180 млн лет) в условиях активной континентальной окраины проявилось шире и фиксируется в обоих супертеррейнах. Кроме того, отчетливо фиксируется два этапа внутриплитного корообразования: 270–220 млн лет и 140–100 млн лет, связанных с формированием гигантских постколлизийных вулканоплутонических поясов, Селенгино-Витимского и Станового соответственно. Их образование, вероятнее всего, связано с литосферной деляминацией и коллапсом растяжения орогена, которым предшествовало значительное латеральное сокращение и утолщение коры и литосферы в целом.

В ходе корообразования на конвергентных границах плит имело место смешение вещества ранее образованной континентальной коры и вещества астеносферной

мантии, тогда как во внутриплитных корообразующих процессах важную роль наряду с этими источниками приобретало вещество обогащенной литосферной и возможно плюмовой мантии. Коллизионные процессы (370–360, 240–220 и ~140 млн лет) приводят только к преобразованию существующей континентальной коры. Например, раннемеловое коллизионное событие (~140 млн. лет), обусловленное окончательным закрытием Монголо-Охотского океана, в результате которого были образованы крупные батолиты палингенных гранитов, привело к грандиозному смешению существенно неархейской и палеопротерозойской коры ДСС и палеозойской континентальной коры Амурской микроплиты [6].

Изотопные данные демонстрируют серьезные различия для коровых протолитов гранитоидов ДСС и ЗСС. Изотопные характеристики Nd указывают на то, что PZ и MZ процессы корообразования играли в ЗСС несоизмеримо большую роль, чем в ДСС. Так в мезозойских гранитах ЗСС величина $T_{Nd}(C)$ варьирует в пределах 2.2–0.9 млрд лет, тогда как в аналогичных по возрасту гранитах ДСС $T_{Nd}(C)$ составляет 2.7–1.2 млрд лет, указывая на доминирование раннедокембрийского корового вещества в источнике гранитов последнего. Более низкие значения отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ и U/Pb в источниках мезозойских гранитов ДСС ($\mu_2 = 8.32–9.45$) по сравнению с модельными значениями для коры этого возраста [9] указывает на то, что в источниках этих гранитов доминирует вещество раннедокембрийской нижней коры. в гранитах ЗСС доля раннедокембрийской коры значительно ниже и источник отличается более высокими U/Pb отношениями ($\mu_2 = 8.80–9.64$).

Высокая вариабельность изотопных характеристик Nd и Pb в фанерозойских гранитах ДСС и ЗСС указывает на то, что изотопная структура континентальной коры северных, пограничных с СК, сегментов ЦАСП может быть отнесена к изотопно-гетерогенному коллизионному типу по [4], отличному от континентальной коры в центральных частях ЦАСП, где развит изотопно-гомогенный аккреционный тип с преобладанием ювенильной коры [8].

Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что ДСС и ЗСС следует рассматривать как совершенно различные структуры, тектоническое сочленение которых произошло только в позднем мезозое в связи с окончательным закрытием Монголо-Охотского океана. Становой вулканоплутонический пояс, образованный на завершающих стадиях эволюции Монголо-Охотского орогена, сшивает тектонические структуры этих супертеррейнов. Сравнительный анализ изотопного состава Pb гранитов ДСС и СК показывает их отличие. Это лишний раз подчеркивает их различную раннедокембрийскую коровую историю. в то же время, Pb-изотопные данные не исключают того, что древнее основание ЗСС могло быть отделено от СК.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00403)

1. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 266–281.*
2. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 402–406.*
3. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.*
4. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21.*

5. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2016. Т. 471. № 5. С. 571–574.
 6. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 463–485.
 7. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 245–263.
 8. Jahn B.M. // *Aspects of Tectonic Evolution of China* / Eds. Malpas J., Fletcher C.J.N., Ali J.R., Aitchison C.C., Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2004. V. 226. P. 73–100.
 9. Stacey J.S., Kramers I.D. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
-

РОЛЬ БИОГЕННЫХ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ КАРЕЛИИ

Т.В. Литвинова

Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия
E-mail: litvinova-geo@pambler.ru

Нижнепротерозойские строматолиты Карелии имеют узкое стратиграфическое и латеральное распространение, необычную форму построек и часто отсутствие характерной для более поздних строматолитов микроstructures, возникающей за счет тонкого чередования органогенных и хемогенных слоев. Первые представляют собой скопление биогенных ультрамикроструктур, определяющих характер структуры [2] строматолитов (линейная, комковатая, прерывистая и т.д.), вторые сложены пелитоморфным карбонатным материалом. Рассмотрим особенности формирования структуры и текстуры в двух таксонах Карелии.

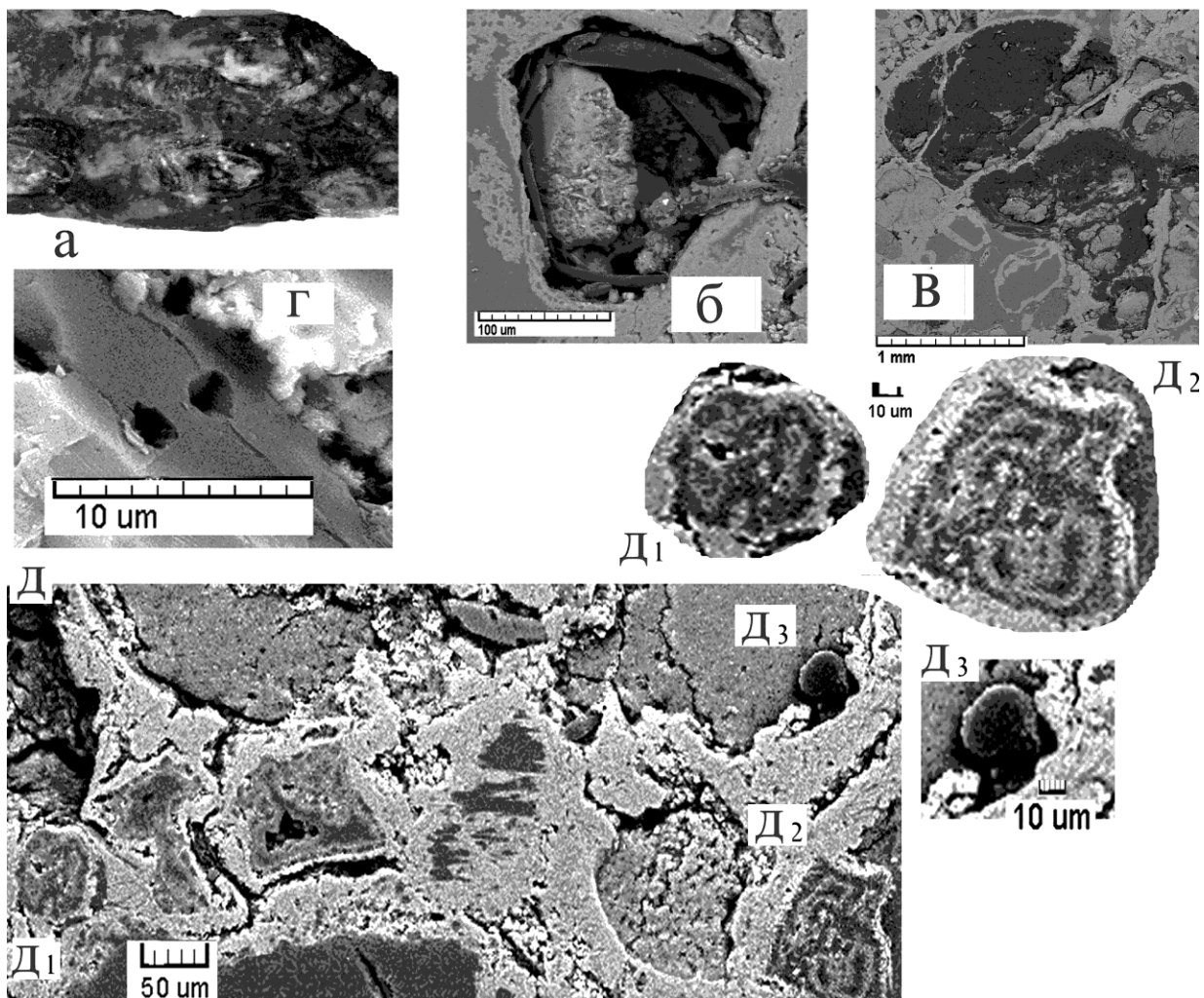


Рис.1. Строение *p. Sundia*, Сундозеро.

1. Род *Sundia Butin* (1966), представленный столбиками с округло-неправильной формой поперечного сечения (рис. 1а), характеризуется распространением fossilized водорослей-эндолитов (рис. 2б–д). Выделяя органические кислоты, они растворяют известковый субстрат и формируют отверстия, заполняя их в той или иной степени (рис. 1б, в) закрученным слоевищем. Округлые пустоты в породе (рис. 1г) соответствуют их диаметру. Пространство между слоевищем в отверстии заполнялось карбонатным материалом, возникали образования с концентрическим строением (рис. 1д). Процессы обезвоживания, уплотнения и кристаллизации завершили формирование столбиков с поперечным концентрическим строением.

2. Род *Calevia olenica Rjabov* (1941, Ю. Олений остр.) представлен почковидными постройками диаметром 3–3,5 см (рис. 2а, б, в), в разрезе имеющими концентрическое строение. Ядро сложено fossilized биогенными ультрамикроструктурами с повышенным содержанием углерода, их размер до 10 мк (рис. 2в–д). Его окружает крупнокристаллическая карбонатно-кремневая порода (рис. 2д), в которой установлены отдельные биогенные частицы с повышенным содержанием углерода и округлыми отверстиями неминерального происхождения (рис. 2е). По мере обезвоживания осадка бактерии переселялись в сохранявшиеся в пластичном состоянии илы.

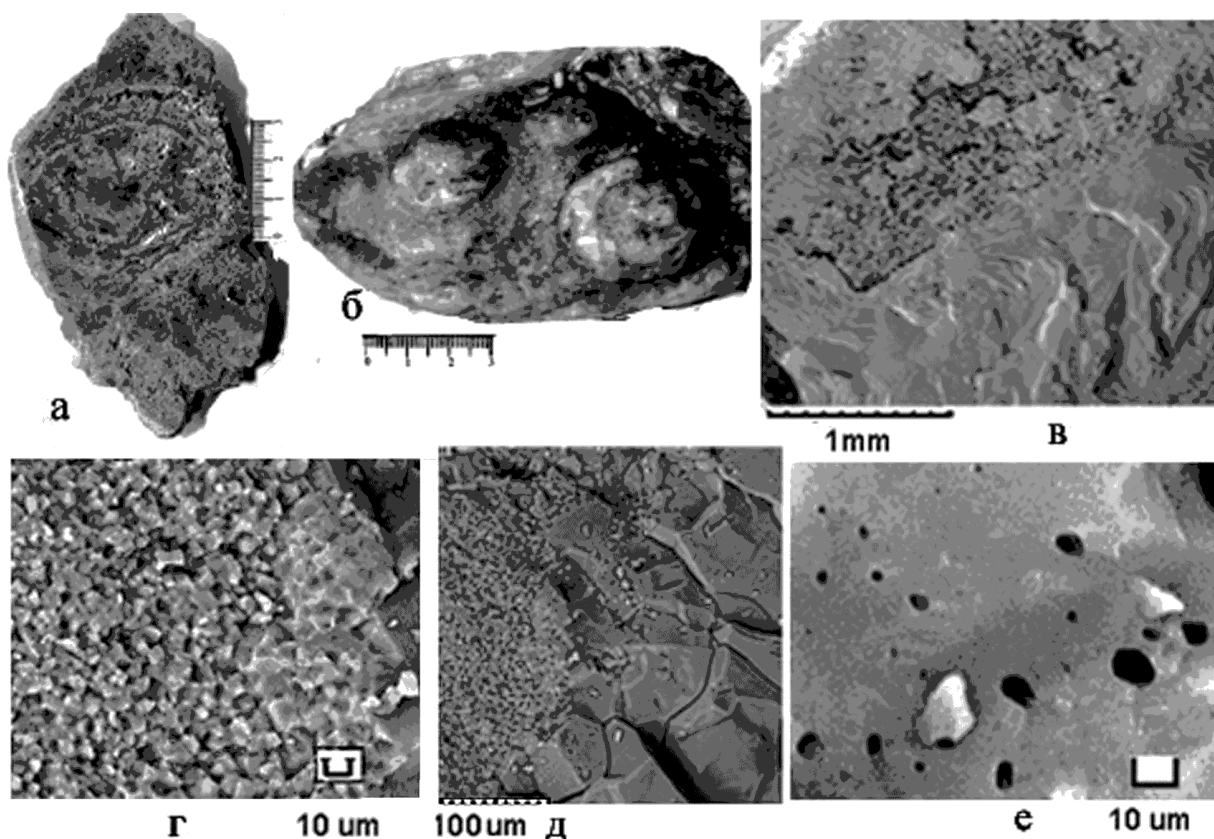


Рис. 2. Строение р. *Colenia Olenica*, Ю. Олений ос.

В некоторых других таксонах (р. *Butinella boreal u ambic*, *Klementia torosa* и др), представленных мелкими столбиками (1–3 см), выявлены разнообразные, но разрозненные биогенные ультрамикроструктуры, не всегда формирующие слоистость, несмотря на их хорошую сохранность (рис. 3).

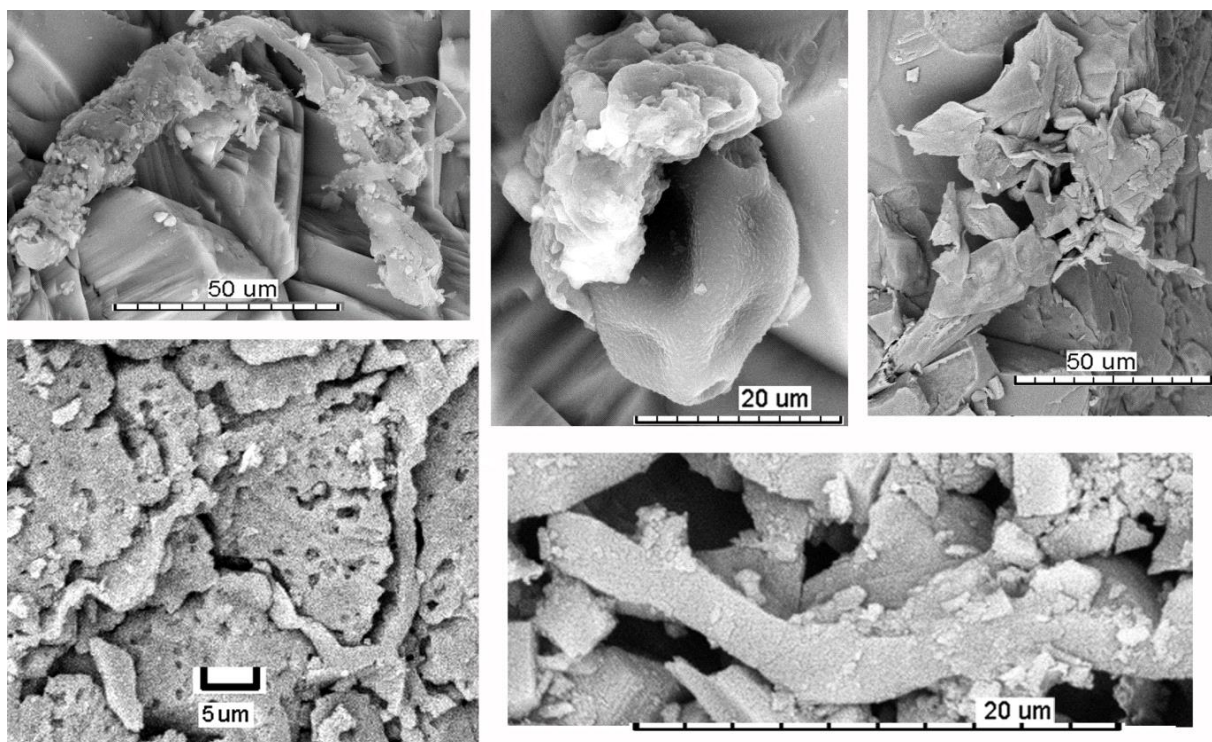


Рис. 3. Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах Карелии.

Большинство бактерий — гетеротрофы, не способные синтезировать органическое вещество, но использующие его. Резкое увеличение количества изотопно тяжелого $S_{\text{карб}}$ в этих породах связывается с избирательным извлечением из воды легкого углерода в состав органического вещества [3], эту функцию могли выполнять и бактерии. Это подтверждается тем [1], что в мелководных обстановках сабкхи, в период стагнации раннепротерозойских водоемов, фиксировались наибольшие значения этой величины.

Исследования проведены в рамках темы госзадания ГИН РАН (АГН, КБС тема № 0135-2016-0021), при поддержке проекта РФФИ № 17-05-00254.

1. Ахмедов А.М. и др. *Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов (Балтийский щит). Петрозаводск. КНЦ, 1993, 60с.*
2. Литвинова Т.В. // *Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 5. С. 443–454.*
3. Schidlowski M., Eichmann R., Jnngе С. Е. // *Geochim.Cosmochim.Acta, 1975, v. 40, . № 4, p. 449–455.*

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В РАМКАХ КОНЦЕПЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛОВ

И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
E-mail: likh@igm.nsc.ru*

Тектоническое строение и эволюция Центрального блока (ЦБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискусионны. ЦБ рассматривают как: (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону ~760 млн лет назад [1], (2) выход архей-палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона, полностью переработанного в ходе последующих тектоно-термальных событий [12] или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции [2–5]. Поэтому реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинентов — Нуна (Колумбий) и Родиния.

В этой связи нами рассмотрены геологические, геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских событий на западной окраине Сибирского кратона и показано многократное проявление внутриплитного магматизма в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности. Объекты исследования, представленные субщелочными гранитоидами, расположены на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах тейского (ТМК) и гаревского (ГМК) комплексов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской (ТИСЗ) и Приенисейской (ПРСЗ) систем региональных разломов.

Рифтогенная природа изученных гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа обосновывается их морфологией в виде даек и силлов и/или тектонических пластин и клиньев, приуроченных к зонам региональных разломов, бимодальным составом продуктов магматизма и свойственными для внутриплитных гранитов А-типа петролого-геохимическими характеристиками пород, которые кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм, обогащенных, главным образом, щелочами, железом и некогерентными элементами.

Время их внедрения, зафиксированное по U-Pb датировкам циркона и монацита, представлено двумя пиками — 1380–1360 и 800–720 млн лет, контролируемые процессами растяжения коры в пределах крупных линеаментных структур региона. Ранние события синхронны с процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формированием рапакивиоподобных гранитов и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса Енисейского кряжа [4, 7] и с одновозрастными событиями на других материках. Активизация магматической деятельности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона и в других континентальных блоках маркируют заключительные стадии распада предполагаемого палео-мезопротерозойского суперконтинента Нуна (Колумбий), продолжающиеся вплоть до начала гренвильских событий. Постгренвильские этапы эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов

и внутриплитных базитов с возрастами внедрения 797–792 млн лет, внедрение которых происходило несколько позднее кульминационного этапа коллизионного метаморфизма [13, 14]. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинета Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана [15, 16]. в ТИСЗ выделено несколько эпох (0.78–0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом [8]. в ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720–750 млн лет [1, 9].

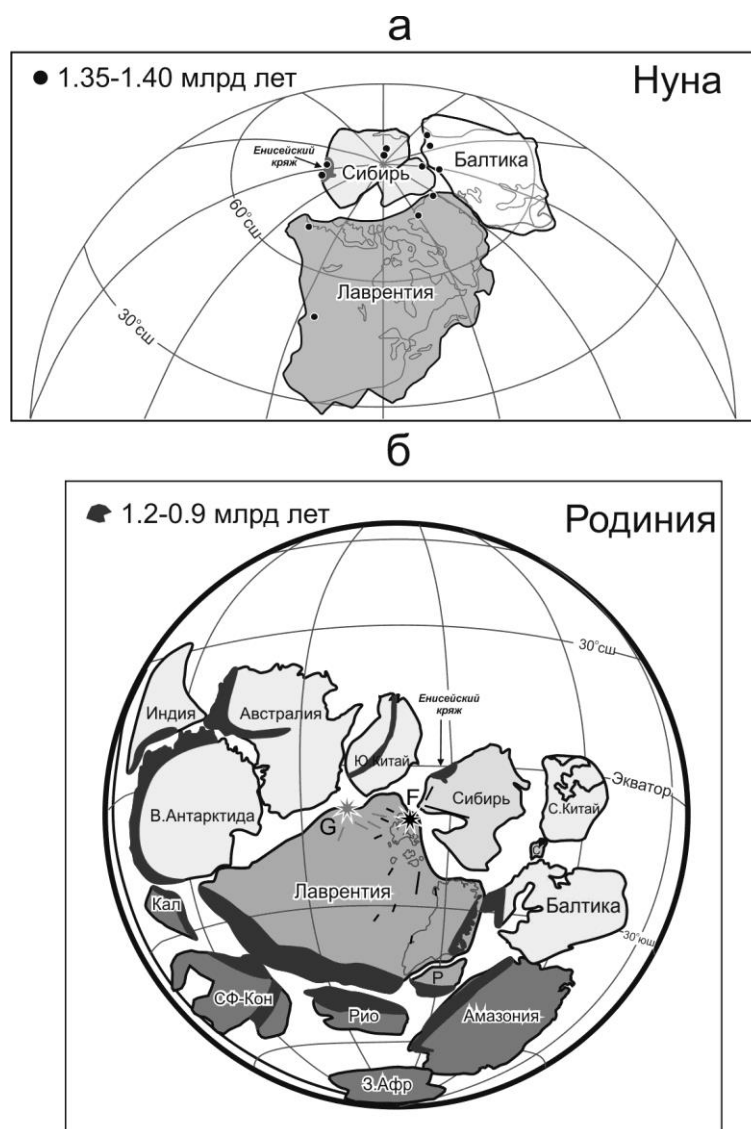


Рис. 1.

(а) Реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1900–1200 млн лет по [11]. Черные кружки показывают локализацию возрастных эквивалентов (1.40–1.35 млн лет) тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики.

(б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны темным цветом по [17] в период ее стабилизации (1100–850 млн лет назад).

Светло-серыми и темно-серыми линиями показаны рои даек Гюнбарель (G) (780 млн лет) и Франклин (F) (723 млн лет) с предполагаемыми центрами, обозначенными звездочками тех же оттенков серого по [10].

Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии (рис. 1), подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [6,11,18] и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций [10].

Возрастной интервал между этими процессами в эволюции Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до распада нового суперконтинента. Эти магматические события хорошо сопоставляются с этапами распада докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния.

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., и др. // *Геол. и геофиз.* 2009. № 4. С. 380–393.
2. Лиханов И.И. // *Геол. и геофиз.* 2003. Т. 44. № 4. С. 301–312.
3. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., и др. // *ДАН.* 2006. Т. 411. № 2. С. 235–239.
4. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., и др. // *Геотектоника.* 2014. Т. 48. № 5. С.32–53.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. // *Геотектоника.* 2018. Т. 52. № 1. С.28–51.
6. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., и др. // *Геол. и геофиз.* 2012. № 7. С. 883–899.
7. Ножкин А.Д., Туркина О.М., и др. // *Геол. и геофизика.* 2008. № 7. С. 666–688.
8. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., и др. // *Геол. и геофиз.* 2011. № 1. С. 158–181.
9. Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. // *Геол. и геофиз.* 2013. № 1. С. 58–71.
10. Ernst, R.E., Hamilton, M.A., et al. // *Nature Geoscience.* 2016. V. 9. P. 464–469.
11. Evans D.A.D., Mitchell R.N. // *Geology.* 2011. V. 39. P. 443–446.
12. Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 115. P. 419–441.
13. Likhonov I.I. // *Intern. Geol. Review.* 1988. V. 30. P. 868–877.
14. Likhonov I.I., Santosh M. // *Precambrian Res.* 2017. V. 300. P. 315–331.
15. Likhonov I.I., Santosh M. // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 128–145.
16. Likhonov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. // *Lithos.* 2018. V. 304–307. P. 468–488.
17. Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., et al. // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 51–72.
18. Torsvik T.H. *The Rodinia Jigsaw Puzzle* // *Science.* 2003. V. 300. P. 1379–1381.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА:
ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПО ДАННЫМ
ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И SM-ND
СИСТЕМАТИКИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

А.В. Маслов¹, М.В. Червяковская¹, Э.З. Гареев², С.Г. Ковалев², В.Н. Подковыров³

¹ *Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

² *Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Модельные Sm-Nd датировки осадочных образований могут быть использованы для идентификации источников сноса, а также реконструкции геодинамической эволюции осадочных бассейнов. Для верхнего докембрия Южного Урала имеется все еще ограниченное количество таких данных, что не способствует пониманию общих особенностей формирования слагающих его осадочных толщ. Наряду с такой информацией для установления состава и возраста пород-источников сноса в последние годы широко используются данные о U-Pb возрастах и других характеристиках обломочных цирконов (ОЦ).

По [7], все ОЦ в песчаниках рифея Южного Урала происходят из метаморфизованных пород палеопротерозоя фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и связанных с ними гранитоидов. ОЦ с палео- и мезопротерозойскими возрастами в песчаниках рифея и венда имеют общие источники сноса, располагавшиеся на востоке ВЕП. Источником ОЦ с возрастными моложе 643 млн лет являлся т. н. Белорецкий террейн (ранее предположительно часть Балтики).

Авторы работы [5] считают, что диапазон наиболее древних возрастов ОЦ из песчаников айской свиты (RF1) соответствует таковому в кристаллических комплексах Волго-Уралии, а источниками их выступали как кристаллические комплексы фундамента ВЕП, так и молассы орогенов раннего протерозоя. ОЦ архейского возраста в песчаниках зигальгинской свиты (RF2) — это результат, вероятно, перемыва нижнерифейских отложений [1].

В песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (RF₃) количество ОЦ, отвечающих возрастам кристаллических комплексов ВЕП и ее периферии, составляет для интервала 900–1750 млн лет (Свеко-Норвежская область) ~60%, для интервала 1750–2100 млн лет (Свеко-Фенская, Волго-Сарматская и Среднерусская области) ~35% и для интервала 2100–3500 млн лет (Волго-Уралия) всего 4%. Это показывает, что в начале позднего рифея на палеоводосборах продолжали существовать комплексы пород, поставлявшие ОЦ с палеопротерозойскими возрастными, а источники ОЦ с мезо- и неoarхейского возраста практически исчезли. Данные о распределении индикаторов палеотечений в песчаниках зильмердакской свиты указывают на привнос кластики в область седиментации с запада и северо-запада (в современных координатах). Следовательно, источники ОЦ с мезопротерозойскими возрастными располагались в самом начале позднего рифея в пределах ВЕП вблизи современного Южного Урала и были в какой-то степени подобны гренвиллидам северо-запада ВЕП [4]. Во время формирования песчаников лемезинской подсвиты этой же свиты доминирующими источниками кластики вновь являлись архейские комплексы Волго-Уралии [6].

Общий спектр возрастов ОЦ в песчаниках надурюкской части ашинской серии только примерно на 30% соответствует спектру возрастов ОЦ, характерному для кристаллических комплексов Волго-Уралии; две трети ОЦ характеризуются возрастными от ~900 до ~1750 млн лет [3]. Источником таких ОЦ считается Квинслендский

край/окраина Австралии. Примерно такой же вывод сделан недавно и относительно происхождения ОЦ в песчаниках бакеевской свиты основания ашинской серии [2]. Однако в начале 1960-х г.г. Ю.Р. Беккером (ВСЕГЕИ) было установлено, что в начале формирования отложений урюкской свиты снос материала происходил с т. н. Центрально-Башкирского поднятия, а позднее областью размыва был Татарский свод. в куккараукское время снос кластики шел преимущественно из Западно-Башкирской области (Башкирский антиклинорий+зона Урал-Тай). Ag/Ar возраст светлых слюд из пород венда позволяет считать их источником метаморфические комплексы т. н. Белорецкого купола (В.Н. Пучков и др.).

Из сказанного можно сделать вывод, что песчаники айско-зигальгинского интервала (RF_1 -низы RF_2), вероятно, сложены продуктами размыва дорифейских комплексов ВЕП. Песчаники зильмердакско-куккараукского/зиганского? интервала (RF_3+V) содержат варьирующее количество ОЦ архейско-палеопротерозойского возраста и более молодые (мезо- и неопротерозойские) кристаллы. с учетом представлений о том, что в неопротерозое восточная (в современных координатах) окраина Балтики являлась пассивной и открывалась в «Мировой океан», единственным источником таких ОЦ в добасинской части каратауско-ашинской последовательности, скорее всего, были комплексы фундамента ВЕП (западные источники). в басинское время и позднее к ним могли добавиться и источники на востоке (Белорецкий купол/блок или «небалтийский/е» источник/и).

Исходя из Sm-Nd-изотопной систематики глинистых пород, всю позднедокембрийскую историю Южного Урала можно также разделить на два крупных интервала. Первый охватывает RF_1 и RF_2 . Основным поставщиком обломочного материала в это время, несомненно, выступала ВЕП. Рифтогенез финальных стадий распада Колумбии фиксируется резким снижением значений $T_{Nd(M)}$ и $\epsilon_{Nd(T)}$ в глинистых сланцах машакской свиты. Второй интервал отвечает RF_3 и V . На накопление осадков в области сочленения современного Южного Урала и ВЕП последняя в это время все еще оказывала влияние, однако и ~950–930 млн лет назад, и во время накопления отложений укской свиты (~730 млн лет назад), и в конце верхнего венда (~550–545 млн лет назад) существенную роль играли принципиально иные, нежели чем на этапе I, комплексы пород-источников тонкой алюмосиликокластики. Этот вывод согласуется и с данными изучения U-Pb-изотопных возрастов ОЦ. Из нескольких более или менее отчетливых эпизодов накопления в позднем рифее и венде на Южном Урале глинистых пород с относительно высокими величинами по сравнению с подстилающими их образованиями значениями $\epsilon_{Nd(T)}$, первый (бирьянское время) несколько опережает начало распада Родинии, второй (миньярская эпоха, ~800 млн лет назад) пришелся примерно на середину этих событий, и может быть сопоставлен с эпизодом растяжения 825–800 млн лет, тогда как третий (басинско-зиганское время) имел место существенно позднее.

1. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В. и др. // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 305–309.
3. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
4. Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А. и др. // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
5. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
6. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.
7. Willner A., Sindern S., Metzger R. et al. // Prec. Res. 2003. V. 134. P. 1–20.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

П.В. Медведев¹, Н.И. Кондрашова²

¹ *Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

E-mail: pmedved@krc.karelia.ru

² *Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия*

Возникновение аэробной системы Земли и ряд взаимосвязанных глобальных событий в палеопротерозое, приведших к необратимому изменению поверхностных сред Земли, представляют собой одну из наиболее сложных фундаментальных проблем геологии. Причинно-следственные связи этих экологических событий остаются выясненными только частично. К настоящему времени стало возможным распознавать эти события в конкретных разрезах восточной части Фенноскандинавского щита.

Изменение фракционирования изотопов серы. Несколько линий доказательств предполагают, что ранняя атмосфера Земли постепенно становилась кислородной в интервале между 2500 и 2000 млн. лет назад. Это кардинальное изменение известно как великое событие окисления (GOE). Процессы, приведшие к нему, а также их точная датировка и продолжительность остаются дискуссионными. Появление «красноцветов» и сульфатов в стратиграфических последовательностях осадочных пород палеопротерозоя является одним из наиболее убедительных свидетельств, отражающих изменение кислородных условий. Дополнительная поддержка оксигенизации была получена из результатов работ по изотопам S, которые показали наличие масс-независимого фракционирования S-изотопов (MIF) в породах древнее 2360 млн. лет и исчезновение такого фракционирования позднее этого рубежа. Исчезновение MIF, как правило, объясняется оксигенацией атмосферы и связанными с этим изменениями в фотохимических реакциях. в Имандра-Варзуге (Кольский п-ов) в разрезе сейдореченской свиты (возраст > 2442 млн. лет) зафиксирован переход от MIF к масс-зависимому фракционированию изотопов серы [9].

Гуронское глобальное оледенение. Быстрое начало глобального оледенения около 2320 млн. лет назад является еще одним важным экологическим событием палеопротерозоя. Пусковые механизмы этого глобального оледенения остаются еще малоизученными. На Фенноскандинавском щите с гуронским оледенением традиционно связывают полимиктовые конгломераты и ленточные сланцы сарилийского надгоризонта. Предположение о гляциогенном происхождении этих образований, высказанное в начале 20 века П. Эскола позднее подтвердилось находками диамиктитов и друпстоунов, свидетельствующих об участии в осадконакоплении ледниковых процессов. Например, по данным бурения, выполненного в рамках проекта FAR-DEEP в зеленокаменном поясе Имандра-Варзуга в полисарской свите присутствуют диамиктиты гуронского возраста, перекрытые коматитами со структурой спинифекс и подстилаемые Sr-содержащими известняками [4].

Беспрецедентное изменение глобального углеродного цикла. Самый большой в истории Земли положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, зафиксированный в осадочных карбонатах известен как событие ломагунди-ятулий. в настоящее время нет консенсуса о причинах этого события. Возможная роль локальных факторов в усилении глобального сигнала остается невыясненной. Более того, наше понимание причинно-следственных связей события ломагунди-ятулий с другими глобальными палеоэкологическими изменениями в палеопротерозое остается неполным [7]. На востоке Фенноскандинавского щита карбонатные породы, обогащенные ^{13}C

известны в разрезах умбинской свиты (Имандра-Варзуга, $\delta^{13}\text{C}=3,2\pm 2,1\%$), куэтсьярвинской свиты (Печенга, $\delta^{13}\text{C}=7,4\pm 0,7\%$), а так же в мощных карбонатных отложениях туломозерской свиты (Онежский палеобассейн, $\delta^{13}\text{C}=\text{ca.}10\%$).

Окисленный океан-обильные Са-сульфаты. Прогрессирующая оксигенизация поверхностных сред Земли привела к увеличению окисления сульфидов в ходе континентального выветривания и сопутствующему увеличению концентрации морского сульфата. На сегодняшний день имеющиеся оценки размеров морских сульфатных коллекторов свидетельствуют, что сульфатов в древнем океане было не меньше 10 $\mu\text{моль/кг}$. Эта концентрация соответствует 23% окислительной способности современного океана [3]. Результат получен после анализа изотопов серы в ангидрите из 800-метровая эвапоритовой последовательности, вскрытой параметрической скважиной в Онежском палеобассейне. Псевдоморфозы по гипсу и ангидриту, с реликтами первичных минералов описаны в большом количестве в карбонатных породах Печенги (куэтсьярвинская и коласйокская свиты), Имандра-Варзуги (умбинская свита) и Онежского палеобассейна (туломозерская свита) [11]. Ведутся детальные минералогические и изотопные исследования для расшифровки их экологической значимости.

Богатые железом вулканические породы: окислительное событие верхней мантии. Почему, как и когда повышался уровень кислорода в атмосфере, остается фундаментальной проблемой: было ли это связано с появлением кислород-производящих организмов-фотосинтетиков или с сокращением вулканических выбросов [5]. Вулканические породы возрастом 2060 млн. лет имеют высокие $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ отношения, свидетельствующее о вероятном изменении окислительно-восстановительного потенциала вулканических газов, которое могло вызвать необратимое окисление атмосферы Земли. в ятулийских разрезах Карелии и Кольского полуострова фиксируются признаки процесса мантийного окисления базальтов. В вулканогенной части куэтсьярвинской свиты Печенги скважинами проекта FAR-DEEP вскрыто более 300 м интенсивно-окисленных базальтов, которые могут интерпретироваться как признаки окисления магмы в верхнемантийных очагах [10].

Революция в биологическом цикле фосфора и органического вещества. После изотопного события ломагунди-ятулий, около 2 млрд. л.н., фиксируется появление, а затем всемирное распространение диагенетических карбонатных конкреций, значительно истощенных тяжёлым изотопом углерода ^{13}C . Они связаны с другими диагенетическими продуктами, такими как фосфориты, которые, по-видимому, отсутствуют в более древних породах. На Кольском полуострове в осадочных породах ильмозерской свиты (Имандра-Варзуга) отмечены карбонатные и кремнистые конкреции с содержанием P_2O_5 до 1,2 % [2], а в туфосланцах и грубозернистых песчаниках пильгуярвинской свиты (Печенга) содержание P_2O_5 достигает 8,2 % [1]. В Онежском палеобассейне осадочные углеродсодержащие породы верхней части заонежской свиты возрастом около 2 млрд. лет содержат богатые фосфором интервалы с обильно встречающимся апатитом ($\text{P}_2\text{O}_5>15\%$). в них обнаружены фосфатизированные микрофоссилии, сходные с современными метанотрофными и окисляющими серу архебактериями, обитающими в глубоководных условиях зон просачивания и апвеллинга с низким содержания кислорода [6].

Черносланцевое событие «Шуньга». Наиболее значительное накопление богатых органическим веществом (ОВ) осадков и генерация нефти в докембрии произошли около 2 млрд. лет назад после ломагунди-ятулийского события [12]. Многочисленные данные позволяют предположить, что наиболее вероятным источником ОВ являлись планктонные микроорганизмы, а причинами беспрецедентного по масштабу его накопления были высокая биопродуктивность и благоприятные условия сохранности, при которых не происходило полное окисление ОВ до CO_2 . в восточной Фенноскандии

это событие представлено чёрносланцевыми толщами, накопившихся на континентальном склоне либо в рифтовом бассейне, и отражено в разрезах ильмозерской свиты (Имандра-Варзуга), пильгуярвинской свиты (Печенга), а максимально проявлено в заонежской свите (Онежский палеобассейн). Здесь скважинами вскрыто несколько сотен метров богатых органическим веществом материнских пород, петрифицированное нефтяное месторождение с сохранившимися путями миграции нефти и несколько тел органо-кремнистых пород, содержащих до 40 мас. % органического углерода. Эти породы были сформированы под влиянием гидротерм или в условиях углеводородных просачиваний одновременно с объемным вулканизмом основного состава и содержат сильно истощенное ^{13}C органическое вещество [8].

Перечисленные события можно считать отправной точкой для использования событийно-стратиграфического метода при расчленении и корреляции палеопротерозоя востока Фенноскандинавского щита. Для успешного применения этого метода необходима точная датировка выявленных событий вместе с исчерпывающим пониманием характера обстановок осадконакопления и геохимических характеристик осадочных и вулканических пород в глобальном масштабе.

1. Ахмедов А.М. // *Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1973. С.66–74.*
2. Мележик В.А., Предовский А.А. *Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.*
3. Blättler C.L. et al. // *Science*. 2018. V. 360. P.320–323.
4. Brasier A.T. et al. // *Precambrian Research*. 2013. V. 235. P.278–294.
5. Kump L.R. et al. // *Reading the archive of earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol.3. Heidelberg: Springer. 2013. P.1517–1533.*
6. Lepland A. et al. // *Nature Geoscience*. 2013. V. 7. P.20–24.
7. Melezhik V.A. et al. // *Reading the archive of Earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol.3. Heidelberg: Springer. 2013. P.1111–1150.*
8. Paistea K. et al. // *Chemical Geology*. 2018. V. 499. P.151–164.
9. Reuschel M. et al. // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P.A1091.
10. Rybacki K.S. et al. // *Reading the archive of Earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol.3. Heidelberg: Springer. 2013. P.1151–1167.*
11. Strauss H. et al. // *Reading the archive of Earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol.3. Heidelberg: Springer. 2013. P.1169–1194.*
12. Strauss H. et al. // *Reading the archive of Earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol.3. Heidelberg: Springer. 2013. P.1195–1273.*

ДОКЕМБРИЙ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАСШТАБА 1:5000 000

Е.В. Михальский

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

E-mail: emikhalsky@mail.ru

Главные черты геологического строения Восточной Антарктиды установлены более ранними исследованиями как отечественных, так и зарубежных геологов [1, 2, 3, 6, 7]. Этими и другими работами показано, что массив Восточной Антарктиды является гетерогенным и испытал длительную полифазную историю становления на интервале времени от 3,5 млрд. лет до 500 млн. лет назад с кульминацией тектономагматических и термальных процессов на рубежах 2500 млн. лет, 1000–950 млн. лет, 800–750 млн. лет и 550–500 млн. лет назад. Однако, характер соответствующих по времени геологических образований и геодинамические режимы, господствовавшие на этих рубежах, по-прежнему не привлекают внимание исследователей, в большинстве существующая неопределённость в значительной мере препятствует пониманию тектонического строения материка и не позволяет адекватно рассматривать массив Антарктического щита в контексте строения и развития суперконтинентов докембрия. Отсутствие или же фрагментарность антарктических данных снижают достоверность реконструкции суперконтинентов.

В недавнее время разными группами исследователей осуществлялось мелкомасштабное картирование Восточной Антарктиды с более подробным, чем это было возможно ранее, рассмотрением докембрийских образований [4, 5]. Однако, эти построения, вписываясь в более общую глобальную легенду, не в полной мере отражают существующие Антарктические данные и представления об особенностях тектонического развития материка.

Во ВНИИОкеангеология разработан предварительный вариант комплексной тектоно-геологической карты масштаба 1:5000 000. Содержание карты включает шесть блоков информации:

1. Возраст магматических или вулканогенно-осадочных протолитов;
2. Преобладающий вещественный состав протолитов;
3. Возраст главной фазы орогенеза (метаморфизма и пластических деформаций);
4. Метаморфические условия и траектория постпиковой эндогенной эволюции земной коры;
5. Предполагаемая подлёдная структура (районирование) по геофизическим данным;
6. Межрегиональная корреляция вещественных комплексов и тектономагматических событий.

Возраст протолитов определяется исходя из U–Pb данных датирования по циркону и отражается соответствующим цветом. Выделяются следующие хроностратиграфические интервалы: PA 3600–3200 млн. лет, MA– ранний NA 3200–2700 млн. лет, поздний MA–NA 2800–2500 млн. лет, PP_{1–2} 2500–2100 млн. лет, PP_{3–4} 2000–1600 млн. лет, MP_{1–2} 1500–1200 млн. лет, MP₃–NP₁ 1200–900 млн. лет, NP₁ 1000–800 млн. лет и NP. Преобладающий вещественный состав отражается в виде символов и представляет главные генетические типы протолитов, такие как тоналит-троондьемит-гранодиоритовая (TTG) ассоциация, толеитовые и известково-щелочные серии, калиевые гранито-гнейсы, высокоглинозёмистые или кварцевые/кластические парагнейсы, мраморы, железистые кварциты и т.п. Возраст главной фазы

метаморфизма и пластических деформаций также определяется исходя из U–Pb данных датирования по циркону. Выделяются следующие орогенические пики: 3200 млн. лет, 2700 млн. лет, 2500 млн. лет, 1800 млн. лет, 1000–950 млн. лет, 800–750 млн. лет и 600–550 млн. лет. Этот параметр показан на карте с помощью цветной наложенной штриховки.

Данная работа призвана актуализировать и конкретизировать особенности тектонического строения Восточной Антарктиды и характер главных рубежей тектогенеза (прежде всего — палео- и мезопротерозойских). Новая карта должна лучше представлять Антарктические материалы и может внести существенный вклад в разработку проблем происхождения, возраста и условий формирования континентальной земной коры и строения суперконтинентов докембрия (главным образом палео- и мезопротерозойских суперконтинентов Колумбия и Родиния).

Помимо печатной версии, планируется подготовка интегрированного в международные цифровые платформы GIS-проекта.

1. Михальский Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое // *Геотектоника*. 2008. № 6. С. 3–25.
2. Boger S.D. Antarctic – before and after Gondwana // *Gondwana Research*, 2011. 19, 335–371.
3. Fitzsimons I.C.W. 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *J. Afr. Earth Sci.* 31, 3–23.
4. Fragoso R.A., Schmitt R.S., Silva E.A., Pereira M.M., Richetti P.C. 2019. Building up the new geological map of Gondwana (1:5M) – Antarctica's role in connecting East and West. *ISAES XIII, Abstract A486*. <https://www.isaes2019.org:12090/home/p5.php?s=15>
5. Grikurov G.E., Leychenkov G.L. *Tectonic map of the Antarctic of scale 1:10000 000 – Paris: CCGM-CGMW, 2012.*
6. Kamenev E.N. 1993. Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian. In: Findley R.H., Unrug R., Banks M.R., Veivers J.J. (eds), *Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal*. Balkema, Rotterdam, 141–151.
7. Tingey R.J. 1991. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In: Tingey, R.J. (ed.) *The geology of Antarctica*. Clarendon Press, Oxford, 1–58.

ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ В ПРОТЕРОЗОЕ

Е.В. Михальский

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

В геологическом строении Восточной Антарктиды участвуют относительно не крупные ядра архейской или архейско-раннепалеопротерозойской стабилизации и обширные протерозойские подвижные пояса, в пределах которых развитие земной коры происходило асинхронно, охватывая в целом интервал от 1500 млн. лет до 750 млн. лет назад [2, 3]. По особенностям истории геологического развития, включая время развития главных орогенических процессов, выделяются три протерозойские провинции (с востока на запад): Уилкс, Рейнерская и Мод (рис. 1) [2]. Предполагалось, что в их строении ведущую роль играют палео-мезопротерозойские (от 1700 млн. лет до 1000 млн. лет) ювенильные образования [1]. Однако, в последние годы появились новые данные, позволяющие скорректировать существующие представления о характере и геодинамической природе протерозойских тектонических процессов, так или иначе ответственных за формирование структуры Восточной Антарктиды. В данном сообщении представлен обзор наиболее значимых в этом смысле находок.

Установлено, что в провинции Уилкс ювенильные тоналито-гнейсы имеют архейский возраст, а позднепалеопротерозойско-раннемезопротерозойские образования имеют супракрустальный характер и отложились на архейском фундаменте предположительно в задуговых условиях [7]. Соответствующие дуговые образования при этом могут находиться во внутриматериковой части Восточной Антарктиды и коррелироваться с соответствующими по времени и условиям породами провинции Мадур (южная Австралия).

В районе станции Мирный получены дополнительные данные, указывающий на ювенильный характер развитого здесь калиево-мафического комплекса, имеющего возраст около 1000 млн. лет. При этом в расположенной во внутриматериковой части г. Браун установлены ювенильные образования с возрастом 1480 млн. лет [4, 5]. Это позволяет предполагать развитие в этом регионе долгоживущего, активного развивающегося подвижного пояса на активной континентальной окраине архейско-палеопротерозойского «крипто»-континента.

Сопоставимые по возрасту (около 1500 млн. лет) метаморфизованные вулканогенные толщи толеитового состава установлены в островах Рёуер, что позволяет предполагать распространение раннемезопротерозойской активной континентальной окраины ещё далее на запад вдоль современного Антарктического побережья. Эти находки позволяют поднять вопрос о развитии единой палео-мезопротерозойской подвижной области, включающей пояса Олбани-Фразер и Масгрейв в Австралии и провинцию Уилкс в Антарктиде, с возможным продолжением её в поясе Восточные Гаты (зона Онголе) в Индии (рис. 1).

В пределах Рейнерской провинции были обнаружены метаосадочные породы, максимальное время отложения которых составляет 2200–2100 млн. лет, не содержащие характерных для этой провинции цирконовых популяций с возрастом 1400–1000 млн. лет, что указывает на палеопротерозойский возраст этих осадочных образований. Эта важная находка вынуждает но-новому рассматривать геологическое строение региона и признать большую роль палеопротерозойской земной коры.

Важные находки ювенильных салическо-мафических комплексов с возрастом 980–900 млн. лет сделаны в западной части земли Эндерби (неопубликованные данные автора) и в горах Сёр-Роннана [3]. Ориентировка этих структур позволяет предполагать распространение ювенильных неопротерозойских комплексов в южном обрамлении раннеархейского комплекса Нейпир на земле Эндерби, что, в свою, очередь, позволяет по-новому рассматривать амальгамации Антарктического массива земной коры в неопротерозое.

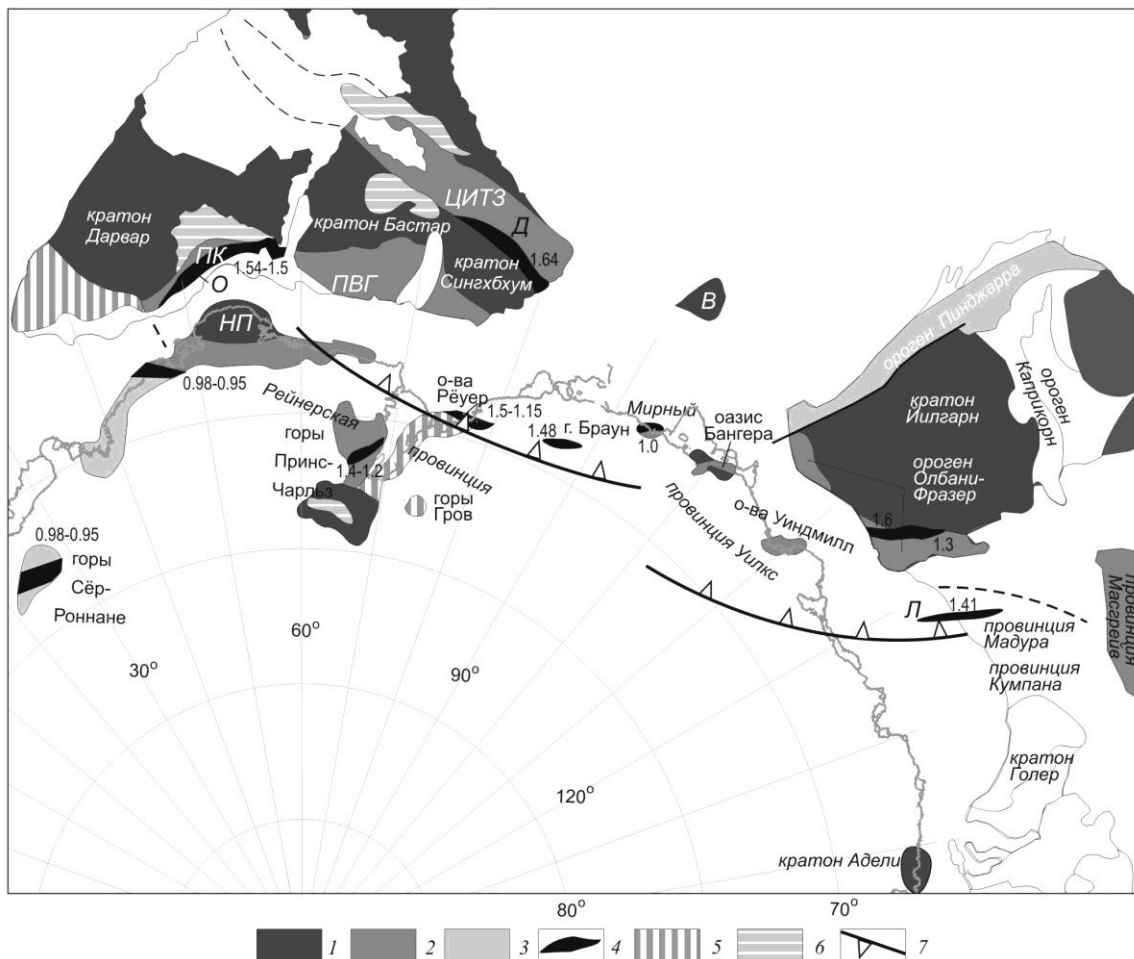


Рис. 1 Главные черты геологического строения восточной Антарктиды и палеопротерозойско-мезопротерозойские орогенические пояса на реконструкции Гондваны (сочленение Австралии и Антарктиды по [6]).

Условные обозначения:

- 1 — архей — ранний палеопротерозой,
- 2 — средний палеопротерозой — мезопротерозой,
- 3 — поздний мезопротерозой-неопротерозой,
- 4 — мантийные дериваты в конвергентных условиях,
- 5 — область наложенного поздненеопротерозойско-кембрийского тектонизма,
- 6 — протерозойские осадочные образования в пределах раннекембрийских блоков,
- 7 — гипотетическая палео-раннемеопротерозойская сутура.

Сокращения на схеме:

- В — провинция Вестфолль,
 Л — дуга Лунгана,
 НП — Нейпирская провинция,
 ПВГ — провинция Восточные Гаты,
 ПК — провинция Кришина,
 О — зона Онголе,
 ЦИТЗ — Центрально-Индийская Тектоническая Зона.

Цифрами на схеме показан возраст ювенильных образований в млрд. лет.

1. Михальский Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое // *Геотектоника*. 2008. № 6. С. 3–25.
 2. Fitzsimons I.C.W. // *J. Afr. Earth Sci.*, 2000, 31, 3–23.
 3. Jacobs J., Elburg M., Laufer A., Kleinhaus I.C., Henjes-Kunst F., Estrada S., Ruppel A., Damaske D., Montero P., Bea F. // *Precambrian Research*, 2015, 265, 249–272.
 4. Liu X., Wang W., Zhao Y., Liu J., Chen H., Cui Y., Song B. // *Precambrian Research* 2016, 284, 30–48.
 5. Mikhalsky E.V., Belyatsky B.V., Presnyakov S.L, Skublov S.G., Kovach V.P., Rodionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Sergeev S.A. // *Precambrian Research*, 2015, 258, 171–185.
 6. Morrissey L.J., Payne J.L., Hand M., Clark C., Taylor R., Kirkland C.L., Kylander-Clark A. // *Precambrian Research*, 2017, 293, 131–149.
 7. Tucker N.M., Payne J.P., Clark C., Hand M., Taylor R.J.M., Kylander-Clark A.R.C., Martin L. 2017. *Precambrian Research* 298, 16–38.
-

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА ЭСКОЛА — МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

*Ю.А. Морозов, А.Л. Кулаковский, М.А. Матвеев, А.И. Смутьская
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
E-mail:*

Концепция окаймленных гранито-гнейсовых куполов П. Эскола [10], как выражение идеи структурообразующей роли гранитоидного диапиризма в подвижных поясах и в земной коре, в целом, надолго овладела умами геологов и привлекает их внимание до сих пор [11]. Впервые выявленные П. Эскола в Северном Приладожье замкнутые и субизометричные в плане формы представлялись в его модели в качестве конформных куполовидных структур, возникших в результате двух актов или «орогенических революций». в этой модели синкинематические граниты более раннего, по его мнению, свекофеннского орогенеза после денудации и отложения на них осадочно-вулканогенного ладожского комплекса при последующей карельской складчатости и тектогенезе подверглись метасоматической переработке и ремобилизации (реоморфизму). в последующем появились и другие представления о природе этих форм: 1) вскрытое эрозией в ядрах антиклинальных структур «ладожского» возраста архейское основание [3,7]; 2) тектоническое внедрение гранито-гнейсов в виде жестких глыб или блоков в образования чехла [1,8]; 3) диапиризм размягченного основания и его латеральное перемещение под более плотным покровом вулканитов чехла [2]; 4) диапиризм в условиях инверсии плотностей чехла и фундамента [9]; 5) формирование куполовидных выходов основания за счет интерференции региональных систем складок [4,12].

Проведенные нами детальное структурно-геологическое картирование и структурный анализ в пределах как Сортавальской, так и Питкярантской группы куполовидных форм позволили сделать вывод о полигенной природе выступов фундамента, предполагающей проявление нескольких структурообразующих процессов, взаимодействовавших в свекофеннскую эпоху тектогенеза в обстановке регионально проявленной знакопеременной транспрессии [5,6]. Здесь несомненно имела место интерференция складчато-разрывных структур трех последовательно проявленных этапов деформаций регионального характера — наложение систем прямых складок ССЗ (D2) и СВ направлений (D3) на складчато-надвиговый фронт структур ЗСЗ простираения (D1) с участием тектонических пластин архейского ремобилизованного фундамента. Это нашло отражение в закономерно-системном расположении и группировании самих выступов основания вдоль трех генеральных направлений, с которыми совпадают и доминирующие ориентировки линейных элементов (рис. 1 а). Кроме того, в конфигурации самих выступов фундамента отчетливо фиксируются признаки интерференции в виде грибообразных в плане форм (рис. 1 б, в), как раз характерных для варианта наложения прямых складок на лежащие складчато-надвиговые формы раннего этапа, с определенными различиями морфологии срезов на разных уровнях глубинности. Аналогичные формы вырисовываются и внутри куполовидных выступов по дайкам метабазитов [4,5], секущих гранито-гнейсы и считающихся комаматами базальной сортавальской серии ладожского комплекса. Наряду с этим, внутри выступов имеются косвенные свидетельства возможного диапирового эффекта ремобилизованного основания в виде трехмерной, сложно-ветвистой системы прожилков и тел реоморфического гранитного материала, пересекающих дайки метабазитов и свидетельствующих о декомпрессионных явлениях и объемном расширении «внутрикупольного» субстрата.

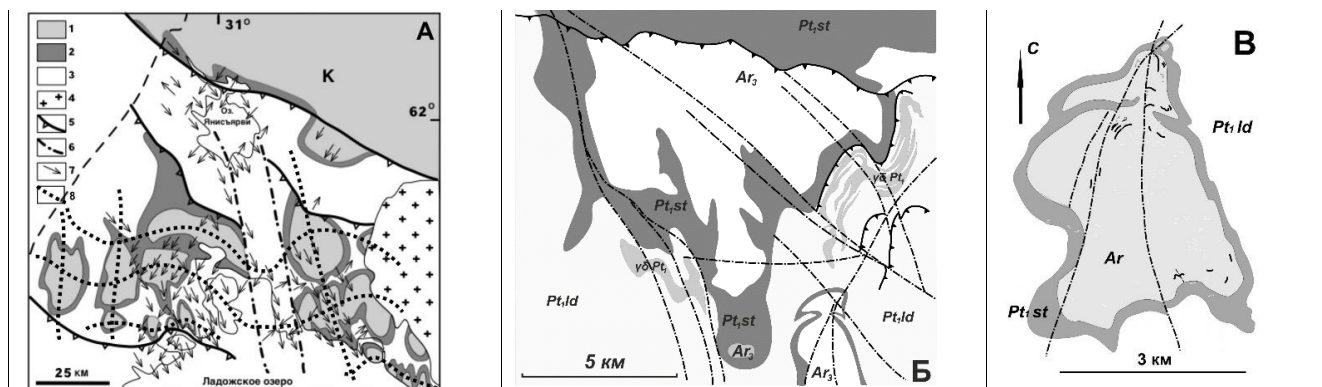


Рис. 1.

A — системы региональных складок и доминирующие направления минеральной линейности в чехле и фундаменте.

- 1 — архейские гранито-гнейсы,
- 2 — метавулканы сортавальской серии,
- 3 — метатерригенные толщи ладожской серии,
- 4 — Салминский массив рапакиви,
- 5 — границы субдоменов тектонической природы,
- 6 — разломы,
- 7 — минеральная линейность,
- 8 — траектории систем складок.

Грибообразные в плане формы куполовидных выступов фундамента:

- B* — Сортавальский,
B — Риекка.

Не менее значимо то, что в пределах рассматриваемых структур выявлены обширные участки, сложенные гранитоидами и реоморфическими гранито-гнейсами с интенсивно проявленной карандашной или роддинговой структурой, указывающей на характерное для транспрессивных условий деформации принудительное одноосное выдавливание материала в направлении тектонического «потока» [6]. Эти участки, как правило, локализованы в пределах «ножек» и «шляпок» грибообразных в плане форм, указывая как на вертикальное перемещение ремобилизованного материала, так и на латеральное его перераспределение под чехольным покрытием. Эта особенность, в сочетании с реконструируемой раструбовидной формой апексных частей делает их подобными структурам типа мегамасштабных «калчановидных» складок (sheath-folds), характерных для покровно-надвиговых поясов.

Наконец, следует отметить реальное присутствие в приконтактных зонах комплексов чехла и фундамента интенсивно милонитизированных и катаклазированных разностей пород с обеих сторон, а также образование псевдотахилитовых прожилков, формировавшихся по нашим оценкам в интервале глубин от 12–15 до 3–1,5 км. Последние свидетельствуют уже о перемещениях пород фундамента в жестком, консолидированном состоянии, вероятно, на стадии орогенеза.

Таким образом, наши исследования показывают справедливость представлений П. Эскола о реоморфизме пород фундамента в ходе свекофеннской орогении, но не подтверждают конформность внутренней структуры и повторную ремобилизацию только гранитоидных плутонов. Наоборот, реоморфизмом свекофеннского времени было затронуто все основание, но только в зонах достаточно глубокой тектоно-термальной переработки (зоны Sill-Musk и Sill-Ort субфаций), где при разогреве практически сравнялись деформационные свойства (пластичность, вязкость) пород как чехла, так и фундамента. Именно это обстоятельство определило возможность совместных пликативных деформаций реоморфизованных гранито-гнейсов и пород ладожской серии и формирование единой интерференционной складчатости

в обоих структурно-вещественных этажах. с учетом других выше приведенных фактов, можно констатировать, что формирование куполовидных форм в Приладожье было полигенным и полифакторным процессом, а обобщенная модель их образования, по сути, должна быть комбинированной, включающей отдельные элементы выше приведенных точек зрения разных авторов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

1. Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ., М., 1959. 295 с.
2. Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, №3, с.41–51.
3. Кратц К.О. // Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып.16, 205 с.
4. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР. 1985. С. 3–120.
5. Морозов Ю.А. // Геотектоника, 1999. №4. С.37–50.
6. Морозов Ю.А. // Геотектоника. 2002. №6. С. 3–28.
7. Предовский А.А. // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966, с.231–235.
8. Судовиков Н.Г. // Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.4. 1954.
9. Brun J.P. // Earth Planet. Sel. Lett. 1980. V. 47, P. 441 – 458.
10. Escola P. // Quart. Journal Geol. Soc. London. 1949. V.104. Pt.4. P.461–476.
11. Gneiss domes in orogeny // The Geol. Soc. Am. Special Paper, 350. 2004. 293 p.
12. Park A.F. // Geology, 1985. V. 13. P. 725–729.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ТОЛЩ ГОРНОГО КРЫМА

Д.В. Московский^{1,2}, Т.В. Романюк³, А.М. Никишин¹, Н.Б. Кузнецов^{2,4},
А.А. Колесникова², А.С. Дубенский^{2,1}, В.С. Шешуков², С.М. Ляпунов²

¹ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

³ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

E-mail: t.romanyuk@mail.ru

⁴ Российский Университет (НИУ) Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Представлены первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов (dZr) из двух проб (N18-001 и N18-003), отобранных из разновозрастных по биостратиграфическим данным подразделений верхнетриасовых толщ Горного Крыма (ГК) [1,2]. Изотопные анализы выполнены в ГИН РАН по методике [3]. Проба N18-001 отобрана из разреза таврической серии, вскрытого в северном борту карьера Школьный (в точке с координатами 44°49'43» с.ш. 34°4'33,5» в.д.). в этом разрезе известны обильные находки отпечатков, реже слепков и ядер двустворчатых моллюсков *Monotis sp.*, что позволяет относить представленный здесь фрагмент разреза к норийскому ярусу верхнего триаса. Проба N18-003 отобрана в русле реки Бодрак, в 150 метрах к ВСВ моста через р. Бодрак на южной окраине с. Трудлюбовка (в точке с координатами 44°46'58,32» с.ш. 33°59'44,96» в.д.). Этот фрагмент разреза принадлежит к салгирской толще эскиординской серии, относимой к позднему триасу. Эти представления подтверждаются находкой отпечатка двустворчатого моллюска *Monotis sp.*, сделанной в 2016 г. студентами РГУ НиГ им. И.М.Губкина А.Ю.Ковалевым и А.А.Захаренковой на левом борту долины р. Бодрак, в точке с координатами 44°47'02» с.ш., 33°59'33» в.д., расположенной всего лишь в 400 м ниже по течению р. Бодрак от места отбора пробы N18-003 (не опубликованные данные Н.Б. Кузнецова).

В пробе N18-001 изучение U-Pb-изотопной системы выполнено для 203 зёрен dZr. Для 111 зёрен dZr анализы характеризуются сильной дискордантностью ($D > 10\%$). Они исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 94 датировки использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) (Рис. 1А). Максимальный полученный возраст 3930 ± 8 ($D=3,2\%$), минимальный — 249 ± 24 ($D=3,4\%$) млн лет. в пробе N18-003 изучено 99 зёрен dZr, для 50 из них были получены сильно дискордантные значения ($|D| > 10\%$), остальные 49 датировок использованы для построения гистограммы и КПВ (Рис. 1Б). Максимальный полученный возраст 3944 ± 34 ($D=0,07\%$), минимальный — 430 ± 5 млн лет ($D=2,1\%$).

Большое количество анализов (более половины) с сильно дискордантными значениями в обеих пробах свидетельствует о том, что dZr были массово подвержены термальному и/или метаморфическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U-Pb-изотопную систему в них, в том числе и очень существенно ($D > 30\%$). в породах, из которых отбирались пробы, не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому более вероятно, что dZr были рециклены из пород, подвергавшихся термальному и/или метасоматическому воздействию.

Наборы возрастов dZr из обеих проб показывают сильное визуальное сходство (подтверждаемое количественно тестом Колмогорова-Смирнова: величина коэффициента $p=0.59$), проявляющееся в следующем.

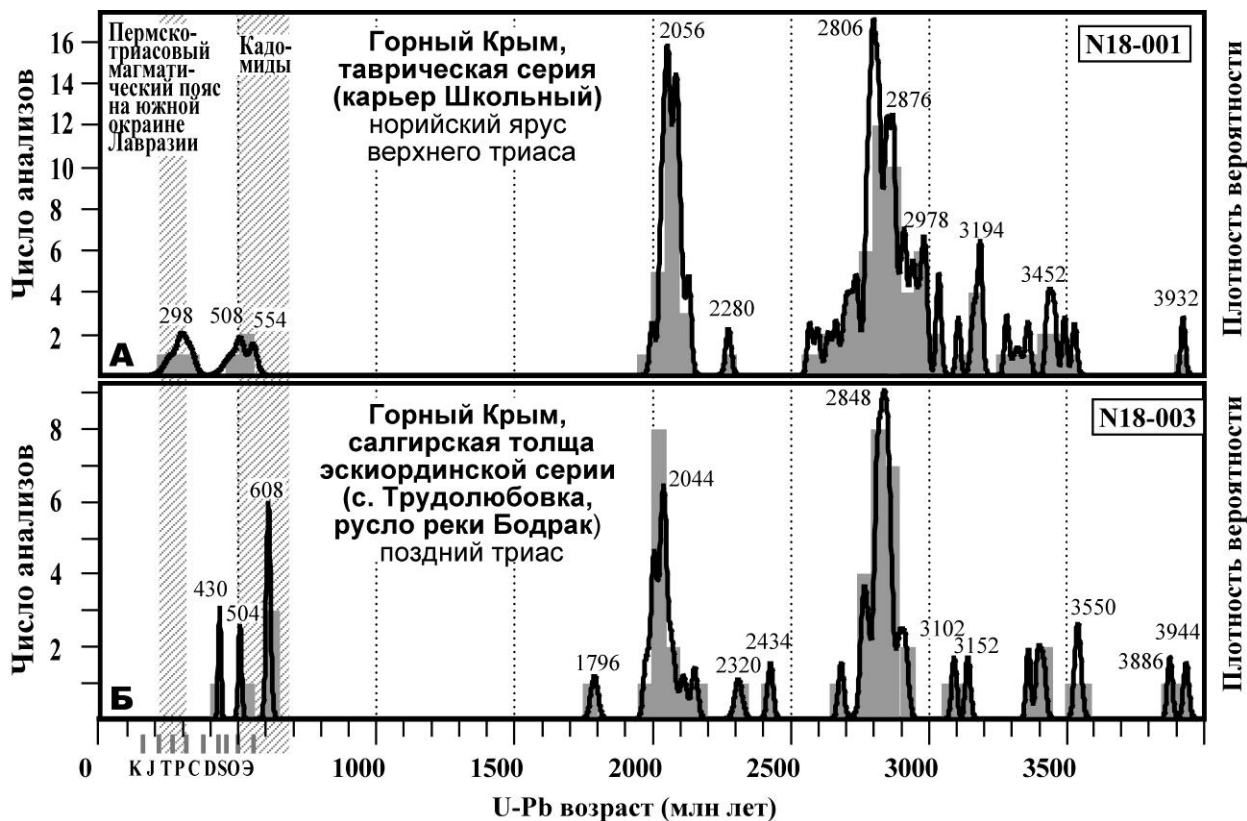


Рис. 1. Гистограммы и КПВ возрастов dZr из проб N18-001 и N18-003.

1. в обеих пробах возрасты, древнее среднего неопротерозоя, получены только для единичных зерен (6 dZr в пробе N18-001 и 5 dZr в пробе N18-003) с рассеянными палеозойскими и поздненеопротерозойскими значениями.

2. Средний/ранний неопротерозой и мезопротерозой не представлены ни одним зерном, а доминируют раннепалеопротерозойские и архейские dZr , при этом самые яркие пики на КПВ для обеих проб (палеопротерозойские — 2029 и 2052 млн лет и архейские — 2850 и 2806 млн лет) фактически совпали.

Столь сильное сходство доказывает, что породы таврической и эскиординской серий в позднем триасе имели единую питающую провинцию, что подтверждает фациальный характер их первичных взаимоотношений.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что во время накопления пород таврической и эскиординской серий в позднетриасовое время поблизости от региона формирования рассматриваемых толщ активного магматизма не происходило. Наиболее вероятно, что осадконакопление шло в условиях пассивной континентальной окраины. Доминирование раннепротерозойских и архейских dZr в изученных пробах свидетельствует о том, что первичными источниками этих dZr были древнейшие кристаллические комплексы Земли (т.е. фундамент протократонов). в пробах зафиксировано значительное число dZr (14 dZr в пробе N18-001 и 10 dZr в пробе N18-003) с очень древними возрастными >3.0 млрд лет, среди них 3 древнейших dZr с возрастом около 3.9 млрд лет. Комплексы с такими возрастными чрезвычайно редки по миру, однако широко представлены на Украинском щите. Количественное сопоставление полученных нами наборов U-Pb-изотопных возрастов dZr с данными [4] с помощью теста Колмогорова-Смирнова показало коэффициенты $p=0.064$ и $p=0.47$ для проб N18-001 и N18-003, соответственно. Это свидетельствует о том, что кристаллические комплексы, аналогичные тем, которые представлены в современной структуре Украинского щита и/или древние осадочные толщи южной окраины Лавразии могли быть поставщиками кластики в верхнетриасовые толщи ГК.

Финансирование. Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, а также частично поддержаны проектами РФФИ 19-05-00284 и 18-05-00495.

1. Болотов С.Н., Панов Д.И., Ярошенко О.П. // Бюлл. МОИП. Отд. геологич. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 13–19.
 2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя (ред. Мазарович О.А., Милеев В.С.). М.: изд-во МГУ, 1989. 168 с.
 3. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geolog. and Environm. Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018, p. 63.
 4. Shumlyansky L, Hawkesworth C, Dhuime B, Billstrom K, Claesson S, Storey C. // *Precam. Res.* 2015. V. 260, 39–54.
-

HFSE, REE И ND-SR-OS СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ МАНТИИ В АРХЕЕ

Л.П. Никитина¹, М.С. Бабушкина¹, А.Г. Гончаров^{1,2}, Е.С. Богомолов¹,
Б.В. Беляцкий³, Р. Ш.Крымский³, В.С. Приходько⁴

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
E-mail: lpink@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия;

³ Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия.

⁴ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Цель настоящей работы состоит в исследовании химического состава (главные элементы, HFSE, REE) и Nd-Sr-Os систематики перидотитов (преобладающие породы) литосферной мантии в зоне сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАС) и Сибирского кратона (СК) для решения вопроса однородности/неоднородности химического состава и эволюции мантии, подстилающей указанные структуры в архее. Ксенолиты мантийных пород в области сочленения ЦАС и СК обнаружены в щелочных базальтах Токинского Становика (ТСт) в Джугджуро-Становом супертеррейне (ДС; зона Станового шва) и Витимского плато (ВП) в Баргузино-Витимском супертеррейне (БВ). Первые представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и реже верлитами, среди вторых нередко гранат-шпинелевые, гранатовые лерцолиты и пироксениты. в кимберлитах СК преобладают ксенолиты гранатсодержащих лерцолитов и широко представлены ксенолиты эклогитов, не обнаруженные в мантии супертеррейнов. Кроме авторских, в работе используются ранее опубликованные данные по ксенолитам мантийных перидотитов из базальтов ТСт и ВП [6, 7] и из кимберлитов трубки Удачная кратона. Re-Os изотопные исследования свидетельствуют о раннеархейском возрасте перидотитовой мантии СК [3]. Для перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная установлен возраст деплетирования Re в 3.2 млрд лет [10]. Для сульфидных включений в двух кристаллах алмазов из той же трубки Re-Os модельный возраст находится в пределах от 3.5 до 3,1 млрд лет [9]. Широко распространенные в мантии кратона эклогиты, но отсутствующие в мантии супертеррейнов, также имеют архейский возраст. Для эклогитов из трубки Удачная получен Re-Os возраст от 2.7 до 3.1 млрд лет [11]. Значение в 2.9 млрд лет установлено для включений эклогитового типа (Е-тип) в алмазах из той же трубки [4]. Эклогиты, по всей вероятности, являются большей частью продуктами субдуцированной в литосферную мантию океанической коры

Температура и давление равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах перидотитов из базальтов ТСт и ВП соответствуют области стабильности графита, фугитивность кислорода, рассчитанная только для шпинелевых перидотитов, близка к таковой для буферной системы фаялит-магнетит-кварц: $\Delta f_{O_2}^{FMQ}$ колеблется в пределах от -1.0 до $+0.6$. Условия кристаллизации гранат-ортопироксеновой ассоциации в ксенолитах перидотитов из кимберлитов трубки Удачная соответствуют области стабильности алмаза, $\Delta f_{O_2}^{FMQ}$ имеет отрицательные значения до -5 [3].

Степень истощения пород оксидами Al_2O_3 и CaO и обогащения MgO относительно примитивной мантии (PM) в перидотитах ТСт близка к таковой из кимберлитов кратона. в перидотитах ВП она существенно ниже и среди них

встречаются образцы примитивного состава. Степень плавления перидотитов в мантии кратона и ТСт достигает 45–50%, в мантии ВП она менее 25%. Отличие мантийных перидотитов СК от таковых ДС и БВ супертеррейнов проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов. Мантия кратона, по сравнению с мантией супертеррейнов, обогащена Ва, Rb, Th, Nb, Та и обеднена Y и RE-элементами от Sm до Lu. Перидотиты всех рассматриваемых структур характеризуются преимущественно суперхондритовыми значениями Nb/Та (>17.4) и Zr/Hf (>36.1) а также Nb/Y (>0.158) и Zr/Y (> 2,474). Однако, отношение Nb/Y в мантии кратона значительно выше (>>1.0), чем в мантии супертеррейнов (преимущественно <1.0). На дискриминантной диаграмме Nb/Y-Zr/Y перидотиты кратона относятся к области обогащенной мантии (EM1). Перидотиты из мантии, подстилающей супертеррейны Центрально-Азиатского пояса, по отношениям Nb/Y и Zr/Y и в целом по концентрации и нормализованному распределению редких элементов могут рассматриваться как продукты эволюции примитивной мантии [Palme et al., 2003], измененные наложенными процессами лишь незначительно.

Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в перидотитовых ксенолитах из базальтов ТСт и ВП превышают таковые для BSE, а значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения меньше величины 0.7045, принимаемой для BSE. Их положение на диаграмме основных мантийных резервуаров [Hofmann, 1997] соответствует полям океанических базальтов. В ксенолитах ТСт значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и ϵNd колеблются соответственно в пределах 0.51275–0.51283 и (+2.6)–(+3.5), ВП — в пределах 0.51301–0.51333 и (+8)–(+14). По этим характеристикам состав мантии под ТСт близок к составу источника, промежуточного между источниками типа HIMU и PM, а под ВП — к источнику типа PREMA. Значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в валовых пробах перидотитов СК и супертеррейнов (обычно <0.1296).

Можно предполагать, что мантия, подстилающая Джугджуро-Становой и Баргузино-Витимский супертеррейны, была изолирована от мантии Сибирского кратона еще до раннедокембрийской субдукции океанической коры под кратон, приведшей к образованию эклогитов с возрастом 2.7–3.1 млрд лет в мантии кратона. Геохимические характеристики мантии Сибирского субкратона подобны таковым для континентальной литосферной мантии архейских кратонов, тогда как для мантии Центрально-Азиатского пояса они сходны с характеристиками океанической мантии [1, 2, 12].

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГД РАН (№ 0153-2015-0006).

1. Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 294–314.
2. Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., и др. Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред.: В.А.Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 145–164.
3. Goncharov A. G., Ionov D. A. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 164. P. 731–745.
4. Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S. *The Canadian Mineralogist*. 2010. V. 48. P. 1385–1408.
5. Hofmann A.W. / *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
6. Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C., et al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 1231–1260.

7. Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J-L., et al. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 149. P. 647–665.
 8. Palme H., O'Neill H.S.C., Holland H.D., et al. Ed. R.W. Carlson. *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core*. Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.
 9. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., et al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 703–712.
 10. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., et al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 959–977.
 11. Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., et al. *Mineralogical Magazine*. 1994. V. 58A. № 2. P. 705–706.
 12. Pearson D.G., Wittig N. *Treatise on Geochemistry. 2nd Edition*. Elsevier. 2014. P. 255–290.
-

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ
МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ:
СВЯЗЬ С ТИМАНСКИМ ОРОГЕНЕЗОМ
И ЭВОЛЮЦИЕЙ ОКЕАНА ЯПЕТУС

А.А. Носова¹, А.А. Возняк¹, К.А. Савко², Л.В. Шумлянский³, С.В. Богданова⁴

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

² *Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия*

³ *School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University, Perth, Australia*

⁴ *Department of Geology, Lund University, Lund, Sweden*

Реконструкции геологической истории в позднем протерозое крупной континентальной структуры — Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — сталкиваются с трудностями, связанными с недостаточным знанием о магматических проявлениях этого времени, которые преимущественно захоронены в глубоких грабенах и доступны только по керну скважин. Свидетельством того, что изучение позднекембрийского и палеозойского магматизма ВЕП может принести новые открытия, может служить недавнее обнаружение на ВЕП двух ареалов магматизма раннекембрийского возраста (Скрябин и др., 2015; Носова и др., 2019). Ранее этот период развития ВЕП рассматривался как амагматичный.

В настоящем докладе мы приведем результаты геохронологических, петрологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований раннекембрийских сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки и монцонитов массива Гусиха на Юго-Востоке ВЕП и обсудим их геотектонический контекст.

Массив Гусиха приурочен к северо-восточному борту Пачелмского авлакогена, массив Артюшки находится в северо-восточной части Воронежского кристаллического массива и приурочен к юго-западному борту Пачелмского авлакогена. В раннекембрийской структуре фундамента оба массива находятся в области сочленения Волго-Уральского сегмента ВЕК с Восточной Сарматией, маркируемой палеопротерозойском Волго-Донском орогеном.

Массивы имеют близкие возрасты, соответствующие раннему кембрию: 524 ± 3 (Артюшки) и 514 ± 2 (Гусиха) млн лет (U-Pb по цирконам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболам и калиевому полевому шпату).

Массив Артюшки сложен Amp-Cpx сиенит-порфирами и Grt-Cpx щелочными сиенит-порфирами и их фенитизированными разностями. Массив Гусиха представлен биотит-амфиболовыми и биотитовыми монцонитами.

Исследования сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки и монцонитов массива Гусиха показали, что массивы имеют близкий возраст и посторогенные геохимические характеристики, однако их мантийные источники и роль коровой контаминации в петрогенезисе различны.

Основной объем первичных расплавов массива Артюшки имел фонолитовый состав, генерировался при плавлении умеренно метасоматизированной (амфибол- и карбонатсодержащей) литосферной мантии. Возрасты TNd(DM) существенно моложе таковых для пород раннекембрийского фундамента ВЕП, что исключает коровый источник сиенитов. Изотопный состав Sr и Nd в наименее контаминированных породах массива Артюшки не указывает на вклад древней литосферы и соответствует источнику астеносферного типа. Модельный Nd возраст этих пород варьирует в интервале 0.90–1.24 млрд лет. Вариации величин TNd(DM) связаны с контаминацией расплавов палеопротерозойскими метаосадками.

Массив Гусиха, вероятно, формировался за счет гетерогенного источника. Геохимические, Sr и Nd изотопные характеристики этого массива указывают на преобладающий коровый вклад и на то, что литосферная мантия в восточной части Волго-Уральского сегмента ВЕП могла испытать интенсивный метасоматоз в ходе предшествующего мезопротерозойского магматического события. Это же событие могло сформировать нижнюю кору, которая перерабатывалась уже в раннем кембрии.

Установленный нами раннекембрийский возраст массивов позволяет по-новому взглянуть на эволюцию магматизма ВЕП на рубеже неопротерозоя и палеозоя.

Считалось, что эволюция Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в конце неопротерозоя — начале кембрия характеризуется накоплением морских осадков и значительной структурной перестройкой коры, повлекшей воздымание платформы (например, Хераскова и др., 2015). Причинами, вызывающими структурную перестройку ВЕП в раннем кембрии (Nikishin et al., 1996), могли быть либо коллизионные/аккреционные события тиманской-кадомской орогении, охватившие восток ВЕП около 570–510 млн лет назад (Хераскова и др., 2015), либо влияние тектонических процессов, связанных с открытием океана Япетус 610–530 млн лет назад (Murphy et al., 2010).

Проведенный анализ большого количества опубликованных геохронологических данных для магматических и метаморфических эпизодов рубежа неопротерозоя-кембрия и U-Pb возрастов детритовых цирконов из отложений этого возраста показал, что коллизионные/аккреционные события, соответствующие кадомской/тиманской орогении были проявлены не только на восточной, но и на юго-западной окраине ВЕП. Предполагается, что приращение композитного ТТА (Teisseyre-Tornquist Terrane Assemblage), включавшего Малопольский и Мизийский террейны, произошло на границе эдиакария и кембрия (Zelazniewicz et al., 2009) либо в начале среднего кембрия (Walczak, Belka, 2017).

Геодинамический контекст южной границы ВЕП в конце неопротерозоя — начале палеозоя остается неясным. Однако все больше данных, в том числе и наши данные о раннекембрийском посторогенном магматизме, дают основание предполагать аккреционно-коллизионные события в начале кембрийского времени для южной части платформы. Коллизионный характер сочленения западной и южной окраин ВЕП со Скифской плитой и авалонскими террейнами подтверждается сейсмическими данными (Starostenko et al., 2015; Saintot et al., 2006; Пашкевич и др. 2018), которые показывают поддвиг ВЕП под эти структуры.

Установленный нами раннекембрийский возраст массивов позволяет по-новому взглянуть на эволюцию магматизма ВЕП на рубеже неопротерозоя и палеозоя. Проявления раннекембрийского магматизма служат индикатором воздействия на литосферную мантию ВЕП коллизии со Скифией и другими восточно-авалонскими/кадомскими террейнами.

1. Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В. и др. // *Петрология*. 2019. Т.27. № 4. С. 357–400
2. Пашкевич И. К., Русаков О. М., Кутас Р. И. и др. // *Геофизический Журнал*. 2018. 40. 5. С. 98–136
3. Скрыбин В.Ю., Савко К.А., Скрыбин М.В., и др. // *Докл. АН*. 2015. Т. 463. № 5. С. 581–581.
4. Хераскова Т. Н., Волож Ю. А., Антипов М.П., и др. // *Геотектоника*. 2015. Т.1. С. 31–59.
5. Murphy J.B., Keppie J.D., Nance R.D. et al. // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. P. 482–499.

6. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., et al. // *Tectonoph.* 1996. V. 268. P. 23–63.
 7. Saintot A., Stephenson R. A., Stovba S., et al. // *Geol. Soc.* 2006. V. 32. P. 481–505.
 8. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., et al. // *Geoph. J. Inter.* 2015. V. 201. P. 5–8.
 9. Walczak A., Belka Z. // *Gondwana Res.* 2017. V. 45. P. 138–151.
 10. Żelazniewicz A., Buła Z., Fanning M., et al. // *Geol. Quart.* 2009. V. 53. P. 93–123.
-

ВОЗРАСТ, ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ПРОТОЛИТА,
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
БИОТИТОВЫХ, ДВУСЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ
ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников

Институт Геологии и Природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия

E-mail: ovchinnikov@igm.ru

Буреинский массив один из наиболее крупных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [3]. По существующим на данный момент представлениям, к наиболее древним образованиям этого массива относятся условно позднеархейские метаморфические комплексы дягдаглейской толщи [2].

Получение данных о возрасте, природе протолита, изотопно-геохимических особенностях пород метаморфических комплексов рассматриваемых в качестве наиболее древних образований и относящихся к фундаменту континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса имеет первостепенное значение для понимания эволюции геологического развития не только исследуемого массива, но и всей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. в этой связи, нами были проведены геохимические, Sm-Nd изотопно-геохимические, геохронологические исследования метаморфических пород дягдаглейской толщи, представленных в небольших разрозненных береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле, а также в ксенолитах и тектонических блоках среди палеозойских и раннемезозойских гранитоидов в бассейне ручья Завальный.

Среди метаморфических образований дягдаглейской толщи в нашей коллекции преобладают биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы.

Для определения первичной природы протолита рассматриваемых гнейсов мы использовали дискриминантные функции DFshaw [6] и DF(X) [1]. Метаморфическим породам дягдаглейской толщи характерны значения функции Dfshaw в интервале от -4.24 до -0.52 , и значения DF(x) от 0.15 до 1.77 , что соответствует метаморфическим породам имеющим первично осадочное происхождение.

U-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены для цирконов из двуслюдяного гранатсодержащего гнейса (обр. R-71), отобранного в верховьях ручья Дягдагле.

Выделение цирконов из образца выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [5]. При построении гистограмм

распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались рекомендации Г. Гехрела [4], в том числе, опубликованные на сайте лаборатории (www.laserchron.org).

Всего из данного образца было проанализированы 122 зерна цирконов для которых получены 92 конкордантных оценки возраста, находящихся в интервале 956–474 млн лет. При этом анализировались как ядра циркона, так и оболочки. Пики на кривой относительной вероятности возраста цирконов соответствуют значениям 487, 541, 690, 778 и 896 млн лет.

Наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов соответствует возрасту 487 млн лет, что определяет нижнюю возрастную границу накопления протолита рассматриваемых пород.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) (методика описана в [7]).

Полученные результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о том, что двуслюдяные гнейсы дягдаглейской толщи характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd(t)} = -3.6 \dots -5.0$, рассчитанными на максимально возможные возраст накопления протолитов (487 млн лет), и мезопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 1.4-1.3$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 1.6-1.5$ млрд лет).

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Основываясь на геохимических особенностях, а также присутствии нескольких разновозрастных популяций детритовых цирконов, можно с уверенностью предполагать, что рассматриваемые нами породы образовались за счет метаморфического преобразования осадочных пород

2. в результате геохронологических исследований было установлено, что рассматриваемые породы имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а более молодой — палеозойский возраст, и они не могут рассматриваться в качестве фундамента Буреинского континентального массива.

3. в целом результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований указывают на то что источником первичных осадочных пород могли являться геологические комплексы, возникшие за счет переработки коры мезопротерозойского возраста.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00001).

1. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. // Докл. АН. 2013. Т. 453, № 3. С. 310–313.
2. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, №6. С. 7–41.
4. Gehrels G. // Wiley — Blackwell. 2011. P. 47 – 62.
5. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ., 1999. № 1a. P. 49.
6. Shaw D.M. // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9, № 1. P. 18–35
7. Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu. V. // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ НА УРАЛЕ

Г.А. Петров^{1,2}, Ю.Л. Ронкин¹

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² ОАО УГСЭ, Екатеринбург, Россия

В состав фундамента современных и палео-островодужных систем входят различные магматические, осадочные и метаморфические комплексы, как близкие по возрасту к островодужным вулканическим образованиям, так и значительно более древние [4; 8; 10; 11 и др.]. Разновозрастные комплексы островных дуг далеко не всегда легко различимы по внешним признакам, для их идентификации часто требуются значительные объемы петрологических, литолого-стратиграфических, геохимических, изотопно-геохронологических и других видов исследований. Изучение территории Среднего и Северного Урала позволило авторам выделить 4 типа неопротерозойских образований, входящих в состав фундамента палеозойских островодужных образований Тагильской и Восточно-Уральской мегазон. Это конжаковский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс полиформационных плутонов Платиноносного пояса Урала (ППУ), белогорский метаморфический комплекс, распространенный в обрамлении массивов ППУ, а также габбро и пироксениты офиолитового типа, объединяемые в кривинский, устейский и алапаевский комплексы. Присутствие блоков неопротерозойских пород в составе протолита, обосновывается также для некоторых палеозойских метаморфических комплексов, в частности Сысертского и Салдинского.

Дунит-клинопироксенит-(тылаит)-габбровый конжаковский комплекс — наиболее ранний в составе массивов ППУ. Исследование Sm-Nd изотопных систем габброидов семи массивов Северного Урала (Хорасюрского, Ялпингньерского, Денежкин Камень, Кумбинского, Княсьпинского, Конжаковский Камень и Сухогорского) позволяет выявить диапазоны возрастов пород диапазоне 570–542 млн лет [1; 5; 6; 7]. Оливиновые габбро Чистопского массива имеют более древний возраст — 769–686 млн лет по Sm-Nd данным. Для габбро конжаковского комплекса характерны низкие содержания Ti (0.05–0.9%), Zr (3–23 г/т) и Rb (0.2–2.8 г/т), высокие — стронция (350–900 г/т). Содержание РЗЭ в данных породах низкое — в среднем 9.57 г/т, отношение суммы легких к сумме тяжелых редких земель ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.77. Графики содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, имеют прямую наклонную форму, отражающую обогащение легкими РЗЭ; в габбро наблюдаются положительные аномалии Eu, вероятно связанные с обогащением пород кумулятивным плагиоклазом. Габброноритовый и гранитоидный комплексы, также принимающие участие в составе массивов, имеют силурийский возраст и являются частью палеозойских островодужных вулканоплутонических ассоциаций.

В обрамлении некоторых массивов ППУ (Ялпингньерского, Чистопского и Кытлымского) картируются среднетемпературные высокобарические гнейсы и амфиболиты белогорского комплекса ($T=500\text{--}600^\circ\text{C}$, $P=8\text{--}10$ кбар), слагающие тектонические пластины [5]. Наибольшим распространением комплекс пользуется в районе северного обрамления Кытлымского массива, где выделяются несколько блоков — Белогорский, Буртымский и Кытлымский, отличающихся P-T параметрами и трендами метаморфизма. в парагенезисах гранат-эпидотовых амфиболитов и гнейсов Белогорского блока зафиксирован прогрессивный тренд метаморфизма — от $T\sim 350\text{--}450^\circ\text{C}$, $P\sim 5$ кбар до $T\sim 500\text{--}550^\circ\text{C}$, $P\sim 9$ кбар; мусковит-гранатовые амфиболиты Буртымского блока формировались при $T\sim 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P\sim 9\text{--}10$ кбар,

наблюдается снижение температур до 600–650°C при сохранении давления. Изохронные Sm-Nd возраста гнейсов и амфиболитов — 574–556 млн лет, U-Pb возраст цирконов из гнейсов — 571±31 млн лет. Геохимические особенности пород сближают их с вулканитами раннеостроводужных риолит-базальтовых серий. в состав Кытлымского блока входят биотитовые парагнейсы и кристаллические сланцы, минеральные парагенезисы которых представлены плагиоклазом кварцем, биотитом, в некоторых разностях присутствуют мусковит, хлорит, эпидот, гематит, амфибол, гранат, ставролит, кордиерит, жедрит, силлиманит. P-T параметры пикового метаморфизма для этих образований находятся в пределах T=650–700°C, P=2–5 кбар, наблюдаются признаки снижения температур и давлений в ходе метаморфического процесса. Rb-Sr изохронный возраст низкобарического метаморфизма Кытлымского блока — 408.1±1.2 млн лет [5]. Петрографические и геохимические особенности гнейсов и амфиболитов из обрамления Чистопского и Ялпингньерского массивов сближают их с метаморфическими породами Белогорского блока.

Габбро и пироксениты кривинского, устейского и алапаевского комплексов Тагильской и Восточно-Уралдской мегазон, входящие совместно с дунит-гарцбургитовыми и долеритовыми комплексами в состав офиолитовых ассоциаций, имеют Sm-Nd изохронные возраста в диапазоне 581–540 млн лет [5]. Эти породы слагают остаточные блоки-скрины в комплексах параллельных долеритовых даек, а также входят в состав тектонических пластин, залегающих среди палеозойских островодужных вулканитов. Для указанных пород характерны субхондритовые спектры распределения РЗЭ на уровнях, в несколько раз ниже, чем в океанических базальтах, низкие содержания титана (0.1–0.6%), циркония (5–13 г/т) и других некогерентных элементов, что сближает их с габброидами «офиолитов над зоной субдукции».

Позднепротерозойский возраст протолита обосновывается для *Сысертского* амфиболит-гнейсового блока, расположенного в южной части среднего Урала. Породы комплекса метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации, изотопно-геохронологические исследования позволили выделить три этапа преобразований в палеозойское время: 482–435 млн лет, 355–350 млн лет и ~ 260 млн лет [2; 9]. U-Pb возраст цирконов из гнейсов (интерпретируемый как возраст протолита) — 580±10 млн лет, модельный Sm-Nd возраст ортоамфиболитов $T_{DM}=1033$ млн лет. Есть основания предполагать присутствие неопротерозойских комплексов и в составе протолита расположенного севернее *Салдинского* гранулит-гнейсово-амфиболитового блока, где также фиксируется несколько этапов палеозойского метаморфизма. Так, по данным А.А. Краснобаева с соавторами [3], в двупироксеновых габброгранулитах, гранат-биотит-амфиболовых и гранат-пироксеновых гнейсах присутствуют цирконы со значениями U-Pb возрастов 601–574 млн лет; авторами установлено, что геохимические особенности метаморфитов близки к вулканитам островных дуг и активных континентальных окраин. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метагаббро составляют 0.7036–0.7038, что позволяет исключить возможность участия вещества древней континентальной коры в составе пород. Sm-Nd изотопные данные подтверждают этот вывод: $\epsilon_{Nd}(T)$ для возраста 380 млн лет (соответствующему главному этапу метаморфизма) равно +4.7, что указывает на образование расплавов из умеренно деплетированного мантийного. Минимальный возможный возраст субстрата, в котором происходило выплавление габброидных расплавов (деплетированного мантийного вещества), по данным Sm-Nd изотопного анализа составляет $T_{DM}=629$ млн лет [5]. Сходные Sm-Nd изотопно-геохимические параметры имеют и биотит-амфиболовые ортогнейсы — $\epsilon_{Nd}(T)$ для возраста 380 млн лет равно +5.1, $T_{DM}=572$ млн лет.

Таким образом, результаты наших исследований позволяют предполагать, что позднеордовикско-девонские вулканогенные образования Тагильской палеоостровной

дуги, распространенные на восточном склоне Среднего и Северного Урала, залегают на гетерогенном фундаменте, в состав которого входят неопротерозойские островодужные и офиолитовые комплексы.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

1. Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. // *Литосфера*. 2010. №2. С. 35–46.
2. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Чередниченко Н.В. // *Ежегодник — 1997 ИГГ УрО РАН*. 1998. С. 157–160.
3. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А., Калеганов Б.А. // *Ежегодник — 2002 ИГГ УрО РАН*. 2003. С. 60–65.
4. Марков М.С. *Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг*. М.: Наука, 1975. 237 с.
5. Петров Г.А. *Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д-ра геол-минер. наук*. СПб: СПбГУ, 2017. 43 с.
6. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // *Докл. РАН*. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
7. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Корепанов В.Б., Матуков Д.И., Лепихина О.П. // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов»*. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 2. С. 116–119.
8. Шильдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Шапиро М.Н. // *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей*. М.: Наука, 1987. С. 7–36.
9. Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. P. 229–251.
10. King P.R. // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2000. V. 43. P. 611–638.
11. Taira A. // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2001. V. 29. P. 109–134.

НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЛАУКОНИТУ,
ПОДТВЕРЖДАЮЩИЕ НИЖНЕРИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ
УСТЬ-ИЛЬИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН
АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)

П.Ю. Петров¹, Т.С. Зайцева², Т.А. Ивановская¹, Г.В. Константинова²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

E-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: z-t-s@mail.ru

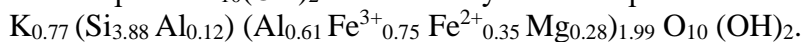
Рифейский разрез западного склона Анабарского поднятия включают две серии: терригенную мукунскую (до 800 м), перекрывающую архей-палеопротерозойский кристаллический фундамент, и карбонатную билляхскую (до 1100 м), которая с угловым несогласием перекрывается венд-кембрийскими отложениями. в основании билляхской серии на лабазтахских песчаниках по трансгрессивной границе согласно залегает глинисто-карбонатная последовательность (60–70 м) усть-ильинской свиты, которую в кровле постепенно сменяют котуйканские строматолитовые доломиты. В опорном разрезе усть-ильинской свиты, вскрытом на р. Котуйкан, в 2.5 км выше р. Илья, глобулы глауконита встречены на многих уровнях. Ранее они отбирались из слоев разнозернистых глауконитовых песчаников и гравелитов в основании усть-ильинской свиты (обр. 400/3), а также в 20–22 м выше по разрезу из сильноглинистых алевролитов и песчано-алевролитовых пород (обр. 402/1 и обр. 402/2). Из аргиллитовых слоев усть-ильинской свиты описана представительная ассоциация органостенной микробиоты раннерифейского (ранне-мезопротерозойского) возраста [1]. Литолого-минералогические, структурно-кристаллохимические, геохимические и изотопно-геохронологические характеристики глобулярных слоистых силикатов (ГСС) глауконит-иллитового ряда представлены в работах [3, 5, 6, 7]. в статье Т.С. Зайцевой с соавторами [5] было проведено уточнение полученного ранее [2] Rb-Sr и K-Ar возраста, которое сопровождалось изучением тонкой структуры глауконита. В результате изотопные датировки ГСС усть-ильинской свиты оказались равны: Rb-Sr — 1485±13 млн лет, K-Ar — 1459±20 млн лет [5]. Целью настоящего исследования является сравнение полученных ранее данных с характеристиками нового материала (обр. 7143), отобранного в 14.5 м от основания усть-ильинской свиты в разрезе р. Маган (N 70°0,5' E 104°55'), расположенного в 65 км южнее от предыдущего разреза.

Образец 7143 взят из прослоя рыхлого глауконитита, в котором преобладают (более 80%) глауконитовые зерна темно-зеленого цвета глобулярной и неправильной формы. в качестве незначительной (менее 10%) примеси отмечается кварц, а в виде следов — полевые шпаты. Глауконитит промывался, рассеивался на ситах и подвергался ультразвуковой обработке. Зерна выделялись из размерных фракций на электромагнитном сепараторе Окунева, затем наиболее крупные зерна (0.63–0.315 мм) дочищались иглой под бинокулярным микроскопом и изучались оптически, а также рентгеновским, мессбауэровским и изотопно-геохронологическими методами. Исследование микроструктур отдельных зерен глауконита, а также полуколичественный анализ катионного состава глауконитовых зерен осуществлялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) CamScan MV-2300, снабженного энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument) (аналитики В.В. Михеев, Н.В. Горькова). Общее содержание воды определялось в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (аналитик М.В. Рудченко). Уточнение соотношения катионов двух- и трехвалентного железа

в 2:1 слоях диоктаэдрических слоистых силикатов проводилось с помощью мессбауэровской спектроскопии (ИГГД РАН).

Анализ дифрактограмм, полученных от природных и насыщенных этиленгликолем ориентированных препаратов, проведен согласно работам [4, 6]. Изученные зерна представлены смешанослойными слюда-сметит образованиями с относительно небольшим (10–20%) содержанием разбухающих слоев. в ранее изученных образцах это содержание несколько меньше ($\leq 10\%$). Анализ дифракционных картин от неориентированных препаратов обр. 1743 показал близкую с предыдущими образцами высокую степень структурного упорядочения. в области $d(060)$ здесь также фиксируется два отражения — первое, интенсивное, равное 1.510 \AA , отвечает глаукониту; второе, слабое, лежит в области 1.495 \AA и соответствует Al-слюде (параметры элементарной ячейки b равны соответственно 9.06 и 8.97 \AA).

Кристаллохимическая формула обр. 7143 рассчитывалась по данным микронзондового анализа с учетом соотношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, полученного методом мессбауэровской спектроскопии, и на основе предположения о постоянном составе анионного каркаса $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ на половину элементарной ячейки:



Полученные кристаллохимические данные в целом сходны с изученными ранее образцами [6]: по степени алюминиевости $K_{\text{Al}} = \text{VIAl} / (\text{VIFe}^{3+} + \text{VIAl}) = 0.47$ это также глауконит. Более высокое содержания катионов Si и K и меньшее количество катионов Mg в структуре ГСС из обр. 7143 может быть связано с более высокой точностью полного силикатного микроанализа образцов 402/1, 401/2 и 400/3 по сравнению с полуколичественным микронзондовым анализом обр. 7143.

Изотопно-геохронологические исследования показали, что Rb-Sr возраст изученных зерен глауконита равен 1474 ± 21 млн лет. Он близок к полученному ранее Rb-Sr возрасту — 1485 ± 13 млн лет [5], и отвечает нижнему рифею.

Работа выполнена при финансовой поддержке по темам НИР (0135-2019-0042 и 0132-2019-0014), а также РФФИ (проекты №17-05-00254 и 19-05-00155) и Программ ОНЗ РАН № 4 и 16.

1. Sergeev V.N., Vorob'eva N.G., Petrov P.Yu. // *Precamb. Res.* 2017. V. 299. P. 282–302.
2. Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 7. С. 17–32.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. // *Литология и полез. ископаемые.* 2013. № 6. С. 552–580.
4. Дриц В. А., Каменева М. Ю., Сахаров Б. А. и др. *Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов.* Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
5. Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2016. Т. 24. №5. С. 1–27.
6. Ивановская Т. А., Зайцева Т. С., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А. // *Литология и полез. ископаемые.* 2012. № 6. С. 562–584.
7. Ивановская Т.А., Ципурский С.И. // *Литология и полез. ископаемые.* 1990. № 3. С. 110–121.

АКАНТОМОРФНАЯ ПАЛИНОФЛОРА БАРАКУНСКОЙ СВИТЫ И СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ВЕНДА УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ

П.Ю. Петров¹, Н.Г. Воробьева¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

E-mail: natali-geo@rambler.ru

Новые находки акантоморфных акритарх пертататакского типа из отложений баракунской свиты Патомского бассейна существенно уточняют стратиграфическое положение дальнетайгинской серии в границах нижнего венда (нижнего эдиакария). По современным представлениям дальнетайгинская серия была сформирована в интервале 640–560 млн лет [7]. Такой вывод основан на корреляции большепатомского гляциогоризонта с глобальным оледенением Марино (Marinoan) в нижней части разреза и присутствием отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ «Шурам-Вонока» (EN-3) в перекрывающих отложениях. Значительная мощность разреза и отсутствие крупных стратиграфических перерывов позволили рассматривать объем дальнетайгинской серии в границах всего нижнего венда, длительностью не менее 70 млн лет [7; 3]. Однако фациальный характер осадочной последовательности предполагает значительно более короткий временной интервал ее накопления [6; 4; 5].

Все найденные микроостатки баракунской и уринской свит образуют единую ассоциацию, в которой не наблюдается каких-либо значительных изменений таксономического разнообразия при повсеместном доминировании среднеразмерных акритарх. в пределах палеобассейна наиболее богатые уровни с наилучшей сохранностью форм приурочены к фронтальным фациальным зонам проградации крупных карбонатных тел, у подножья которых суммарная скорость суспензионной и оползневой седиментации была максимальной. Очевидно, что скорость захоронения организмов была решающим тафономическим фактором сохранности ископаемых палинофлор. в целом, баракунская микробиота является обедненным аналогом изученной ранее уринской ассоциации [2; 12; 11; 1] (рис. 1). Показательным является присутствие как в уринской, так и в баракунской ассоциациях эндемичного таксона *Asseserium piramidalis*. Таким образом, почти половина осадочной последовательности постледниковых отложений дальнетайгинской серии представляет единую комплексную зону акантоморфной палинофлоры нижнего венда.

Сравнительный анализ дальнетайгинской ассоциации с наиболее изученными эдиакарскими палинофлорами других континентов показывает высокий уровень диверсификации микроорганизмов, характерный для верхних горизонтов нижнего эдиакария, моложе 580 млн лет [10; 9]. По таксономическому составу дальнетайгинская микробиота соответствует терминальной зоне *Tanarium ruspacanthum-Ceratosphaeridium glaberosum* в современной биостратиграфической схеме нижнего эдиакария Ю. Китая [9], датированной интервалом 580–565 мл лет.

Таким образом, по крайней мере, большая верхняя (1,5–1,8 км) часть мощной толщи постледниковых отложений дальнетайгинской серии имеет существенно более молодой возраст, чем это предполагалось ранее. Учитывая высокие скорости седиментации дальнетайгинского бассейна, такая поправка предполагает наличие ощутимых стратиграфических перерывов в нижней части баракунской свиты, либо пересмотр возраста большепатомского гляциогоризонта.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00155.

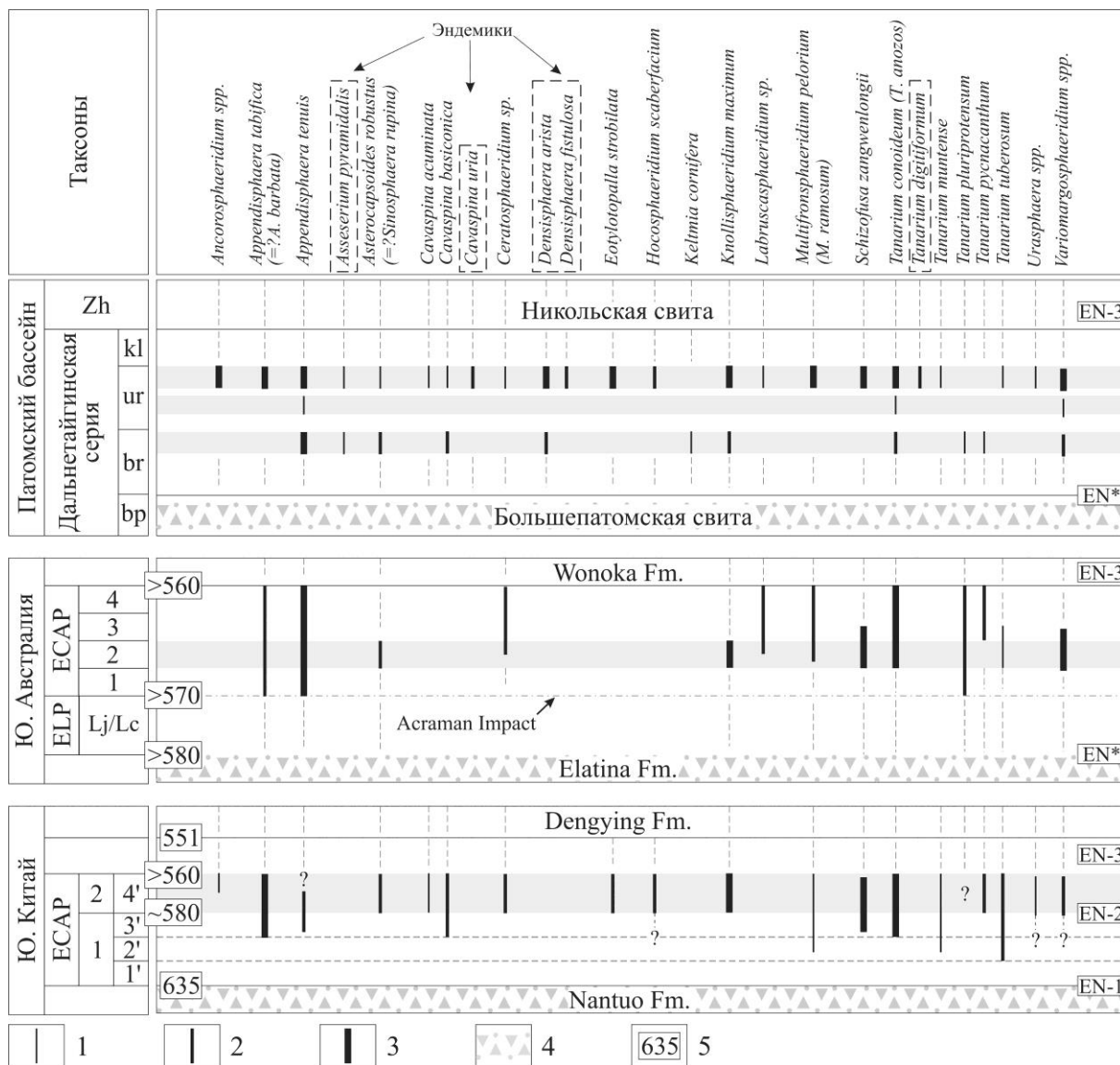


Рис. 1. Таксономическое разнообразие акантоморфных биот дальнетайгинской серии Уринского поднятия в сравнении с Эдиакарским Комплексом Акантоморфной Палинофлоры (ЕСАР) Австралии (по [8]) и Китая (по [9]).

Количество найденных экземпляров:

- 1 — единичные находки,
- 2 — много (десятки-сотни экземпляров),
- 3 — очень много (сотни-тысячи экземпляров).
- 4 — гляциогоризонты (диамиктиты);
- 5 — изотопный возраст.

Lj/Lc — *Leiosphaeridia jacutica* — *Leiosphaeridia crassa* Assemblage Zone.

1'–4' — новые палинозоны

1. *Appendisphaera grandis* — *Weissiella grandistella* — *Tianzhushania spinosa*,
2. *Tanarium tuberosum* — *Schizofusa zangwenlongii*,
3. *Tanarium conoideum* — *Cavaspina basiconica*,
4. *Tanarium ruspacanthum* — *Ceratosphaeridium glaberosum*

Доушаньтуо Ю. Китая.

Zh — жуинская серия. Свиты:

- bp — большепатомская,
br — баракунская,
ur — уринская,
kl — каланчевская.

1. Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н. // Палеонтологический журнал. 2018. № 5. С. 91–100.
2. Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. // Стратигр. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
3. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 6. С. 731–755.
4. Петров П.Ю. // Литология и полезные ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472.
5. Петров П.Ю. // Литология и полезные ископаемые. 2018б. № 6. С. 521–538.
6. Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццлло А.В., Петров О.Л. // Доклады РАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
7. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
8. Grey K. // Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists. 2005. V. 31. 439 p
9. Liu P., Moczyłowska M. // Fossils and Strata. 2019. No. 65. P. 1–172.
10. Liu P., Xiao S., Yin C. Chen S., Zhou C., Li M. // Paleontol. Mem. 2014. V. 72. P. 1–139.
11. Moczyłowska M., Nagovitsin K. // Precam. Res. 2012. V. 198–199. P. 1–24.
12. Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. // J. Paleontol. 2011. V. 85(5). P. 987–1011.

КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА ВЕНДА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И SM-ND ДАННЫЕ

В.Н. Подковыров, В.П. Ковач, Л.Н. Котова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

История и этапы формирования осадочных отложений верхнего протерозоя обширного периплатформенного прогиба южного «входящего угла» Сибирской платформы (Байкало-Патомского прогиб и Уринский антиклинорий), несмотря на более 70-ую историю детального изучения, остаются дискуссионными. Мощная (более 11–13 км) последовательность отложений патомского комплекса (баллаганаская, дальнетайгинская, жуинская и юдомская серии) рассматривается или как последовательность пассивной континентальной окраины [2, 8, 9] на поздней стадии развития осадочного бассейна переходящей в ороген [[6,7] или же отложения задугового бассейна Байкало-Патомской островодужной системы [5]. Возраст всей последовательности отложений принимается преимущественно вендским (эдиакарским), с привязкой ледниковых отложений джемкуканской свиты дальнетайгинской серии к гляциоэпохе Марино (~635 млн. лет) в основании эдиакария [3, 8], но ряд исследователей предполагает и более молодой, верхневендский возрасте части отложений дальнетайгинской серии [4, 7]

Выполнено детальное литогеохимическое и Nd-изотопное изучение пород опорных разрезов верхов баллаганаской (мариинская свита), дальнетайгинской (джемкуканская, баракунская, валюхтинская свиты), жуинской (никольская и ченчинская свиты) и юдомской серий (жуинская и тинновская свиты) в бассейнах рр. Жуя, Малый Патом и Лена на севере Байкало-Патомского нагорья. Полученные литогеохимические данных использованы для определения состава и условий формирования пород, реконструкция режимов выветривания, определения вероятные источники сноса осадков и геодинамических режимы формирования отложений Патомского палеобассейна позднего протерозоя. Для определения составов и условий выветривания осадочных пород использован ряд литохимических модулей и диаграмм (диаграмма A-CN-K, индекс CIA. Анализ палеогеодинамических обстановок формирования отложений базируется на использовании известных петрохимических диаграмм, в том числе диаграммы $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ [10], а для оценки составов пород источников использованы [2] данные о содержании и индикаторных отношениях редких элементов (Th/Sc, La/Sc и др).

Мариинская свита баллаганаской верхнего рифея [8], сложена в разрезах р. Жуя переслаиванием известняков, мергелей, песчаников и, реже, сланцев холодноводного, хорошо аэрируемого морского бассейна (верхний шельф). Известковистые песчаники и алевролиты свиты характеризуются умеренной зрелостью ($\text{CIA}=55\text{--}69$) и низкой щелочностью натрового уклона. Карбонатные породы сложены практически чистыми известняками с низким содержанием MgO, FeO и MnO. Перекрывающие мариинские отложения грубообломочные отложения джемкуканской свиты дальнетайгинской серии представлены кварцевыми (83–97% SiO_2) конгломератами и песчаниками ледникового генезиса с редкими прослоями углеродистых аргиллитов. По вариациям величины CIA от 55 до 75, низкой щелочности натрового уклона, широким вариациям модуля $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (9.5–46) терригенные породы свиты не отличаются существенно от пород мариинской свиты, что свидетельствует о сходстве палеоклиматических обстановок их формирования — преобладании физического выветривания субстратов и холодном нивальном климате осадконакопления и мариинской и джемкуканской свит [1]

Вышележащие баракунская (р. Жуя и Мал. Патом) и валюхтинская свиты дальнетайгинской серии представлены умеренно глубоководными морскими терригенно-карбонатными отложениями, формировавшимися в нивальных, тектонически беспокойных обстановках седиментации обстановках с выраженным застойным, восстановительным характером придонных вод (обилие пирита, органического углерода [2]. в составе отложений валюхтинской свиты преобладают метаморфизованные песчаники и алевроаргиллиты, отличающиеся от подстилающих отложений баракунской свиты повышенной титанистостью и магнезиальностью (до 7% MgO) и более зрелым (CIA= 73–82 в аргиллитах) составом аргиллитов натрий-калиевого уклона щелочности.

Отложения никольской и ченчинской свит жуинской серии верхнего венда в разрезах севера Байкало- Патомского прогиба (р. Мал. Патом) отделены от дальнетайгинской серии стратиграфическим несогласием и перерывом в осадконакоплении, длительность которого остается неопределенной [4, 7, 8] Никольская свита (< 580 млн. лет?, [8]) сложена переслаиванием мелководно-морских известковистых алевролитов, мергелей и известняков, доминирующих в верхней части разреза. Ченчинская свита сложена мелководно-морскими карбонатными породами с тонкими прослоями алевроаргиллитов, реже песчаников [2]. Песчаники никольской свиты олигомиктовые до кварцевых, часто железистые, калий-натровые. Карбонатистые алевропесчаники никольской свиты характеризуются низкой до умеренной зрелостью (CIA=55–72), повышенной магнезиальностью и варьирующим отношением щелочей.

Вариации литохимических параметров пород баракунской и валюхтинской свит дальнетайгинской серии, как и терригенных отложений жуинской серии свидетельствуют о поступлении в бассейн седиментации венда материала кор выветривания умеренного нивального и гумидного климата. Исходя из содержаний и отношений ряда редких элементов (Th, La, Sc и др.) основными источниками сноса алюмосиликатного материала как терригенных отложений, так и кластогенной примеси в карбонатных породах мариинской, баракунской свитах и валюхтинской свит, вероятно являлись породы кристаллического фундамента Сибирской платформы [2].

Верхи разреза патомского комплекса представлена отложениями жербинской и тинновской свит, перекрытых согласно сверху нохтуйской свитой нижнего кембрия. Отложения жербинской и тинновской свит формировались в мелководно-морском бассейне (лагунные и супралиторальные фации) Аргиллиты жербинской свиты представлены умеренно зрелыми (CIA = 74–80), магнезиально-железистыми составами калиевого уклона щелочности в ассоциации с кварцевыми и, вверху разреза, полимиктовыми K-Na песчаниками, а также доломитами. Тинновская свита сложена преимущественно кремнистыми известняками и доломитами. Состав алюмосиликатной примеси в карбонатных породах преимущественно соответствует умеренно зрелым (CIA = 75–85) калиевым пелитам в целом, отложения юдомской серии формировались в обстановках умеренного семигумидного (жербинская свита) и семиаридного климата (тинновская свита). Вариации литохимических параметров терригенных пород юдомской серии верхнего венда указывают на усиление выветривания пород областей сноса на терминальной (<560? млн. лет [7]) стадии формирования отложений вендского бассейна территории.

Проведенное в ИГГД РАН по отработанным стандартным методикам изучение Sm-Nd систем алевроаргиллитов патомского комплекса северной части Байкало-Патомского прогиба согласуется с высказанное предположение. Судя по наблюдаемым вариациям $e_{Nd}(T)$, для метапелитов мариинской-валюхтинской свит характерны значения в интервале от — 24 до —19,8 с преобладанием позднеархейских возрастов протолитов осадков ($t_{Nd}(DM)=3.0–2.5$ млрд лет), а резкий сдвиг до величин

–11 и менее наблюдается лишь для осадков никольской свиты жуинской серии. Это в целом согласуется с Sm-Nd данными полученным А.В.Чугаевым и др. [6, 7] для этой же последовательности метаосадков Байкало-Патомского пояса на разрезах территория к западу и юго-западу от изученных нами. Для изученных нами разрезов дальнетайгинской серии не зафиксирован сдвиг значений $e_{Nd}(T)$ до величин менее –5 уже в валюхтинской свите дальнетайгинской серии, рассматриваемый как смена условий пассивной континентальной окраины на бассейн типа «форленд» [7, 9].

Судя по геохимическим характеристикам и вариациям $e_{Nd}(T)$ терригенных пород, для отложений жуинской и юдомской серий следует предполагать заметное изменение состава источников осадков — кроме сноса унаследованного материала платформенных комплексов дорифейского возраста и рециклированных осадков рифея?

на примыкавшей с севера территории Сибирской платформы, вполне вероятно заметный вклад принадлежал и относительно слабо выветрелому материалу магматических комплексов ювенильной неопротерозойской коры Байкало-Муйского орогенного пояса, с возрастом около 600 млн. лет [6, 7, 9]. Однако в целом, вся последовательность отложений патомского комплекса венда территории формировалась в режиме пассивной окраины континента с эпизодом активизации на ранней стадии (рифтогенез) и влияния ювенильных субстратов прилегающего орогена в поздневендское время.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 17-05-00483.

1. Петров П.Ю. Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 459–472.
2. Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В. // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.
3. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
4. Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. // ДАН России. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594
5. Станевич А.М., Мазукабзов А.М. и др // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
6. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.
7. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213–244.
8. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. N 4. С. 26–51.
9. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.
10. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone — mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КРИВОРОЖСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В.В. Покалюк

*Институт геохимии окружающей среды НАН Украины, г. Киев
E-mail: pvskan@ukr.net*

Разрез Криворожской структурно-формационной зоны (КСФЗ) является важнейшим стратотипом раннего докембрия Украинского щита (УЩ). Он охватывает временной интервал мезоархей-палеопротерозой и по своему формационному наполнению, возрасту и структурному положению принадлежит к супракрустальным образованиям так называемого зеленокаменного этапа УЩ, для которого характерно развитие в архее небольших рифтогенных прогибов, выполненных преимущественно вулканитами, и последующее унаследованное формирование в палеопротерозое на их месте существенно осадочных широких субплатформенных бассейнов. Общая мощность стратифицированных образований Криворожской синклинойной структуры достигает 7 км. Ни одна другая структура УЩ не может «похвастаться» такой полнотой стратиграфического разреза и хорошей сохранностью исходных реликтовых признаков пород при их относительно слабом метаморфизме. Все это выдвигает Криворожскую структуру на первый план при межрегиональных стратиграфических корреляциях в пределах не только Среднего Приднепровья, но и всего УЩ.

Анализ строения, состава и взаимоотношения метаосадочных и метавулканогенных формаций КСФЗ позволил [1] выделить три типа формационных рядов, последовательно сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу и отвечающих разным типам тектонического режима и литогенеза (см. таблицу): 1 — эпиплатформенного континентального рифтогенеза с накоплением преимущественно вулканогенных формаций; 2 — стабильной платформы с накоплением трансгрессивного равнинообразующего ряда осадочных формаций; 3 — активной платформы (эпиплатформенного орогена) с накоплением незрелых грубообломочных полимиктовых субграувакковых бассейновых флишоидных толщ. Соответственно, вся история накопления вулканогенных и осадочных формаций КСФЗ соответствует рифтогенно-протоплатформенной концепции развития в раннем докембрии и разделяется на три главных этапа: I — внутриконтинентального рифтинга, II — протоплатформенного, III — эпиплатформенной активизации.

Важно отметить, что указанные типы формационных рядов (и соответствующие им этапы и комплексы) характеризуются вполне определенными индивидуальными (индикаторными) особенностями, отличающими их друг от друга, и позволяющими безошибочно диагностировать их при проведении геолого-съёмочных работ и межрегиональных стратиграфических корреляциях в пределах не только Среднего Приднепровья, но и Приингулья, Побужья, Приазовья. По своему стратиграфическому рангу эти типы формационных рядов соответствуют наиболее крупным элементам — стратиграфическим комплексам, каждый из которых может включать одну или несколько стратифицированных серий. Указанные типы (комплексы) в хронологической последовательности образуют один неповторяющийся цикл, отражающий общую необратимость эволюционного развития мезоархей-палеопротерозойского отрезка геологической истории УЩ.

Вся последовательность формаций КСФЗ разделяется на два резко различных структурных этажа — существенно вулканогенный архейский и существенно

осадочный палеопротерозойский, разделенных крупным перерывом, тектонической и структурной перестройкой. Важно отметить, что стратифицированные образования этих этажей локализованы, как правило, в пределах общих синформных структур, надстраивая друг друга в вертикальном разрезе. При этом стратиграфический контакт между этажами в конкретных структурах часто затушеван складчатостью и динамометаморфическими преобразованиями.



Таблица 1. Три типа формационных рядов Криворожской СФЗ

Все три типа формационных рядов связаны с развитием кратонизированной территории с чередованием этапов стабилизации (платформенный режим) и активизации (рифтогенный, орогенный режимы). Указанные типы и последовательность формационных рядов являются основой для тектонической периодизации вулканогенного и осадочного литогенеза, для межрегиональных стратиграфических корреляций в раннем докембрии УЩ.

1. Покалюк В.В. Литогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2017. 461 p.

ПОСОЛЬНЕНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ, ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ: ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Н.В. Попов¹, И.И. Лиханов², К.А. Савко³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

E-mail: popovnv@ipgg.sbras.ru

Краевые части древних кратонов являются важными геологическими объектами, т.к. слагающие их комплексы горных пород содержат информацию о геодинамической истории региона, что важно для палеодинамических реконструкций. Южно-Енисейский кряж (Ангаро-Канский блок) представляет собой юго-западный выступ фундамента Сибирской платформы. Он расположен в центральной части Ангарского складчатого пояса протерозойского возраста [6] и включает в себя большинство образований пояса. Ранее там были выделены два метаморфических комплекса: канский (гранулитовый) и енисейский (амфиболитовый) [5]. в современном понимании гранулитовые толщи кряжа (канская серия) состоят из двух комплексов: *кузеевского* (гранулит-метабазит-гнейсовый) и *атамановского* (гранулит-гнейсовый), породы амфиболитовой фации метаморфизма объединены в *енисейский* (амфиболит-гнейсовый) комплекс [10].

Гранитоиды Южно-Енисейского кряжа являются наиболее информативными, т.к. они фиксируют условия выплавления и время кристаллизации; их разнообразные геохимические характеристики позволяют реконструировать различные геодинамические обстановки формирования. По последним данным гранитоиды палеопротерозойского возраста образуют несколько комплексов. Самый крупный *Таракский* массив, слагающий восточную часть Южно-Енисейского кряжа на всём его протяжении [8, 9], состоит из двух комплексов — собственно таракского порфиридовидных гранитоидов S-A-типа (коллизионных) и субщелочных гранитов A-типа (анорогенных) с предлагаемым названием телькунского комплекса. Время образования гранитоидов этих комплексов различается почти на сто млн лет — 1.84 и 1.76 млрд лет соответственно. *Чарнокитовый* комплекс представлен мелкими дайкообразными телами и небольшими массивами ортоклазовых, (гиперстеновых ± гранат) гранитов, тесно ассоциирующих с гранулитами кузеевской толщи. Для южной части кряжа — это «*богуниты*» [5], соответствующие по составу ряду от кварцевых норитов до гранодиоритов и редких лейкократовых гиперстеновых гранитов с возрастом 1.84 млрд лет [2]. в средней части кряжа — это «*кузеевиты*» [5] — порфиридовидные (реже аплитовидные) гиперстеновые лейкограниты с возрастом около 1.73 млрд лет [1]. Комплекс гнейсогранитов слагает два крупных массива (купола) — Посольненский и Пискуновский [5]. Характерной чертой этих гранитоидов является широкое развитие пегматитов с крупными порфиробластами микроклина. в нашем понимании это типичные *реоморфические* граниты. Подразумевается, что главными причинами разрастания магматического очага являются снижение давления при его поднятии и разогревание за счёт трения вязкого течения, что соответствует декомпрессионно-диссипативной модели магмообразования [12].

Посольненский массив расположен в северной части Южно-Енисейского кряжа, среди метаморфических толщ енисейского комплекса. Площадь выхода массива на дневную поверхность составляет около 120 кв. км. Вмещающие породы представлены двуслюдяными гнейсами с прослоями амфиболитов исаковской толщи.

Ранее для жильных тел гранитов и сиенитов среди посольненских гнейсогранитов был определён кембрийский возраст [3], который распространялся авторами на весь массив. Вместе с тем по оценке В.М. Даценко 4 именно аляскиты и сиениты слагают менее 5% площади массива, преобладают же биотитовые и биотит-амфиболовые порфиробластические гнейсограниты около 55%, и по 20% — субщелочные магнетитовые гнейсограниты и мигматизированные гнейсы с амфиболитами.

Для определения возраста посольненских гнейсогранитов было проведено изотопное исследование цирконов на установке SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Анализировались крупные (до 0.5 мм) прозрачные, бесцветные призматические кристаллы. На U-Pb диаграмме изотопных отношений (рис. 1), результаты анализов всех зон кристаллов цирконов, попадают практически на конкордию со средней оценкой возраста 1789.8 ± 8.9 млн лет. Эти данные соответствуют возрасту магматической кристаллизации.

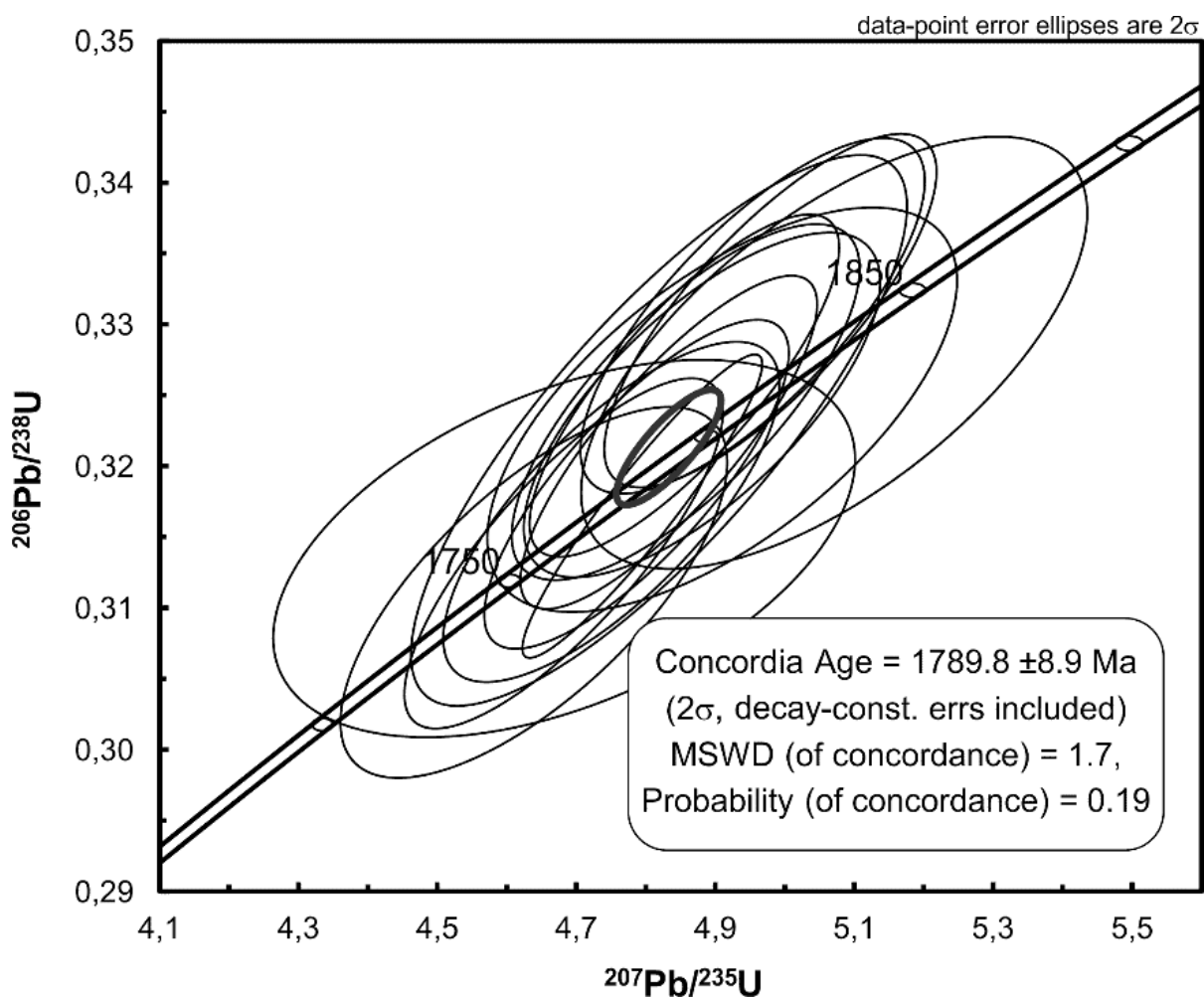


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранитов Посольненского массива.

В целом образование крупных масс гранитоидов коррелируется с тектоническими событиями палеопротерозойского возраста Южно-Енисейского (Ангаро-Канского) блока: коллизионные процессы фиксируются гранитоидами таракского комплекса; воздымание блока сопровождалось реоморфическими гранитоидами (мигматиты, гнейсограниты и гранитогнейсы) посольненского комплекса; кратонизации региона сопутствовали анорогенные гранитоиды телькунского комплекса. Метаморфические преобразования сопровождаются чарнокитоидами кузеевитов и богунитов.

1. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. // Геол. и геофиз. 2001. Т. 42. № 5. С. 864–867.
2. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. и др. // Стратиграфия. Геол. Корр. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
3. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М. и др. // ДАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 374–379.
4. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984. 120 с.
5. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края (Избр. труды, Т. 1). Новосибирск, Наука, 1988. 217с.
6. Ножкин А.Д. // Геол. и геофиз. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.
7. Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., и др. // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. С. 879–889.
8. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. // ДАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 386–391.
9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., и др. // Геол. и геофиз. 2016. Т. 57. С. 312–332.
10. Попов Н.В. // Геол. и геофиз. 2001. Т. 42. № 7. С. 1028–1041.
11. Туркина О.М., Сухоруков В.П. // Геол. и геофиз. 2015. Т. 56. № 11. С. 1961–1986.
12. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М., Наука, 1985. 232 с.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В СВЯЗИ С ПОЛОЖЕНИЕМ БАЛТИКИ
В СТРУКТУРАХ КОЛУМБИИ И РОДИНИИ

А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В протерозойской истории Тимано-Североуральской окраины Восточно-Европейской платформы выделяется два основных этапа эндогенной активности с возрастными метаморфизма и магматизма в интервалах 2.1–1.7 и 0.85–0.54 млн л.н. Первый из них объединяет время проявления эндогенных событий, связанных со становлением кратона Балтика [14], второй отвечает временному интервалу формирования тиманид [6].

На рубеже 2.1–2.0 млн л.н. палеопротерозойские образования, обнажающиеся в настоящее время на дневной поверхности в ядрах крупных антиклинорных структур Приполярного и Полярного Урала, претерпели гранулитовый и эклогитовый (?) метаморфизм [9, 11]. Эти процессы коррелируются с коллизией двух крупных континентальных блоков: Волго-Уралии и Сарматии с образованием протоконтинента Волго-Сарматия. Возрастной рубеж 1.8–1.7 млн л.н. характеризуется массовым проявлением в метаморфических комплексах северной части Урала процессов гранитизации, развитием гранито-гнейсовых куполов и диафторезом ранее метаморфизованных пород в условиях амфиболитовой фации. Эти события коррелируются с объединением двух составных частей Балтики: Волго-Сарматии и Фенноскандии и с заключительной сборкой суперконтинента Колумбия.

В возрастной интервал 0.85–0.54 млн л.н. вписываются многочисленные изотопные датировки цирконов из гранитоидов и в меньшей степени других магматических пород Тимано-Североуральского региона. с этим же периодом связано проявление зонального регионального метаморфизма умеренных давлений, достигающего условий эпидот-амфиболитовой фации на Приполярном Урале и амфиболитовой фации на Полярном Урале. Как уже было отмечено выше, средне-позднепротерозойские датировки магматических и метаморфических пород тестируют этапы эволюции тиманид, включая формирование Тиманского орогена в конце эдиакария.

Признаки эндогенной активности в пределах рассматриваемого региона в промежутке между этими двумя основными этапами, охватывающем весь мезопротерозой, проявлены незначительно.

Нашими работами было показано, что выделявшиеся здесь ранее нижнемезопротерозойские (калимийские) стратоны (маньхобеинская и шокуринская свиты на Приполярном Урале и микулкинская серия на полуострове Канин) относятся к образованиям палеопротерозойского фундамента [8, 10 и др.], т.е. отложения раннемезопротерозойского возрастного уровня в пределах Тимано-Североуральского региона отсутствуют. в последнее десятилетие получены результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из предположительно средне-верхнемезопротерозойских метаосадочных толщ Тимана [1–4, 12] и севера Урала [9, 13 и др.]. в Тиманских объектах возраст наиболее молодых цирконов, определяющих нижний возрастной предел процессов формирования осадков, оказался близким к границе мезо- и неопротерозоя, на Приполярном и Полярном Урале — неопротерозойским. Эти данные дают основание считать, что заложение позднедокембрийской (тиманской)

пассивной окраины на северо-востоке Восточно-Европейской платформы произошло не раньше рубежа мезо- и неопротерозоя.

Из вышеизложенного следует, что позднедокембрийская история Тимано-Североуральской окраины Восточно-Европейской платформы сильно отличается от истории формирования в этот период ее восточной (Южноуральской) окраины, где известен полный разрез мезо- и неопротерозоя и отчетливо проявился плюмовый магматизм, связанный с активным рифтогенезом в раннем мезопротерозое (навышский уровень) и на рубеже раннего и среднего мезопротерозоя (машакский уровень) [7].

Отсутствие мезопротерозойских отложений в верхнепротерозойском разрезе Тимано-Североуральского региона и слабо выраженное проявление магматизма и метаморфизма в мезопротерозойское время может быть объяснено высоким стоянием территории северо-востока Балтики в этот период и нахождением ее во внутренней части фрагмента Колумбии, избежавшей деструкции вплоть до вхождения Балтики в Родинию.

Приведенные выше новые данные по датированию докембрийских образований Тимано-Североуральского региона дают дополнительное основание для разработки концепций о существовании некоего транспротерозойского суперконтинента (фрагмента Колумбии), трансформировавшегося в Родинию [15], который мог включать Балтику и Сибирю или о наличии в Волго-Уральском сегменте Колумбии в его северо-серовосточной части (в современных координатах) корового блока, обозначенного как Пери-Волго-Уралия [5].

1. Андреев В. Л., Соболева А. А., Герелс Дж. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 32–45.
2. Андреев В. Л., Соболева А. А., Хубанов В. Б., Соболев И. Д. Бюл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 2. С. 14–26.
3. Брусницына Е. Б., Ершова В. Б., Худoley А. К., Андерсен Т. Матер. XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 16–18.
4. Кузнецов Н. Б., Натанов Л. М., Белоусова Е. А. и др. Докл. АН, 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.
5. Кузнецов Н. Б., Белоусова Е. Н., Романюк Т. В. и др. Докл. АН, 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
6. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогени). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. Пучков В.Н. Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
8. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Литосфера, 2014. № 3 С. 41–50.
9. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Труды Карельского научного центра РАН, № 2. Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, 2019. С. 34–52.
10. Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Пыстина Ю. И. и др. Матер. XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 83–85.
11. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М., Хубанов В. Б. Докл. АН, 2019; Т. 486. № 5. 572–576.
12. Удоратина О. В., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.
13. Уляшева Н. С., Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. и др. Докл. АН, 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492.
14. Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D. M. et al. Lithos. 2013. V. 174, pp. 196–216.
15. Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Wingate M. T. D. et al. American Journal of Science. 2010. V. 310. № 9, P. 812–825.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ
И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЙ ПОЯС)
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ КАССИТЕРИТОВ

Н.Г. Ризванова¹, А.М. Ларин¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: rizng@mail.ru

Разработка методики полного разложения касситеритов для U-Pb датирования [7] позволила приступить к прямому датированию рудных объектов. в качестве одного из таковых были выбраны Sn месторождения Туюканского рудного района, расположенные в Байкало-Патомском складчато-надвиговом поясе рифейского возраста. Sn месторождения и рудопроявления преимущественно кварцево-жильного типа локализованы в пределах Тонодского поднятия раннедокембрийского основания. Они располагаются преимущественно в краевых частях батолитов гранитов S-типа чуйско-кодарского комплекса (1846±8 млн лет, [4]).

Относительно возраста и генезиса этих месторождений существуют две резко различных точки зрения. Большинство геологов, изучавших эти оловорудные месторождения, связывают их образование с позднерифейскими гранит-порфирами язовского комплекса [1]. Подобная связь обосновывается пространственной приуроченностью оловорудных месторождений к зонам развития гранит-порфиров язовского комплекса и минералого-геохимическими особенностями этих гранитов. Они принадлежат к внутриплитным гранитам А-типа, для которых характерны высокие содержания Sn (до 30 мкг/г) и присутствие акцессорного касситерита. Возраст этих гранитов, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 709±7 млн лет [5].

Существует и иная точка зрения, в которой обосновывается более древний палеопротерозойский возраст Sn руд и связь их с гранитами чуйско-кодарского комплекса [3]. Основанием для подобного утверждения являются: (1) пространственная ассоциация руд и гранитов этого комплекса; (2) обогащенность гранитов чуйско-кодарского комплекса, также как и гранит-порфиров язовского комплекса, некогерентными элементами и Sn, содержание которого достигает в них 25 мкг/г; (3) отсутствие любых проявлений Sn-минерализации в рифейских породах региона, при том, что «оловоносные» гранит-порфиры язовского комплекса прорывают рифейские метаосадочные породы; (4) изотопные составы Pb галенитов ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.835\text{--}15.920$, $\text{Pb}^{207}/^{204}\text{Pb} = 15.411\text{--}15.438$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.319\text{--}35.461$) из оловянных руд указывают на палеопротерозойский (~1.8 млрд лет), а не позднерифейский возраст рудообразования.

Для того чтобы проверить справедливость той или иной гипотезы были проведены геохронологические исследования касситерита из рудопроявлений Сентябрьское (Л-306 и Л-316) и Серебристое (Л-528 и Л-491) Туюканского рудного района.

Пробы после предварительного многократного отмывания в ультразвуковой установке растирали до состояния пудры и с целью изучения устойчивости U-Pb системы касситерита подвергали поэтапному жесткому выщелачиванию в:

- 1) смеси 2N HCL+2N HNO₃ при температуре 80°C в течение 2 часов;
- 2) смеси 6N HCL+6N HNO₃ при температуре 80°C в течение 2 часов;
- 3а) HBr концентрированной при температуре 80°C в течение 2 часов;
- 3б) царской водке при температуре 80°C в течение 2 часов.

После кислотной обработки пробы дважды отмывали 0.01N HCl. После каждого этапа отмывания часть пробы касситерита бралась на изотопное исследование. Разложение касситеритов, выделение Pb и U, изотопные измерения проводили по описанной ранее методике [7].

Точки изотопного состава изученных касситеритов образуют дискордию в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, где степень дискордантности составляет ~ 10–15%. Достаточно жесткое предварительное отмывание касситеритов в различных кислотах практически не привело к значимому перемещению точек по дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст кристаллизации в 1843 ± 7.5 млн лет. Этот возраст согласуется с возрастом вмещающих гранитов чуйско-кодарского комплекса (1846 ± 8 млн лет). Нижнее пересечение соответствует возрасту 546 ± 57 млн лет (СКВО=0.4). Можно предположить, что событием, приведшим к нарушению U-Pb системы, явился широко проявленный в этом регионе метаморфизм, происходивший по разным оценкам на рубеже 600–550 млн лет [6]. Близкий возраст (~520 млн лет) для пика регионального метаморфизма региона приводится в работе [8].

Помимо остатков после выщелачивания касситеритов, были проанализированы выщелоки. Построение дискордии по точкам остаток — выщелок указывает на то, что оловянные руды региона помимо раннекембрийского метаморфизма претерпели второе воздействие гидротермального (?) характера, возможно с привнесом обыкновенного свинца, который и был удален в результате выщелачивания. Возраст этого события оценивается в 384 ± 7.7 млн лет. Этот возраст согласуется с возрастом нижнего пересечения для цирконов из гранитов чуйско-кодарского комплекса 387 ± 27 млн лет [4]. в это же время имела место регенерация U руд в месторождениях Нечерского поднятия (377 ± 5 млн лет, [2]).

Полученные результаты полностью подтверждают представления об одновозрастности Sn месторождений Туюканского рудного района с гранитами чуйско-кодарского комплекса и о вероятной их генетической связи, а также о нарушении U-Pb изотопной систематики касситерита в результате действия наложенных процессов в раннем кембрии и позднем девоне.

Близкая картина наблюдается и на крупнейшем золоторудном месторождении Сухой Лог, также расположенном в Байкало-Патомском поясе, где четко фиксируется три этапа преобразования первичных руд: ~520, ~370 и ~290 млн лет [8]. Первый, по мнению авторов, связан с процессами регионального метаморфизма, а два последних — с гидротермальной деятельностью, обусловленной гранитоидным магматизмом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 19-05-00223 и тем НИР 0153-2019-0002 и 0153-2019-0001.

1. Геология оловорудных месторождений СССР (гл. ред. С.Ф. Лугов). М.: Недра, 1986. Т. 2, Ч. 2. 200 с.
2. Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, №6. С. 548–557.
3. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. 2011. СПб.: Наука. 402 с.
4. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т.14, №5. С. 3–15.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. в печати.
6. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 182–186.
7. Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б. // ДАН. в печати.
8. Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72, P. 2377–2391

ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА ЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ГОРНОГО КРЫМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

*Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов^{2,3}, С.В. Рудько², А.С. Дубенский^{2,4},
В.С. Шешуков², Д.В. Московский^{2,4}*

¹ *Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия
E-mail: t.romanyuk@mail.ru*

² *Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия*

³ *Российский Университет (НИУ) Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*

⁴ *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Для определения источников сноса обломочных толщ важную информацию дает U-Pb датирование детритовых цирконов (dZr) из этих толщ. Мы изучаем dZr из юрских конгломератов, участвующих в строении мезозойских толщ Горного Крыма (ГК). В предыдущие годы нами были получены данные по двум пробам из юрских песчаников ГК K15-007 (г. Демерджи) и K15-003 (г. Спилия, около Балаклавской бухты) [2,3,4]. в настоящей работе мы представляем новые данные по пробе K15-006, отобранной из юрских конгломератов в Байдарской долине. Из этой пробы по методике [6] в ГИН РАН датировано 100 dZr. Всего 45 анализов оказались кондиционными (т.е. аналитическая ошибка измерений и коррекция на общий свинец <20 млн лет, $5% < D \leq 10%$), по ним построена кривая плотности вероятности (КПВ) (рис. 1).

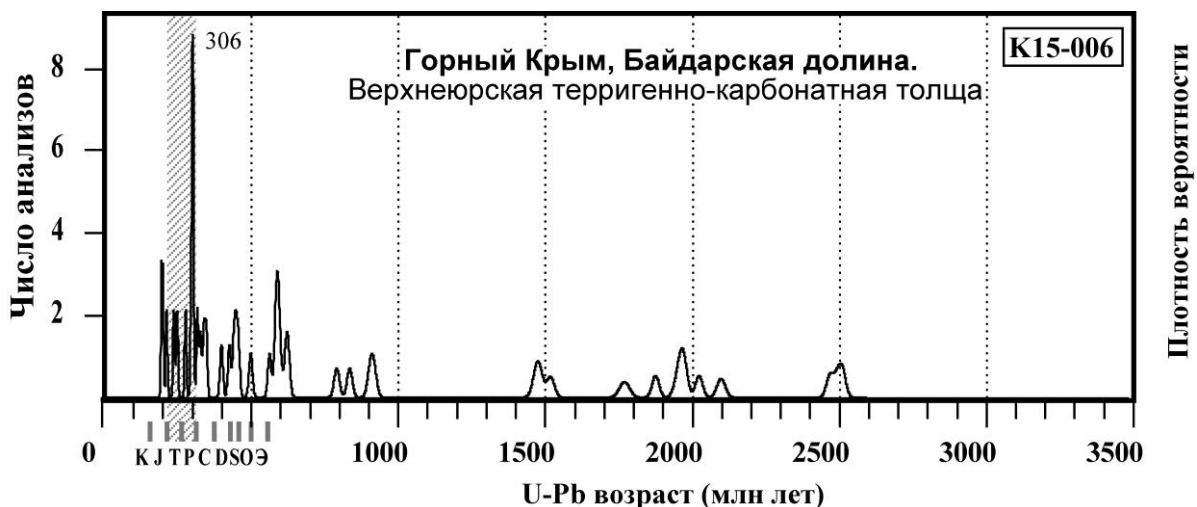


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из пробы K15-006, отобранной из юрских конгломератов в Байдарской долине ГК.

Мощные грубообломочные толщи киммерийского комплекса ГК описаны на различных стратиграфических уровнях от тоара до валанжина. Толща битакских конгломератов (тоар) является самой древней из них, верхняя толща конгломератов г. Ю. Демерджи является самой молодой. Предыдущими работами по U-Pb датированию dZr были охарактеризованы битакские конгломераты [1], а также опубликованы суммарные данные для набора проб песчаников Южного берега Крыма, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена [5]. Сопоставление всех данных (рис. 2) показывает, что осредненные возрастные характеристики основных популяций dZr в этих наборах совпадают. Палеозойские части спектров распределения возрастов dZr различаются только относительной интенсивностью и небольшими несовпадениями пиков КПВ.

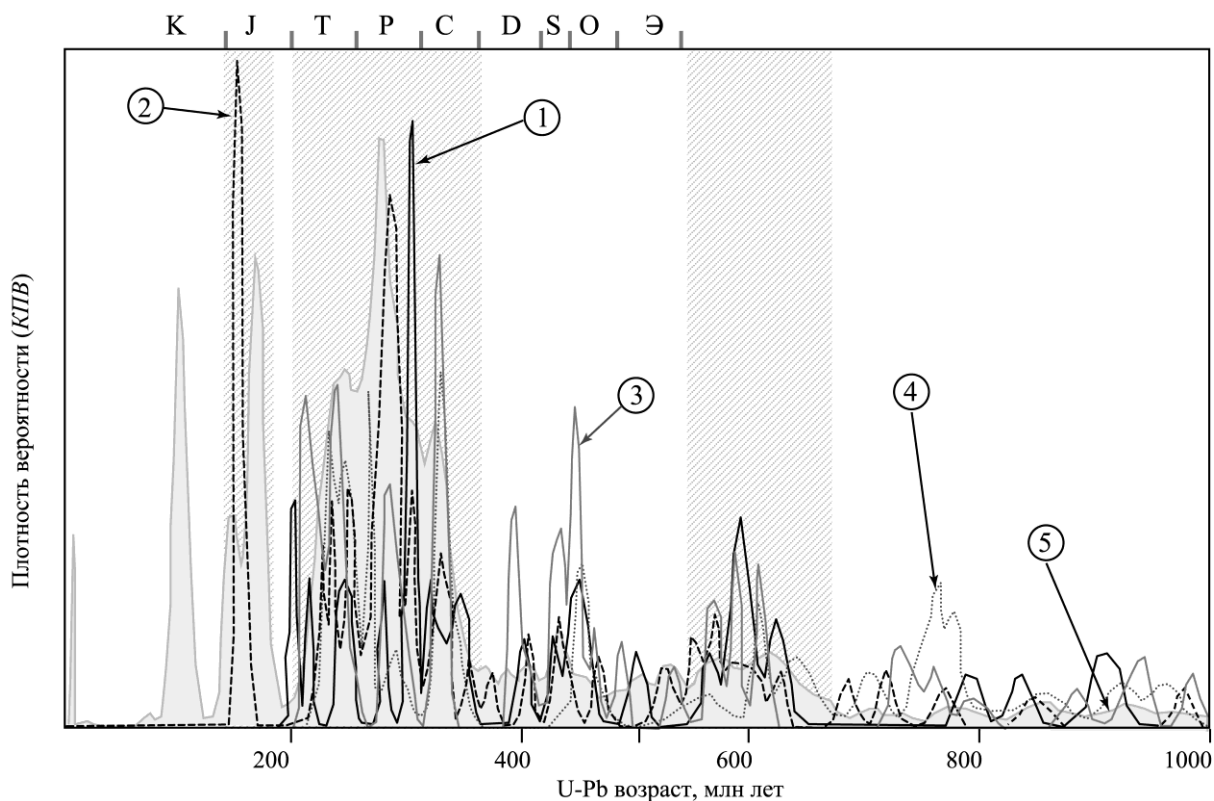


Рис. 2. Сопоставление кривых плотности вероятности (КПВ) возрастов детритовых цирконов из мезозойско-кайнозойских осадочных пород Горного Крыма в интервале возрастов < 1 млрд лет. Показано (цифры в кружках):

- 1 — верхнеюрские конгломераты Байдарской долины (проба K15-006, $n=45$),
- 2 — верхнеюрские конгломераты г.Южная Демерджи (проба K15-007, $n=87$),
- 3 — верхнеюрские конгломераты г.Спилия, около Балаклавской бухты (проба K15-003, $n=67$),
- 4 — среднеюрские битакские конгломераты (исходные данные по [1], анализы с $D>11\%$ не учитывались, $n=34$);
- 5 — суммарные данные по 9 пробам среднеюрских-неогеновых песчаников Горного Крыма (по [5], $n=602$).

n — число анализов, использованных для построения КПВ. Поля с серой кривой штриховкой маркируют средне-позднеюрский, триас-каменноугольный и поздннеопротерозойский этапы магматической активности.

Таким образом, главные фазы магматизма в фанерозое в пределах Причерноморья имели место в средне-позднеюрское и триас-каменноугольное время, в раннеюрское время фиксируется амагматическая пауза. Цирконы венд-кембрийского возраста, обнаруженные во всех пробах, соответствуют кадомской фазе магматизма. Наличие проявлений магматизма этого возраста — ключевой критерий для идентификации террейнов, отделившихся от северного перикратонного обрамления Гондваны и участвующих в структуре Западно-Европейской плиты, восточного обрамления Северо-Американской и южного обрамления Восточно-Европейской платформ. в связи с этим мы полагаем, что первичным источником докембрийских dZr из юрских грубообломочных толщ ГК были фрагменты коры Пери-Гондванского происхождения.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме гос.заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, а также частично поддержаны проектом РФФИ 19-05-00284.

1. Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В. // Вестник МГУ. Сер. геол. 2016. №6. С. 20–27.
 2. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. // Геотектоника. 2019. №5. С. 34–55.
 3. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. // ДАН. 2018. Т. 483. №3. С. 306–309.
 4. Рудько С.В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. О триасовом магматизме на южной окраине Лавразии: результаты сравнения данных по детритным цирконам из пород Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Том 2. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018б. С.163–166.
 5. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. (eds.). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. 428 p.
 6. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018, p. 63.
-

ВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ:
РЕЗУЛЬТАТЫ Pb-Pb ИЗОХРОННОГО ДАТИРОВАНИЯ
БАРАКУНСКОЙ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ УРИНСКОГО
ПОДНЯТИЯ НА ЮГЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

С.В. Рудько^{1,2}, А.Б. Кузнецов¹, Д.Р. Ситкина¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
Санкт-Петербург, Россия

E-mail: svroudko@gmail.com

² Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

Охарактеризованный находками микро и макрофоссилий, а также данными о вариациях изотопного состава С и Sr, терригенно-карбонатный разрез Уринского поднятия в составе дальнетайгинской, жуинской и трехверстной серий был выбран в качестве опорного разреза венда на юге Сибири [2]. До сих пор лишь для верхней части этого разреза (жуинская и трехверстная серии) вендский возраст был обоснован геохронологическими методами [1].

Нами получен Pb-Pb изохронный возраст для двух стратиграфических уровней в нижней части баракунской свиты дальнетайгинской серии. Для геохронологических исследований были выбраны известняки, которые в наименьшей степени подвержены постседиментационным преобразованиям. Выбранные породы отличаются низким содержанием спаритового кальцита, высокие концентрации Sr (>600 мкг/г) и низкие концентрации примесных элементов Fe (<700) и Mn (<70 мкг/г). В нижнем горизонте свиты для Pb-Pb геохронологического изучения оказалось пригодно семь образцов, а в средней части свиты — восемь.

Возраст известняков первого (нижнего) стратиграфического уровня составил 613 ± 56 млн лет (MSWD = 16) (рис. 1). Возраст второго стратиграфического уровня по 8 измеренным образцам составил 581 ± 16 млн лет (MSWD = 1.7) (рис. 2). Оба возраста имеют сравнительно низкие аналитические погрешности, взаимно согласуются со стратиграфической позицией, что говорит о закрытии U-Pb системы в известковых осадках на стадии раннего диагенеза. Полученные данные служат первым геохронологическим подтверждением вендского возраста отложений дальнетайгинской серии. В то же время, возраст 581 ± 16 млн лет может указывать на накопление карбонатных отложений дальнетайгинской серии сразу вслед за ледниковым событием «Гаскье» (582.4 млн лет).

Более молодой, по сравнению с традиционными представлениями [2], поздневендский возраст дальнетайгинской серии остается дискуссионным в силу погрешности полученных возрастов. Отметим, что переоценка традиционных представлений о возрасте дальнетайгинской серии может привести в согласованный вид новые биостратиграфические данные по эдиакарским мирозоомам. Согласно этим данным богатые комплексы акантоморфных акритарх, известные в разрезе дальнетайгинской серии и в других разрезах мира, характеризуют слои, залегающие выше гляциогоризонта «Гаскье». С другой стороны, венчающие доломиты, известные в кровле большепатомской свиты дальнетайгинской серии в таком случае утрачивают статус маркера подошвы эдиакария. Предполагаемое омоложение дальнетайгинской серии до позднего венда ведет к переоценке длительности перерывов в разрезе Уринского поднятия, длительности и режима формирования углеводородной системы Предпатомского прогиба.

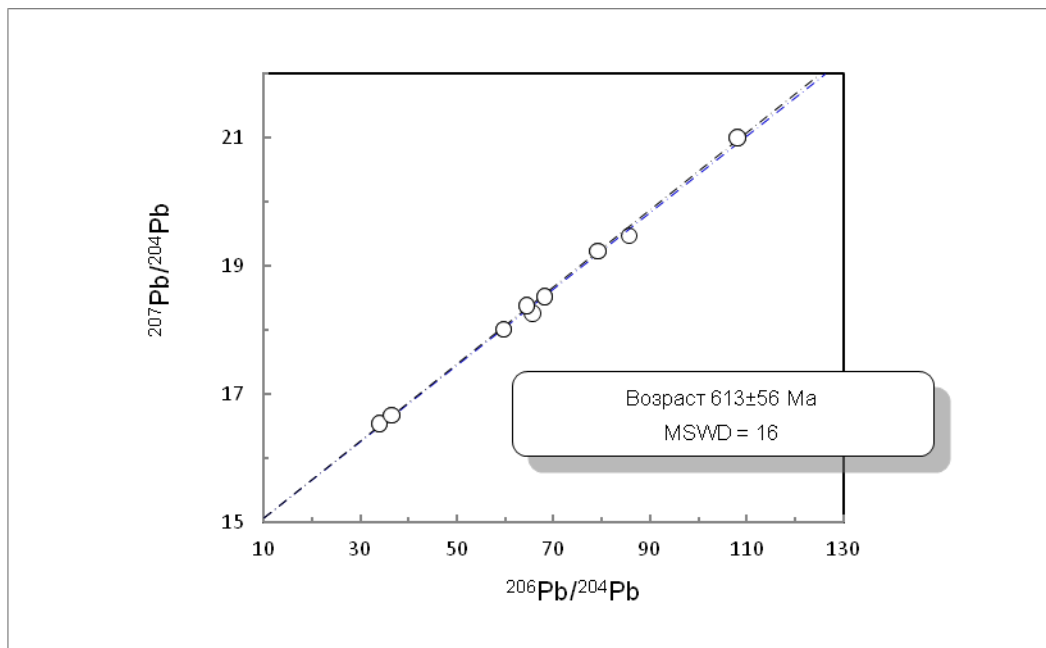


Рис. 1. График отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и вычисленный возраст для известняков первого стратиграфического уровня нижней части баракунской свиты.

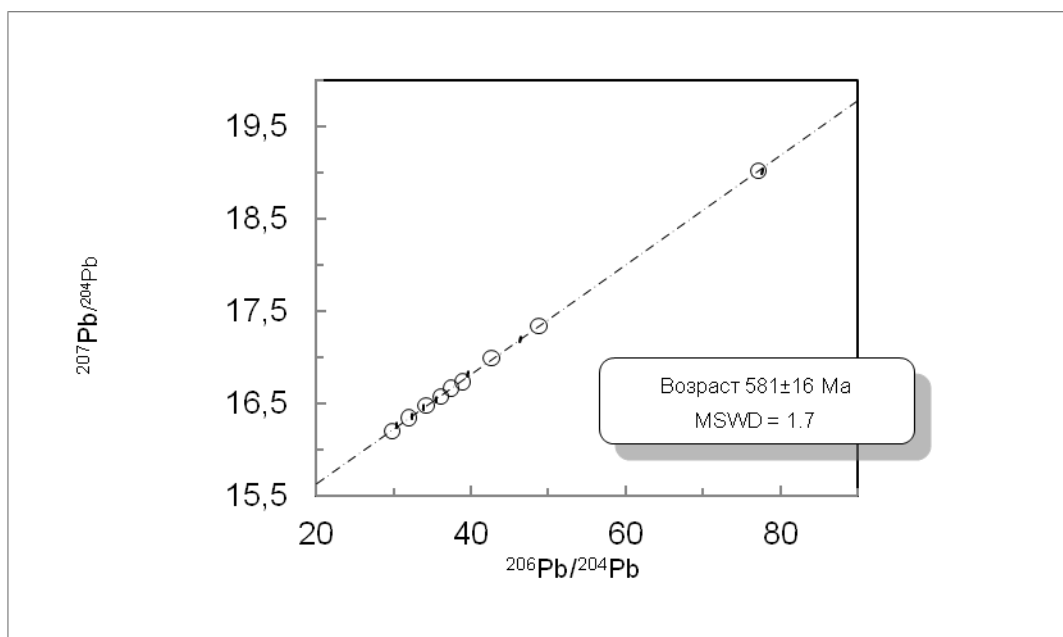


Рис. 2. График отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и вычисленный возраст для известняков второго стратиграфического уровня нижней части баракунской свиты.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 18-77-0059).

1. Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.
2. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Ю. Рыцк

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: erytsk@geogem.spb.ru*

Обобщение новых геологических и изотопно-геохимических материалов показывает, что в общепринятых контурах Байкало-Муйского пояса, установленных Л.И.Салопом [1], совмещены два ряда структур различного возраста и геодинамической природы (рис), отвечающие двум главным этапам его формирования. Раннебайкальский этап соответствует большей части тония 835–725 млн лет, а позднебайкальский этап охватывает длительный период от криогения и эдиакария до раннего кембрия 725–525 млн лет.

Структуры раннебайкальского этапа включают протяженный Кичера-Витимский складчатый пояс и Анамакит-Муйский террейн. в пределах Кичера-Витимского пояса выделяются структуры двух типов. Тья-Холоднинская, Кичера-Мамская, Парам-Шаманская и Кедровская структурно-формационные зоны отвечают асимметричным рифтогенным прогибам, сложенным вулканогенно-карбонатно-терригенным комплексом пород, включающим углеродистые сланцы и массивы альпинотипных СЛМ гипербазитов (Авкитский, Парамский, Шаманский и др.). Разобщенные фрагменты тектонических блоков (Муйский, Правомамаканский, Орколикан-Левомамский, Горемыкский), сложенные метаморфическими комплексами, объединены в Муйскую структурно-формационную зону. Протолиты пород этих комплексов представлены внутриплитными базальтами, карбонатными и известково-силикатными осадочными породами и характеризуются древнекоровыми источниками с $t(DM_1)$ более 2.6 млрд лет и $t(DM_1)$ от 1.6 до 2.0 млрд лет, которые могут отвечать различным областям размыва Сибирского кратона. Сочетание в пределах Кичера-Витимского пояса троговых структур с СЛМ гипербазитами и осадочных серий эпиконтинентального палеобассейна указывает на обстановку рифтогенной континентальной окраины.

Анамакит-Муйский террейн сложен базальт-дацит-риолитовым комплексом OD геохимического типа, образованным в субконтинентальных вулcano-структурах. С вулканитами ассоциируют габбро-диорит-плагиогранитные интрузии «муйского» типа с возрастом 812 ± 19 млн лет. в целом вулcano-плутоническая ассоциация Анамакит-Муйского террейна характеризует обстановку активной континентальной окраины [2,3 и др.].

В период 790–750 млн лет устанавливается аккреция Анамакит-Муйского террейна к структурам окраины кратона. Индикаторами этих событий являются высокотемпературный метаморфизм, сопровождающийся палингено-метасоматическими гнейсо-гранитами и деформации, в результате которых на внешней границе Анамакит-Муйского террейна были образованы Джалоканская и Келяна-Иракиндинская коллизионно-сдвиговые зоны, маркирующиеся линзами и пластинами тектонитов, динамосланцев и апогранитных бластомилонитов.

Второй позднебайкальский структурный ряд БМП представляют различные палеорифтовые структуры растяжения, наложенные на складчатые комплексы ранних байкалид и западную часть Анамакит-Муйского террейна. в их образовании можно выделить два этапа, разделенные эпохой неравномерно проявленного метаморфизма растяжения на рубеже 630 – 615 млн лет. с первым этапом (670 – 640 млн лет) связано

формирование цепочки вулканогенных структур растяжения типа пулл-апарт и ассоциирующих с ними интрузий габброидов, гранодиоритов и плагиогранитов с возрастом 650 ± 11 – 646 ± 4 млн лет [4] и 615 – 603 млн. лет [5] (Янская, Каралонская и др.). Сочетание MORB-подобных и внутритриплических континентальных базальтов в составе ювенильных магматических комплексов позволяет сопоставлять их с субокеанической корой офиолитов CM-типа. в Северном Прибайкалье палеоструктуры растяжения деформированы в тектонические пластины в ходе метаморфизма с различными PT параметрами [6 и др.]. в ходе второго этапа, релаксация растяжения в пределах БМП компенсировалась многочисленными грабенами, образованными вулканогенными и карбонатно-терригенными сериями, перекрытыми субплатформенным карбонатным чехлом раннекембрийского осадочного бассейна. На юго-западе БМП, обособляется Анамакит-Светлинское палеоподнятия, включающее крупные массивы раннепалеозойских адакитовых гранитов и ювенильных плагиогранитов светлинского комплекса.

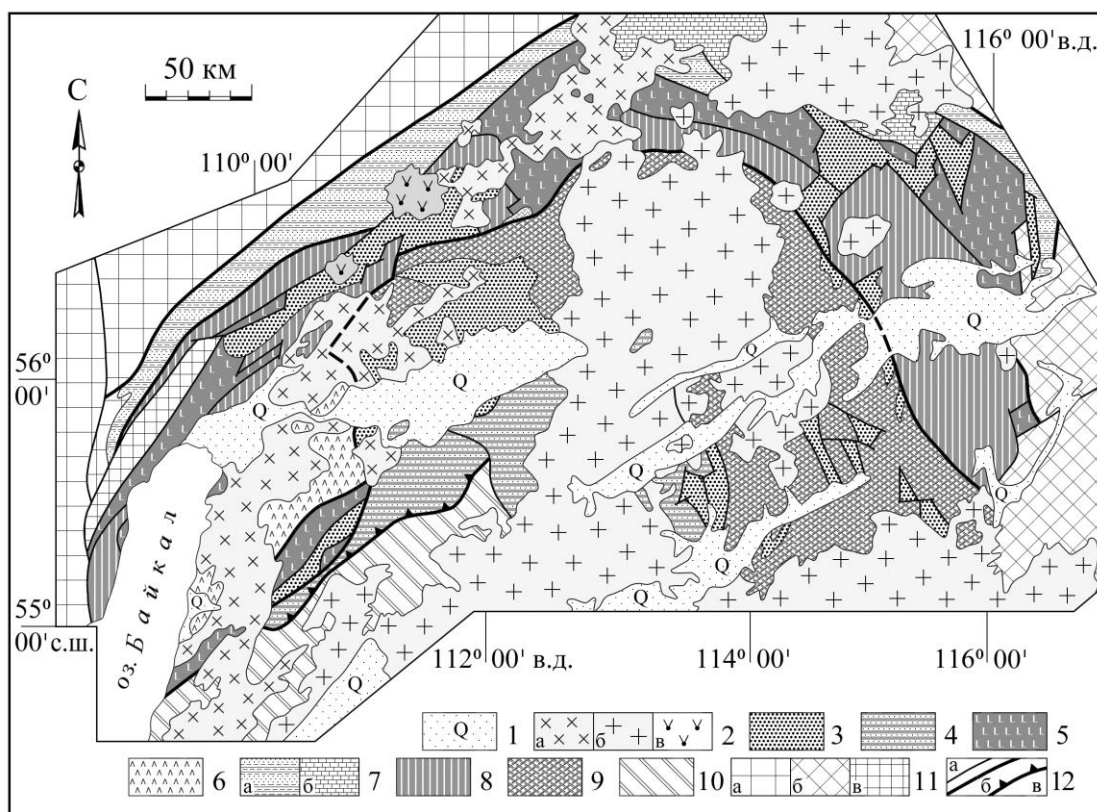


Рис 1. Схема геологического строения Байкало-Муйского пояса 1 — четвертичные впадины; 2 — магматические комплексы позднего палеозоя: чивыркуйский — монзониты, диориты, граносиениты, граниты (а); баргузинский, витимканский — известково-щелочные гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (б); сыннырский — щелочных пород (в); Палеорифтовые структуры позднего неопротерозоя — раннего палеозоя (720 – 525 ма)(3 – 5): 3 — терригенно-вулканогенные и терригенные грабены, компенсированные карбонатной серией раннего кембрия; 4 — Катера-Уакитская зона прогибов растяжения; 5 — палеовулканогенные пулл-апараты, грабены и тектонические пластины офиолитов CL типа; 6 — Ангаро-Светлинское палеоподнятия с ювенильными плагиогранитами раннего палеозоя; Складчатые зоны ранних байкалид (≥ 720 – 835 ма)(7 – 9): 7 — Олоkitская и Делюн-Уранская зоны карбонатно-терригенных прогибов(а), Тамаракское палеоподнятия (б); 8 — Кичера-Витимский пояс троговых прогибов и метаморфических блоков древней коры; 9 — Анамакит-Муйский террейн; 10 — Баргузинская зона с ювенильными гнейсо-гранитами раннего ордовика; 11 — Ангарский (а) и Чара-

Олекминский (б) геоблоки кратона, включая Маректинский выступ (в); 12 — тектонические границы главных структурных элементов (а), тектонические швы (б), в т.ч. с надвиговой компонентой (в).

Таким образом, Байкало-Муйский пояс — сложная гетерогенная структура, в которой совмещены автохтонные внутриплитные и аллохтонный островодужный палеогеодинамические комплексы раннего и позднего неопротерозоя. Структуры позднебайкальского этапа БМП являются частью трансрегиональной палеорифтовой системы, которая, в частности, включает расположенные к северу эпикратонные прогибы Бодайбинской впадины и Патомско-Вилуйского палеорифта. Формирование БМП контролировалось единым эволюционным трендом нарастающей рифтогенной деструкции древней континентальной коры к раннему палеозою и характеризуется сменой раннедокембрийской коры в источниках магматических пород раннебайкальского этапа, короткоживущими мантийными источниками магматических пород позднебайкальского этапа.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001 при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург) и РФФИ (проект № 18-05-00724).

- 1. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964; Т. 1, 516 с.*
- 2. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии //И-к. 2005.С.303.*
- 3. Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Платов В.С.// «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса». Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 196–197.*
- 4. Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Андреев А.А. Алексеев И.А., Яковлева С.З, Федосеенко А.М. //»Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса». Иркутск, 2012. Вып. 10. Т.2.С. 57.*
- 5. Рыцк Е.Ю, Сальникова Е.Б., чл-корр. РАН Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Алексеев И.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Доклады РАН. 2017. Т.474. N2. С.214–219.*
- 6. Лебедева Ю.М., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., член-корр. РАН Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Богомолов Е.С., Толмачева Е.В. Доклады РАН.2018. Т.479.N1. С.66–70.*

ИЗОТОПНЫЕ (SM-ND) ХАРАКТЕРИСТИКИ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОЛОКИТО-МАМСКОГО ПРОГИБА
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ИСТОЧНИКИ
И ВОЗМОЖНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Е.Ю. Рыцк¹, А.А. Андреев², Е.С. Богомолов¹, Ю.М. Лебедева¹

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

E-mail: erytsk@geogem.spb.ru

Ключевой структурой области сочленения кратона и Байкало-Муйского пояса является Олокито-Мамский прогиб Олоkitской зоны, который прослеживается на расстояние более 400 км от бассейна Уокита на юго-западе до бассейна реки Мама в пределах Мамско-Конкудерского блока. Для выяснения источников размыва осадочных пород этой грандиозной палеорифтовой структуры выполнено Nd-изотопное исследование двух представительных разрезов (более 40 изотопных анализов). Первый из них характеризует тыйскую, окталакитскую и стойбищную свиты северо-западного борта Олоkitского сегмента Олокито-Мамского прогиба в бассейне Окталакит — Чинопчикит. Второй представляет полный разрез Мамского сегмента этого прогиба по рекам Большая Мама и Каверга и характеризует якдакарскую, монюканскую, грамдаканскую и довгаkitскую свиты.

Полученные результаты указывают на различные источники размыва для осадочных пород Олоkitского и Мамского сегментов Олокито-Мамского рифтогенного прогиба. в метаосадочных породах Олоkitского сегмента на юго-западе прогиба господствуют коровые Sm/Nd отношения и архейские оценки $t(\text{DM1})$ более 2.6 млрд лет при низких отрицательных значениях параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(0) \geq -23$. Исключение составляют магнетитовые метапесчаники и железистые кварциты тыйской свиты с $t(\text{DM1})$ 1.6 – 1.9 млрд лет.

Осадочная серия Мамского сегмента характеризуется сравнительно меньшими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(0) \leq -18$ и преобладанием палеопротерозойских оценок $t(\text{DM1})$ в узком возрастном интервале 2.0 – 2.1 млрд лет. Сравнительно небольшая часть метапесчаников и алевросланцев различных частей разреза (около 20%), включая кварцит якдакарской свиты с вкрапленностью магнетита, отличается более низкими оценками модельного возраста $t(\text{DM1})$ в диапазоне 1.7 – 1.9 млрд лет.

Сопоставление полученных результатов для осадочных пород Олокито-Мамского прогиба с опубликованными Nd-изотопными данными для патомского комплекса Бодайбинской впадины и Приленской зоны [1] показывает, что источники пород Олоkitского сегмента, образованные в период 840 – 720 млн лет [2], близки архейским источникам баллаганахской серии внешнего склона Тонодского поднятия (2.9–3.1 млрд лет) при том, что в синхронных отложениях южного борта Бодайбинской впадины (Тамаракское поднятие) архейские модельные возрасты $t(\text{DM1})$ заметно древнее — более 3.3 млрд лет.

В отличие от баллаганахской серии, палеопротерозойские источники осадочной серии Мамского сегмента Олоkitской зоны в целом весьма близки установленным [1] источникам бодайбинской серии Бодайбинской впадины, а также жуинской и юдомской осадочных серий Приленской зоны, которые сопоставляются с байкальской серией, образованной в период 580 – 550 млн лет (по [3]).

Интерпретация установленной смены источников по простиранию Олокито-Мамского прогиба может быть различной. Так, например, А.В.Чугаев с соавторами [1]

смену в общем разрезе патомского комплекса архейских источников палеопротерозойскими, связывают с появлением в период 615 – 540 млн лет нового ювенильного источника кластогенного материала, который поступал за счет разрушения контрастного палеорельефа в краевой части БМП и Тамаракского поднятия, созданного, по нашему мнению, в ходе рифтогенеза. в Олоkitском сегменте близкие по возрасту эдиакарские карбонатно-терригенные и карбонатные отложения авгольской и противодаванской свит [4,5] залегают в наложенных грабенах, перекрывая с конгломератами в основании расслоенный комплекс Довыренского плутона (700 – 720 млн лет), а также изученный разрез Олоkitо-Мамского прогиба. Таким образом, Nd-изотопные данные как будто поддерживают вероятность различного возраста осадочных серий Олоkitского и Мамского сегментов и их формирование в ранне- и позднебайкальский этапы развития региона. При этом, сходство Nd-изотопных характеристик осадочной серии Мамского сегмента и контактирующего с ним метаморфического габбро-плагиогранит-амфиболитового комплекса Орколикан-Левомамского блока Байкало-Муйского пояса, может указывать на раннебайкальский источник с нижним ограничением возраста осадочного разреза Мамского сегмента 770 ± 20 млн лет, отвечающим возрасту жильных диоритов метаморфического комплекса.

С другой стороны, известково-силикатные метаосадки джалтукской серии Северо-Муйского блока и гранат-биотитовые парагнейсы Горемыкского блока Байкало-Муйского пояса, сформированные до становления раннебайкальских массивов гнейсо-гранитов на рубеже 790 – 755 млн лет, так же обладают совершенно сходными с эдиакарскими осадками верхних частей патомского разреза Nd-модельными возрастaми в диапазоне 1.65 – 1.93 млрд лет. Кроме этого отметим, что необычные источники мезопротерозойского возраста, установленные по детритовым цирконам в метаосадках Ондокского палеоподнятия Олоkitской зоны, не соответствуют их Nd-модельному возрасту $t(\text{DM1})$ 1980 млн лет.

Аномально низкие значения $t(\text{DM1})$, выявленные в осадках хомолховалюхтинского «стратоуровня» патомского комплекса (1.45 – 1.55 млрд лет), подобны установленным значениям $t(\text{DM1})$ в зеленых магнетитовых сланцах тыйской свиты Олоkitо-Мамского прогиба, а также в рудовмещающих углеродистых сланцах перевальской свиты Холоднинского Pb-Zn стратиформного месторождения, где они определяются сингенетичным вулканогенным материалом [6], вклад которого также необходимо учитывать при реконструкции источников питания осадочных серий.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001 при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724).

1. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. // *Петрология*. 2018. Том 26. №3. С.1–32.
2. Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Ван К.-Л., Великославинский С.Д., Чун С.-Л. // «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса». Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 104–106.
3. Kuznetsov A.V., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 51–66.
4. Булгатов А.Н., Баинов И.Ф., Словеснов Г.Ф. Шенфиль В.Ю. // *Геология и геофизика*. 1975. № 12. С. 128–131.
5. Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
6. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. // *Геотектоника*. 2007. № 6. С. 23–51.

КРАТОНЫ САРМАТИЯ И САН-ФРАНЦИСКО ПРОПУЩЕННЫЕ ФРАГМЕНТЫ СУПЕРКРАТОНА ВААЛБАРА: ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

К.А. Савко¹, А.В. Самсонов², М.Ю. Овчинникова¹

¹ Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

Последовательность геологических событий в Сарматии в период 2,8–2,2 млрд. лет, позволила выдвинуть предположение о принадлежности ее к суперкратону Ваалбара [1]. Если кратоны Пилбара и Каапвааль давно объединялись в суперкратон Ваалбара [2], то кратон Сан-Франциско не участвовал в палеотектонических корреляциях с ними до 2,4 млрд. лет. По-видимому, причины этому были следующими:

– отсутствие в бассейне Минас Жейрас мощных морских карбонатных отложений под толщей пород железо-кремнистой формации (ЖКФ), широко развитых на кратонах Каапвааль и Пилбара в виде карбонатных платформ Кемпбеллренд-Малмани и Уиттенум-Каравайн соответственно.

– ЖКФ в бассейне Минас Жейрас перекрываются карбонатными отложениями формации Гандарелла, которые не имеют эквивалентов в бассейнах Хамерсли и Западного Грикваленда,

– отсутствие рифтинга и излияний основных лав с возрастом около 2,2 млрд. лет.

Сопоставление осадочных бассейнов Сарматии, Пилбары и Каапваала выявило, что Сарматия является тем пропущенным фрагментом, который позволяет сложить пазл суперкратона Ваалбара. Сарматия включает два различающихся по строению осадочных бассейна Михайловский и Курско-Криворожский. Первый хорошо коррелируется с кратонами Пилбара и Каапвааль присутствием карбонатной платформы под ЖКФ и отсутствием карбонатных отложений над ЖКФ. Курско-Криворожский бассейн с терригенными толщами, подстилающими и карбонатными, перекрывающими ЖКФ, очень близок по своему строению к бассейну Минас Жерайс.

Мы полагаем, что Сарматия находилась между кратонами Пилбара и Каапвааль и кратоном Сан-Франциско. Ее части, примыкающие к разным кратонам, унаследовали схожие с ними геологические разрезы. Даже в интервале 2,4–2,2 млрд лет в период высокого стояния континента эпизоды оледенения и вулканизма также отражены в геологической летописи кратонов Каапвааль, Пилбара и Сарматия. Суммируя их геологическую историю, начиная в период 2,8–2,6 млрд. лет можно проследить синхронные эпизоды роста коры суперкратона.

2,80–2,60 млрд лет. Все кратоны являлись фрагментами консолидированной континентальной коры, претерпевшей континентальный рифтогенез в интервале 2,8–2,6 млрд лет. в блоке Пилбара в интервале 2,77–2,71 млрд лет в континентальных рифтовых структурах накапливались мощные толщи толеитовых и реже коматиитовых базальтов группы Фортезкью [3]. Такими же толщами континентальных коматиитовых и толеитовых базальтов группы Вентерсдорп с возрастом 2,72–2,64 млрд лет представлен разрез неоархея в кратоне Каапвааль [4]. Формирование стабильной континентальной коры к рубежу 2,8 млрд лет и коматиит-базальтовый вулканизм в интервале от 2,8 до 2,6 млрд лет имели место и в кратонах Сарматия (михайловская серия и новокриворожская свита) и Сан-Франциско (супергруппа Рио дес Велхас) после гранулитового метаморфизма с возрастом 2,82 млрд лет [5, 6].

2660 – 2580. Начало трансгрессии на кратонах Каапвааль и Пилбара и отложение смешанных терригенных пород подгруппы Шмитсдриф и формации Жирина соответственно. в Михайловском бассейне начало трансгрессии маркируется грубыми кластическими осадками игнатеевской свиты, где снизу вверх конгломераты сменяются гравелитами и песчаниками.

2580–2520. Трансгрессия наступала от кратонов Пилбара и Каапвааль в направлении Сарматии и Сан-Франциско. Карбонатные отложения игнатеевской свиты Михайловского бассейна, по-видимому, находились в самой краевой части карбонатной платформы и имеют редуцированные мощности. Далее в направлении Курско-Криворожского и Минас-Жейрас бассейнов они полностью выклиниваются. В этой части суперкратона были приподнятые участки суши, где формировались коры выветривания и опущенные — прибрежные, где накапливались зрелые терригенные отложения (кварцевые арениты) нижнестойленской и нижнескелеватской подсвит и формации Моеда. с расширением трансгрессии кварцевые арениты сменялись более глинистыми осадками, впоследствии превращенными в сланцы (верхи стойленской и скелеватской свит, формация Бататаль).

2520–2450. Расширение трансгрессии сопровождалось отложением мощных толщ ЖКФ на всей площади суперкратона: формации Куруман (Зап. Крикваленд), Пенж (Трансвааль), Брокман (Пилбара), Кауе (Сан-Франциско), коробковская и саксаганская свиты (Сарматия).

2450–2420. в этот период начинается регрессия, и на ЖКФ отлагаются мелководные карбонатные отложения формации Гандарела (Сан-Франциско), роговской и гданцевской свит (Сарматия), формации Тонгвайн (Трансвааль) или терригенные формации подгруппы Коегас (Зап. Крикваленд).

2420–2200 Высокое стояние суперконтинента, континентальное осадконакопление, ледниковые события, рифтинг с мощным основным вулканизмом.

2200–2100 Распад суперконтинента

Корреляция вулканогенно-осадочных разрезов кратонов Пилбара, Каапвааль, Сарматия и Сан-Франциско показала, что во всех кратонах происходили очень близкие по времени и своему характеру геологические события, отражающие рост коры в период 2,8–2,2 млрд. лет в одних и тех же тектонических обстановках. Особенно выделяется синхронное (2.5–2.45 млрд. лет) накопление мощных ЖКФ планетарного масштаба. Таким образом, кратоны Пилбара, Каапвааль, Сарматия и Сан-Франциско с большой долей вероятности составляли единый суперкратон в период 2.6–2.4 млрд. лет, и, скорее всего, он существовал значительно дольше с 2.8 до 2.2 млрд. лет, хотя с 2,4–2,3 млрд. лет, по-видимому, уже без кратона Сан-Франциско.

1. Савко К.А. и др. // *Стратиграфия и геол. корреляция*. 2017. Т. 25. №2, С. 3–26.
2. Cheney E.S. // *Precambrian Research*, 1996. V. 79. P. 3–24.
3. Blake T.S., Buick R., Brown S.J.A., Barley M.E. // *Precambrian Research* 2004. V. 133. P. 143–173.
4. Crow C., Condie K.C. // *Precambrian Research* 1988. V. 42. P. 19–37.
5. Savko et al. // *Precambrian Research* 2018. V. 311. P. 1–23.
6. Oliveira E.P. et al. // *Precambrian Research* 2019. V. 331. In press.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ГРАНИТЫ АТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

К.А. Савко, Н.Ю. Холина, А.В. Самсонов, Е.Х. Корши, А.Н. Ларионов

Конец архейской истории ознаменовался фундаментальными изменениями геологических процессов на Земле, связанных с завершением стабилизации архейских кратонов и изменением геодинамики литосферных плит. Это также нашло отражение в появлении широкого спектра калиевых гранитоидов, в интервале 3,0–2,5 млрд. лет [1]. Особое место среди них занимают высококремнистые граниты, отражающие специфические малоглубинные и высокотемпературные условия формирования магм. Не является исключением и архейский Курский блок Сарматии, где локально проявлены высококремнистые граниты атаманского комплекса. Самые ранние калиевые граниты неархея, сменившие ТТГ ассоциации мезоархея в Курском блоке [2], отражают кардинальные изменения природы геодинамических процессов, которые характерны для всех древних кратонов.

Локальные проявления гранитов атаманского комплекса сосредоточены между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами. Петротипическим является Атаманский массив, сложенный в центральной части массивными биотитовыми гранитами, а в краевых частях отмечаются гранит-порфиры. Вмещающими породами для калиевых гранитов атаманского комплекса являются гранитоиды ТТГ ассоциации с возрастом 2,96–3,05 млн. лет [2] и архейские метабазиты.

Граниты атаманского комплекса розовые, розовато-серые, средне- и крупнозернистые, иногда с гнейсовидной текстурой с черным и голубоватым кварцем. Состав (мас. %) — плагиоклаз — 25–35, микроклин — 35–40, кварц — 30–35, биотит — 7, мусковит — 2–3, роговая обманка. Характерной особенностью является очень высокая железистость железо-магнезиальных силикатов в гранитах. Биотит имеет зеленовато-бурую окраску, высокую железистость ($X_{\text{Fe}} = 0.88–0.95$) и представлен аннитом. Зеленая роговая обманка с голубоватым оттенком отвечает по составу гастингситу с очень высокой железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.92–0.96$) и содержанием K_2O , превышающем Na_2O .

Граниты — высококремнистые (SiO_2 от 73 до 79 мас. %), пересыщенные глиноземом (Al/CNK от 1.1 до 1.3) породы, имеют небольшие вариации содержания щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.4–9.0$) и калиевой специализацией ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 1.4 до 3.4). Отличительной особенностью гранитов является очень высокая железистость (X_{Fe} от 0.76 до 0.93). По геохимическим особенностям граниты характеризуются высокими содержаниями элементов группы железа (Cr, Ni и V), более умеренными концентрациями всех высокозарядных и редкоземельных элементов (REE) ($\sum \text{REE} = 86–400$ ppm). Спектры REE имеют фракционированное распределение LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2.7–5.6$) и HREE ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0.7–1.8$) и глубокие отрицательные Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04–0.61$). Величины Eu/Eu^* имеют прямую корреляцию с концентрациями Sr, указывая на возможный вклад плагиоклаза в неоднородность геохимических характеристик гранитов.

Нами были выполнены определения возраста цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II для проб гранитов из центральной и краевой частей Атаманского массива. В образце 1544/209 было выполнено 20 анализов в 15 зернах, анализировались и центральные и краевые (незональные) части. Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии. Невысокая девиация точек от линии

регрессии (СКВО = 1.7) предполагает минимальное воздействие докембрийских процессов на данные цирконы. Возраст по верхнему пересечению с конкордией (12 анализов) составляет 2613 ± 4 млн. лет и совпадает со средневзвешенным возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2612 ± 6 млн. лет (10 анализов, СКВО = 2.5). Только в одном зерне циркона из гранитов сохранилось унаследованное ядро, возраст которого 3181 млн. лет.

В образце 5011/154,5 было выполнено 20 анализов в зональных доменах и 10 в центральных участках, отличающихся темной окраской в катодной люминесценции. Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии, где большинство значений образуют конкордантный кластер. Между зональными доменами и центральными частями нет явных различий: средневзвешенный возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантным значениям составляет 2600 ± 6 (N=16, СКВО = 1.16) и 2603 ± 3 (N=7, СКВО = 0.59) млн. лет соответственно.

Величины $\epsilon\text{Nd}_{(2612)}$ для атаманских гранитов от $-6,7$ до $-5,4$. Их Sm-Nd модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3,4\text{--}3,6$ млрд. лет на 1 млрд. лет более древние, чем U-Pb возрасты цирконов из этих пород, свидетельствуют о длительной коровой предыстории источника расплавов этих пород.

Граниты атаманского комплекса и неoarхейские риолиты [3] с большой долей вероятности являются комагматичными и представляют собой единую вулканоплутоническую ассоциацию. Доказательством этого могут служить: (1) синхронность формирования — 2,61 млрд. лет; (2) тесная пространственная сопряженность их локальных проявлений — в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры; (3) близкие геохимические характеристики, за исключением только несколько большей глиноземистости и магнезиальности риолитов, что может быть отражением их разной фаціальности и скорости кристаллизации расплавов; (4) одинаковые содержания низкорadioгенного Nd и соответственно Sm-Nd модельные возрасты.

Sm-Nd изотопные данные в валовых пробах указывают, что кислые магмы формировались за счет корового источника с палеoarхейской (3,4–3,6 млрд. лет) предысторией. Этими породами могли служить мезoarхейские метапелитовые гранулиты обоянского комплекса [4], которые известны в виде крупных останцов среди мезoarхейских ТТГ, имеют палеoarхейские модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3,49\text{--}3,64$ млрд. лет [5, 6] и содержат детритовый циркон с U-Pb возрастaми 3,35–3,55 млрд. лет. U-Pb изотопная система в цирконе из гранитов практически не сохранила информацию о палеoarхейском протолите в источнике магм (сохранилось только одно унаследованное более древнее ядро). Высокие температуры этих магм, установленные для синхронных гранитам риолитов, приводят, по-видимому, к полному растворению цирконов протолита, стирая предшествующую коровую историю. Таким образом, можно сделать вывод о гетерогенности корового источника для неoarхейских внутриплитных гранитоидах Курского блока, основными компонентами которого были палеoarхейские метапелиты и мезoarхейские ТТГ ассоциации.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ (№19-05-00159).

1. Laurent O. et al. // *Lithos* 2014. V. 205. P. 208–235.
2. Савко К.А. и др. // *ДАН*. 2018. Т. 478. № 3. С. 335–341.
3. Savko K.A. et al. // *Precambrian Research*. 2019. V. 322. P. 170–192.
4. Савко К.А. // *Петрология*. 2000. №2. С. 165–181.
5. Щипанский А.А. и др. // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 43–70.
6. Савко К.А. и др. // *ДАН*. 2010. Т. 435. №5. С. 647–652.

КРУПНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ
1980 МЛН ЛЕТ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ:
ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ
В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ

*А.В. Самсонов¹, А.В. Степанова², А.А. Арзамасцев³, Е.Б. Сальникова³,
Ю.О. Ларионова¹, А.Н. Ларионов⁴, С.В. Егорова²*

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
E-mail: samsonoviget@mail.ru*

² *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

⁴ *ЦИИ Всероссийского научно-исследовательского геологического института
им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*

Крупные магматические провинции (КМП) известны на протяжении всей геологической истории Земли и включают широкий спектр магматических пород, сформированных в узком временном интервале в ходе кратковременного тектономагматического события. Возможные причины многообразия петрогенетических типов пород КМП, которые являются предметом дискуссий [14], будут обсуждаться в докладе на примере контрастных по составу магматических комплексов, формировавшихся в интервале 1975 ± 20 млн лет и распространенных в пределах Кольского блока и Карельского блоков восточной Фенноскандии. Согласно имеющимся данным, эта КМП формировалась в период завершения активных субдукционных процессов в Лапландско-Кольском океане, который разделял Кольско-Мурманский и Карельско-Беломорский архейские блоки на протяжении времени 2.40–2.06 млрд лет [16] и окончательно закрылся 1.94 млрд лет назад в ходе континентальной коллизии [10].

Комплекс низкомагнезиальных толеитовых базальтов преобладает по объему в составе КМП и представлен силлами габбро-долеритов в супракрустальных разрезах Онежской и других структур Карельского блока, и дайками долеритов и габброноритов на территории Карельского и Кольского блоков, датированными в интервал 1956—1980 млн лет [1, 4, 6, 18 и данные авторов]. Геохимические характеристики базитов предполагают образование первичных магм при плавлении мантийного источника на небольшой глубине в равновесии со шпинелевым лерцолитом с последующей дифференциацией и контаминацией в промежуточных камерах в коре.

Комплекс пикритов, ферропикритов и ассоциирующих базальтов, сформированных в период 1975 — 1987 млн лет назад, является подчиненным по объему, но характерным компонентом КМП. Он представлен силлами и вулканитами суйсарской свиты в Онежской структуре [15], силлами и вулканитами пильгуйавской свиты в Печенгской структуре [12] и дайками в её обрамлении. Особенности состава и изотопно-геохимические характеристики указывают на образование первичных пикритовых магм при плавлении мантийного источника на большой глубине в равновесии с гранат-содержащим реститом с последующей дифференциацией и интенсивной (до 30%) коровой контаминацией с образованием базальтовых магм [15].

Комплекс дифференцированных габбро-анортозит-сиенитовых интрузий является редкой компонентой КМП и представлен только Еletzозерским массивом в Карельском блоке (1978 ± 26 млн лет, [7]). Все типы пород этого массива имеют повышенные концентрации REE, HFSE, фракционированные спектры HREE ($Gd_N/Yb_N > 2.0$), положительные Nb аномалии ($Nb/Nb^* > 1$) и положительные величины

ϵ_{NdT} от +2.1 до + 2.4 [7 и данные авторов] и могут рассматриваться как продукты дифференциации глубинных гранат-равновесных, возможно, пикритовых магм.

Комплекс щелочно-ультраосновных с карбонатитами полифазных интрузий известен в Карельском блока и представлен Тикшеозерским массивом (1995 ± 10 млн лет [2]) и, возможно, его аналогами на финской территории [13]. Карбонатиты резко обогащены LREE, HFSE, имеют сильно фракционированные спектры легких и тяжелых REE и положительные величины ϵ_{NdT} от +0.5 до + 2.3 [13, 17]. Образование пород с такими характеристиками связывают с очень низкими степенями плавления метасоматизированной литосферной мантии.

Комплекс кимберлитов Кимозера, залегающий среди палеопротерозойских комплексов Онежской структуры [5], имеет возраст 1986 ± 4 млн лет [3]. Изотопно-геохимические характеристики позволяют рассматривать кимберлиты как продукты низких степеней плавления метасоматизированной литосферной мантии.

Среди возможных геодинамических режимов формирования КМП ведущая роль отводится глубинным плюмам [9]. Для КМП восточной Фенноскандии, однако, не устанавливается характерная для плюмов зональность в размещении магматических комплексов разных петрогенетических типов. в качестве альтернативы может быть рассмотрена модель «глобального прогрева» [8], согласно которой аналогичные рассматриваемой КМП могли образовываться без участия мантийного плюма в результате экранирования внутреннего тепла мантии при агрегации континентальных масс. Вместе с тем, тесная временная и пространственная взаимосвязь КМП с крупной конвергентной тектонической структурой указывает на возможную роль литосферных процессов в инициации мантийного магматизма, за счет отрыва субдуцируемых плит или деляминации литосферы. Этот механизм может быть рассмотрен в рамках модели «капель» [11], согласно которой в обрушение блоков метасоматизированной литосферы под действием механизма гравитационной неустойчивости сопровождалось их дегазацией и невысокой степенью плавления с отделением самой легкоплавкой компоненты, дававшей начало карбонатитовым и кимберлитовым магмам. Дальнейшее погружение блоков в астеносферу привело к более высоким степеням плавления, давая начало глубинным пикритовым магмам. Подъем астеносферы на место отделившихся литосферных корней обеспечил образование больших объемов малоглубинных толеитовых расплавов, родоначальных для низкомагнезиальных толеитовых базитов.

Исследования поддержаны грантом РФФ № 16-17-10260-П.

1. Арзамасцев А.А. и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2020. № 2. (в печати).
2. Родионов Н. В. и др. // *ДАН*. 2015. Т. 464. С. 474—479
3. Самсонов А.В. и др. // *Тез. докл. 2009*. СПб.: ИГГД РАН. Т. II. С. 158—161
4. Степанова А.В. и др. // *Труды КарНЦ РАН. Сер. Геол. док. 2014*. № 1. С. 3—16.
5. Ушков В.В. // *Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. В.3. 2001*. С. 94—98.
6. Филиппов Н. Б. и др. // *Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: 2007*. В. 10. С. 49—68.
7. Шарков Е.В. др. // *Петрология*. 2015. Т. 23. С. 285—307
8. Coltice N. et al. // *Geology*. 2007. V. 35. P. 391—394
9. Condie K.C. // *Earth as an Evolving Planetary System. Acad. Press. Elsevier*. 2011. 574 p.
10. Daly et al. // *Geol. Soc. London. Mem. V. 32. P. 579—598*
11. Furman T. et al. // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 2016. V. 185. P. 418—434
12. Hanski E.J. et al. // *Precambrian Research*. 2014. V. 245. P. 51—65
13. Nykanen, J. et al. // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1997. V. 69. P. 5—30

14. Pearce J.A. et al. // *Abstract vol., Tomsk: CSTI Publishing house. 2019. P 99–100*
 15. Puchtel I.S. et al. // *Contrib Mineral Petrol. 1998. V. 130. P. 134–153*
 16. Stepanova A.V. et al. // *Abstract vol., Tomsk: CSTI Publishing house. 2019. P 132–133*
 17. Tichomirowa M. et al. // *Lithos. 2006. V. 91. P. 229–249*
 18. Vuollo J., Huhma H. // *In: Precambrian Geology of Finland: Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier 2005. P. 195–236.*
-

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (~2.0 МЛРД. ЛЕТ)
ФЛЮИДНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И МАГМАТИЗМ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР

*О.Г. Сафонов^{1,2,3}, Д.Д. ван Ринен³, Х. М. Раджеш⁴,
Г.А. Белянин³, Н.Е. Селютин^{1,2}, М.А. Голунова¹*

¹ *Институт экспериментальной минералогии
им. ак. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия*

² *Геологический факультет, Московский государственный
университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *Department of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa*

⁴ *Department of Earth and Environmental Sciences, BIUST, Palapye, Botswana*

Комплекс Лимпопо в Южной Африке — это классический пример неоархейской-палеопротерозойской складчатой области, образовавшейся на границах кратонов Зимбабве и Каапвааль. На основе структурных и литологических характеристик пород он подразделяется на Северную Краевую Зону, Центральную зону (ЦЗ) и Южную Краевую Зону, сопряженные друг с другом и с прилегающими кратонами по крупным региональным зонам пластических деформаций (шир-зонам) [11]. Краевые Зоны рассматриваются как высокометаморфизованные эквиваленты гранит-зеленокаменных комплексов сопряженных кратонов, испытавшие лишь один этап гранулитового метаморфизма [11]. ЦЗ является полиметаморфической [1, 3, 4, 6], что выражено в трех тектоно-термальных событиях: D1/M1 — 3.1 млрд. лет, D2/M2 — 2.66–2.61 млрд. лет и D3/M3 — 2.0–2.02 млрд. лет. Несмотря на различия в возрасте, идентификация и геодинамическое значение событий D2/M2 и D3/M3 в ЦЗ являются предметом дискуссий. Одни авторы считают, что эти события представляют коллизию двух кратонов и следующую за ней внутриконтинентальную орогению [1], тогда как другие представляют их как последовательные стадии единого процесса эксгумации комплекса [6]. Событие D2/M2 знаменуется образованием изоклинальных складок, шир-зон и внедрением больших объемов гранитоидов. Событие D3/M3 же выражено в реактивизации шир-зон события D2/M2 при заметно меньших объемах гранитоидных магм. Проработка пород вдоль региональных и локальных шир-зон водно-углекислосолевыми флюидами различного состава привело к образованию целого ряда минеральных ассоциаций, сопровождаемых частичным плавлением. Наиболее ярко разнообразие продуктов этих процессов проявлены в породах тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава [8, 10]. Наряду с гранитными телами в пределах ширзон, в ТТГ гнейсах проявлены процессы локальной дегидратации пород с образованием Орх-содержащих жил (Орх+Pl±Kfs+Qz) и зон сиенитизации/калишпатизации (Kfs±Cpx±Amp±Qz). Эти образования нередко сопровождают друг с друга в пределах отдельных обнажений (напр. в биотит-амфиболовых ортогнейсах Санд Ривер в районе Каузвей [8, 10]), что указывает на их генетическую взаимосвязь. Они формировались в широком интервале температур при близких давлениях 5–7 кбар, отвечающих условиям метаморфизма D3/M3, а их взаимосвязь обуславливались эволюцией флюидной фазы, взаимодействовавшей с гнейсами. Минеральный состав и флюидные включения в зонах гранитизации показывают, что они формировались при участии существенно водных флюидов с невысокими концентрациями углекислой и солевой составляющих. Эволюция этих флюидов в ходе образования гранитного расплава и частичного растворения воды в нем приводила к формированию флюидной фазы более богатой CO₂ и солевой составляющей. Она способствовала локальной дегидратации гнейсов, которая также сопровождалась частичным плавлением с формированием секущих Орх-содержащих (чарнокитовых) жил [8, 10]. Флюидные

включения, составы и реакционные взаимоотношения минералов в чарнокитовых жилах указывают на то, что в процессе участвовали как водно-солевой, так и углекислый флюид. Более богатые солями флюиды, будучи более мобильным в сравнении с $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидом, проникали в гнейсы, приводя к дальнейшему развитию процесса дегидратации, а при более высокой активности щелочей, прежде всего, калия — к формированию зон сиенитизации и калишпатизации [10].

Локальные процессы гранитизации, чарнокитизации и сиенитизации события D3/M3 в восточной части ЦЗ (которая представляет более глубинную часть разреза комплекса) в ее западной части проявились в виде достаточно крупных магматических тел. Активная гранитизация проявлена в гранит-мигматитовом комплексе Махалапие (2.06 – 2.02 млрд. лет) [2]. Примером массивного взаимодействия ТТГ гнейсов с водно-углекисло-солевыми флюидами с образованием сиенитов ($\text{Cpx}+\text{Amp}+\text{Kfs}+\text{Ttn}+\text{Ap}$) служит массив Мадиапала (2.01 млрд. лет; [9]), расположенный среди ТТГ гнейсов Олдейз.

Возраст события D3/M3 в ЦЗ комплекса Лимпопо близок к становлению Бушевельдского комплекса (2.05–2.06 млрд. лет) и, возможно, представляет собой звено единого тектоно-термального палеопротерозойского события, связанного с массивным термальным воздействием мантийных магм крупной магматической провинции (LIP). Свидетельства такого влияния известны, например, для комплекса Махалапие [5, 7].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-17-00206.

1. Brandt S., Klemd R., Li Q., Kröner A., Brandl G., Fischer A., Bobek P., Zhou T. // *Precam. Res.* 2018. V. 310. P. 471–506.
2. Hisada K., Perchuk L. L., Gerya T. V., van Reenen D. D., Paya B. K. // *J. Metamorph. Geology.* 2005. V. 23. P. 313–334.
3. Kramers J. D., Mouri H. // *Geological Society of America Memoirs.* 2011. V. 207. P. 85–106.
4. Kröner A., Brandl G., Brandt S., Klemd R., Xie H. // *Precam. Res.* 2018. V. 310. P. 320–347.
5. Millonig L., Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton Jr, J. M. // *J. Petrol.* 2010. V.51. P. 703–729.
6. Perchuk L. L., Van Reenen D. D., Varlamov D. A., van Kal S. M., Boshoff R. // *Lithos.* 2008. V. 103. P. 70–105.
7. Rajesh H. M. // *Precam. Res.* 2019. V. 324. P. 146–154.
8. Rajesh H. M., Belyanin G. A., Safonov O. G., Kovaleva E. I., Golunova M. A., van Reenen D. D. // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 41–74.
9. Rigby M. J., Armstrong R. A. // *Journal of African Earth Sciences.* 2011. V. 59, P. 149–154.
10. Safonov O. G., Kovaleva E. I., Kosova S. A., Rajesh H. M., Belyanin G. A., Golunova M. A., van Reenen D. D. // *Geosci. Front.* 2012. V. 3, P. 829–841.
11. van Reenen D. D., Smit C. A., Perchuk A. L., Huizenga J. M., Safonov O. G., Gerya T. V. // In: *The Archaean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa.* Springer, Cham. 2019. P. 185–224.

СВОДНЫЙ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Н.Д. Сергеева¹, В.Н. Пучков²

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

E-mail: riphey@ufaras.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

E-mail: puchkv@ufaras.ru

Рифейские отложения Волго-Уральская область (ВУО), занимающей юго-восточный край Восточно-Европейской платформы (ВЕП), приурочены к авлакогенам (палеорифтам): Камско-Бельскому, Серноводско-Абдулинскому и Рязано-Саратовскому, где вскрыты скважинами на глубинах от 1,2 до 2,5 км и редко 3,0–3,7 км под вендскими и фанерозойскими осадками.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области, утвержденная бюро МСК России в 2000 г., была принята на Всероссийском совещании в г. Уфе в 1999 г. В последующие годы в регионе были пробурены новые параметрические скважины, по новой методике проведены региональные сейсмические работы, на основе современных методов хемотратиграфических и изотопных исследований получены новые K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, Re-Os, U-Pb датировки осадочных и магматических пород рифея ВУО и Южного Урала, что привело к необходимости внесения изменений в существующие стратиграфические схемы регионов. Основные дополнения и изменения, которые предлагается внести в Стратиграфическую схему рифея и венда ВУО, отражены на рисунке и выделены в таблице.

В частности: **1)** в нижнем рифее в основании кирпичной серии выделен новый стратон: *сарапупльская* подсерия в составе *сигаевской* и *костинской* свит, мощностью более 2,5 км, со стратотипом в скв. 1 Сарапупльская [7]. **2)** В состав *норкинской свиты* прикамской подсерии включены базальты, вскрытые на забое в скв. 203 Мензелино-Актанышская. На основании K-Ar датировок (1542 ± 18 млн. лет — по породе, 2016 ± 32 млн. лет — по фракциям альбита и олигоклаза и 1686 ± 95 млн. лет — плагиоклаза [4]), из которых две были значительно древнее 1650 ± 50 млн. лет — нижней возрастной границы рифея в Общей шкале докембрия России [12], эти базальты были отнесены к нижнему протерозою. Исходя из датировки 1752 ± 11 млн. лет по циркону (U-Pb метод, SHRIMP-II) [9] из базальтов айской свиты нижнего рифея Южного Урала, возраст нижнего рубежа рифея в Уральском стратотипе и в новом варианте Стратиграфической шкалы докембрия России может быть определен цифрой 1800 млн. лет [10, 11]. Наличие базальтов в скв. 203 Мензелино-Актанышская с датировками близкими к вулканитам айской свиты делает более уверенной корреляцию разрезов нижнего рифея ВУО с Уральским стратотипом. **3)** Параметрической скв. 1 Восточно-Аскинская в 2004 г. был вскрыт представительный (более 1000 м мощности) разрез *кабаковской* свиты орьбашской подсерии, предложенный в качестве гипостратотипа свиты [5]. В разрезе этой скважины описан постепенный переход кабаковской свиты с подстилающими отложениями калтасинской. В Стратиграфической схеме 2000 г. между калтасинской и кабаковской свитами находится надеждинская свита, которая по представлению [3] является возрастным аналогом вулканогенно-осадочной машакской свиты Уральского стратотипа рифея и должна рассматриваться в составе среднего рифея. **4)** Серафимовская серия среднего рифея рассматривается в составе надеждинской (в схеме 2000 г. относилась к нижнему рифею), тукаевской, ольховской и усинской свит. **5)** В верхнем рифее абдулинская серия объединяет леонидовскую, приютовскую, шиханскую и вновь выделенную леузинскую [3] свиты. С учетом нового

подразделения (леузинская свита) увеличен стратиграфический объем и мощность отложений абдулинской серии. **6)** Четвертая (завершающая) эратема рифея включает осадочно-вулканогенные образования *кипчакской* свиты, изотопное датирование базальтов которой по кварц-селадонитовому агрегату (734 млн. лет, Rb-Sr метод [1]) и корреляция их с вулканитами аршинской серии Южного Урала с изотопным возрастом 709–732 млн. лет (U-Pb метод, SHRIMP-II [8]) привели к пересмотру стратиграфического положения осадочно-вулканогенных образований в скв. 1 Кипчакская и выделению нового стратона. Кипчакская свита завершает известный на данный момент разрез рифея ВУО, мощность которого составляет более 13 км.

Новые изотопные и хемотратиграфические исследования осадочных и магматических образований докембрийских отложений ВУО значительно уточнили их возрастную характеристику. **Re-Os** изотопные датировки (1414 ± 40 млн. лет и 1427 ± 43 млн. лет [19]) аргиллитов арланской подсвиты калтасинской свиты скважины 203 Бедряжская надежно определяют раннерифейский возраст калтасинской свиты оръебашской подсерии. Ранее нижнерифейский возраст калтасинской свиты и (шире) всей кырпинской серии был подтвержден хемотратиграфическими исследованиями, проведенными совместно с геологами университетов США — Теннесси и Западной Джорджии [2]. Было показано, что низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и почти инвариантные значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах калтасинской свиты, изученных в разрезах скв. 133 Азино-Пальниковской и 203 Бедряжской, сравнимы с изотопными характеристиками нижнерифейских отложений (древнее 1300 млн. лет).

Датировки дайкового магматизма среднерифейского (машакского/надеждинского) уровня, полученные **U-Pb** методом (SHRIMP-II) по бадделиту (1386±6 млн. лет [14]) из дайки габбродолерита, прорывающей отложения кабаковской свиты в скв. 1 Восточно-Аскинская, и близкие U-Pb датировки SHRIMP-II [18] по циркону (1391±2 млн. лет) из габбродолеритовой дайки, прорывающей отложения норкинской свиты в скв. 183 Мензелино-Актанышская, контролируют верхний возрастной предел образований норкинской и кабаковской свит и всей кырпинской серии и дают основание для отнесения кырпинской серии к нижнему рифею.

Таким образом, с учетом новых материалов в уточненной Стратиграфической схеме верхнего докембрия ВУО в разрезе рифея выделены (от древних к молодым): кырпинская серия (нижний рифей) в составе сигаевской, костинской (сарапультская подсерия), норкинской, ротковской, минаевской (прикамская подсерия), калтасинской и кабаковской (оръебашская подсерия) свит. Серафимовская серия (средний рифей) объединяет надеждинскую, тукаевскую, ольховскую и усинскую свиты. Абдулинская серия (верхний рифей) — леонидовскую, приютовскую, шиханскую и леузинскую свиты. Завершающий рифей — кипчакская свита (см. табл и рис.).

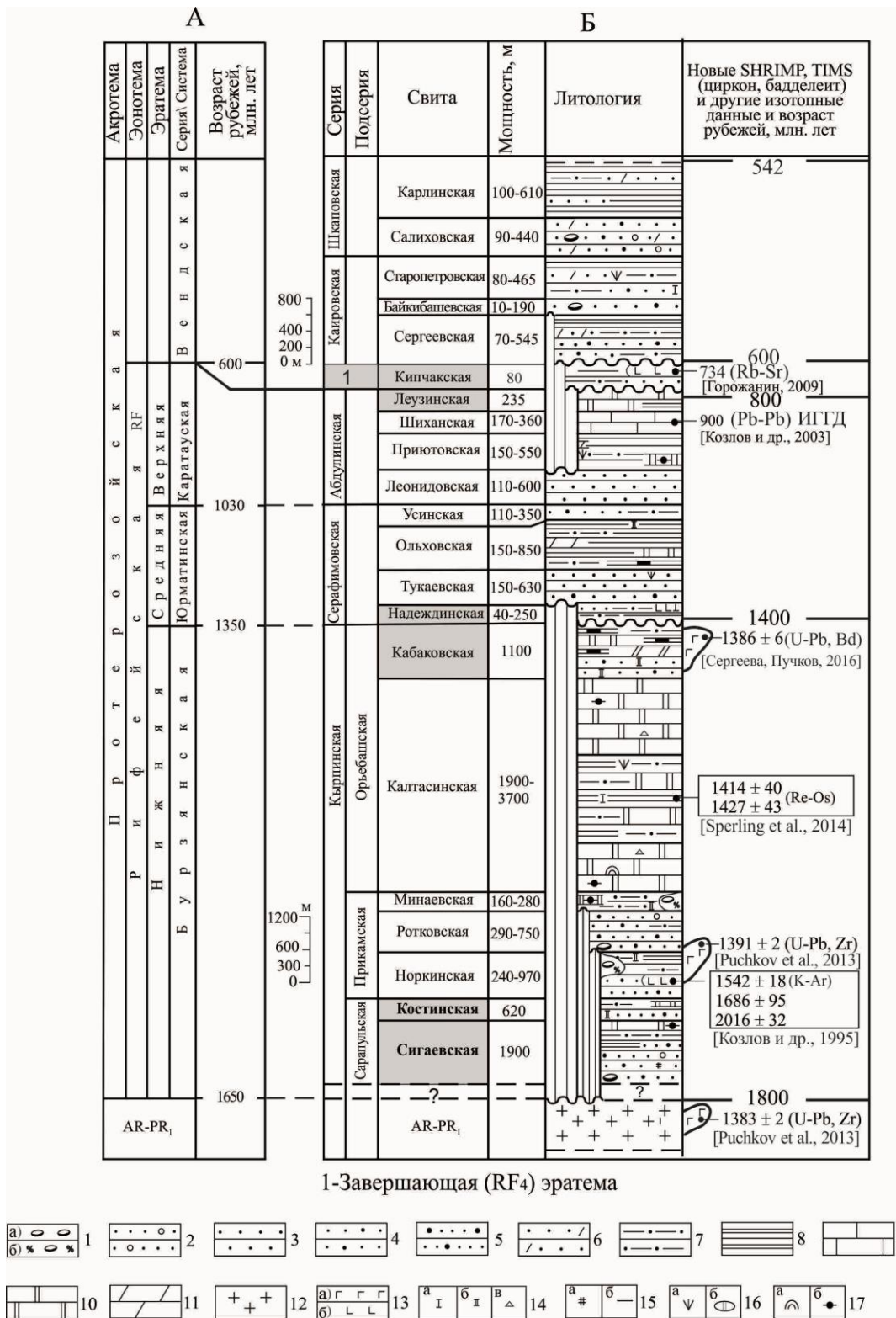


Рис. 1 Общие подразделения Стратиграфической шкалы верхнего докембрия России [12, 17] и Б — Сводный литолого-стратиграфический разрез рифея и венда Волго-Уральской области [3, 13, 14] с дополнениями и изменениями.

1 — конгломераты (а), тиллоиды (б); 2 — гравелиты; 3–6 — песчаники: 3 — кварцевые, 4 — полевошпат-кварцевые, 5 — аркозовые, 6 — полимиктовые; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — мергели; 12 — породы кристаллического фундамента; 13 — габбро (а), базальты (б); 14–16 — характеристика породы: 14 — кальцитизация (а), доломитизация (б), брекчированность (в); 15 — ангидритизация (а), глинистость (б); 16 — глауконит (а), доломитовые интракласты (б); 17 — палеонтологические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б).

Стратиграфическая схема..., 2000						Козлов [2009] Сергеева, Пучков [2015, 2016] и настоящая работа				
Эпохема	Эрагема	Система, отдел	Серия	Подсерия	Свита	Свита	Подсерия	Серия	Система, отдел	Эрагема
Перекрывающие						Палеозойские				
Рифейская	Верхняя (RF ₃)	Вендская	Шпаковская	Каировская	Карлинская	Карлинская	Шпаковская	V ₂	V ₁	RF ₄
					Салиховская	Салиховская				
					Старопетровская	Старопетровская				
					Байкибашевская	Байкибашевская				
	Средняя (RF ₂)	Абдулинская	Серафимовская	Орьбашская	Сережневская	Сергеевская	Абдулинская	RF ₃	RF ₂	RF ₁
					Шиханская	Кипчакская				
					Приютовская	Леузинская				
					Леонидовская	Шиханская				
					Усинская	Приютовская				
					Ольховская	Леонидовская				
					Тукаевская	Усинская				
	Кабаковская	Ольховская								
	Нижняя (RF ₁)	Кырлинская	Прикамская	Сарапульская	Надеждинская	Надеждинская	Кырлинская	RF ₁	RF ₁	RF ₁
					Калтасинская	Кабаковская				
					Минаевская	Калтасинская				
Ротковская					Минаевская					
Норкинская					Ротковская					
Петнурская					Норкинская					
Сарапульская					Костинская					
Сарапульская	Сигаевская									
AR-PR ₁	AR-PR ₁									

Таблица. Сопоставление Стратиграфической схемы рифея и венда ВУО [16] с уточненной и измененной схемой [3, 13, 14].

1. Горожанин В.М. Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту: скв. Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген // Изотопные системы и время геологических процессов. Матер. конф. Санкт-Петербург, 2009. – С. 145–147.
2. Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 15–34
3. Козлов В.И. // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: Изд-во РАН, 2009. Вып. 4. С. 30–39.
4. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. 218 с.
5. Козлов В.И., Пучков В.Н., Масагутов Р.Х., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Горожанин В.М. Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. СПб.: ООО «Недра», 2007. 136 с.

6. Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д. Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана). Препринт / УНЦ РАН, ООО «ИК БашНИПИнефть», ИГГД РАН, Уфа 2003, 40 с.
7. Козлов В.И., Сергеева Н.Д. // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья. Пермь: Изд-во ПГУ, 2010. С.45–49.
8. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140
9. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 4. С. 437–442.
10. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы ее обустройства: Матер. Всерос. конф. М.: ГИН РАН, 2013. С. 70–72.
11. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Обновленная схема расчленения стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России / Отв. ред. Т.Ю. Толмачева: Мат. совещ. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 137–139.
12. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. Беккер Ю.Р., Бибилова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
13. Сергеева Н. Д., Пучков В. Н. // Геологический Сборник ИГ УНЦ РАН № 12. Уфа: ИГ УНЦ РАН, С.3–2015
14. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфия рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения). В сборнике: Т.Ю. Толмачева (отв. ред.) Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России // Мат. Межведомственного рабочего совещания. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 157–159.
15. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Ратов А.А. // Вестник АНРБ. 2015. Т. 20. №2 (78). С. 25–33.
16. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / В.И. Козлов, Е.М. Аксенов, Н.Д. Сергеева, Т.В. Иванова Ю.В. Андреев, Р.Х. Масагутов, П.Н. Михайлов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000.
17. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.96 с.
18. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Soderlund U. et al. // Lithos. 2013 V.174, P. 109–124
19. Sperling E.A, Rooney A.D, Hays L, Sergeev V.N, Vorob'eva N.G, Sergeeva N.D, Selby D, Johnston D.T, Knoll A.H. // Geobiology. 2014. V. 12. P. 373–386

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ
БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*С.Г. Скублов^{1,2}, А.В. Березин^{1,3}, А.Е. Мельник^{1,4},
С.-Х. Ли⁴, Ч.-Л. Ли⁴, Д. Рубатто^{5,6}, Д. Хервартиц⁷*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*

³ *Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский
государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

⁴ *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology
and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China*

⁵ *Institute of Geological Sciences, University of Bern, Bern, Switzerland*

⁶ *Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland*

⁷ *Institut für Geologie und Mineralogie, Universität zu Köln, Köln, Germany*

Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются ключевым объектом для геодинамических реконструкций не только БПП, но и Фенноскандинавского щита в целом. Одной из главных проблем эклогитов БПП является установление времени их формирования. в настоящее время выявлено, что в пределах БПП эклогиты распространены гораздо шире, чем считалось ранее. Наиболее изученными в геолого-петрологическом и геохронологическом плане эклогитами БПП являются эклогиты района с. Гридино (т.н. гридинские эклогиты, [1] и др.) и т.н. салминские эклогиты [2] в северо-западной части Беломорского пояса (район месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара и проливов Широкая и Узкая Салма). Помимо салминских и гридинских эклогитов, также установлено присутствие эклогитов в ряде районов центральной части БПП: например, побережье Красной губы Белого моря [3]; острова Керетского архипелага [4, 5], острова Кемлудского архипелага. Число находок базитов с признаками эклогитизации в БПП с каждым годом увеличивается. Первые датировки гридинских эклогитов, полученные О.И. Володичевым с коллегами [1] U-Pb методом по цирконам со значением 2.72 млрд. лет, были ими проинтерпретированы как время эклогитового метаморфизма, вызванного субдукцией океанической коры. Данный факт вывел проблему возраста эклогитов БПП за рамки региональной проблемы, поскольку нигде в мире не были обнаружены коровые эклогиты — индикаторные породы субдукции современного типа, появившейся в раннем протерозое — древнее палеопротерозойских со значением возраста 2.0 млрд. лет [6]. Интерпретация же возраста эклогитов района с. Гридино как архейского позволила ряду исследователей распространить на карельский сегмент архейской коры геодинамические механизмы тектоники плит современного типа.

Геохронологические данные, полученные по эклогитам Беломорского подвижного пояса в целом интерпретируются по-разному. Существует три гипотезы (ссылки в [7]): 1) только архейский эклогитовый метаморфизм в интервале 2.82–2.78 млрд. лет назад; 2) архейский и раннепротерозойский этапы эклогитового метаморфизма с возрастными 2.72 млрд. лет и менее 2.39 млрд. лет; 3) палеопротерозойский (свекофеннский) эклогитовый метаморфизм ~1.9 млрд. лет. Архейский возраст эклогитового метаморфизма связывается с субдукцией, свекофеннский — с локальными сдвиговыми зонами.

Наша трактовка возраста эклогитового метаморфизма, приведшего к образованию эклогитов БПП, основанная на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования — локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами, Lu-Hf и Sm-Nd методам

по минералам эклогитового парагенезиса — гранату и омфациту, принципиально другая: все три метода независимо друг от друга определяют эклогитовый метаморфизм как свекофеннский, с одним и тем же значением возраста — ~1.9 млрд. лет. в целом же, при локальном датировании гетерогенных цирконов из различных проявлений БПП эклогитов (р-н Салмы, р-н с. Гридино, район Красной губы, о-ва Керетского архипелага (Сидоров, Илейки, Пезжостров) с одновременным изучением их геохимических особенностей «в той же точке» было установлено, что эклогитовому метаморфизму отвечает этап ~1.9 млрд. лет, ограниченный самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов ~2.2 млрд. лет и возрастом наложенных процессов 1.84–1.87 млрд. лет (пегматитообразование, гранатитизация эклогитов, ретроградный амфиболитовый метаморфизм) [8].

При датировании пород полиметаморфических комплексов важно правильное соотнесение результатов датирования с конкретным этапом метаморфизма. Критериями такого соотнесения могут служить: структурное, геохимическое (Kd, сравнение с экспериментальными данными) и изотопное (например, $\delta^{18}\text{O}$) равновесия датируемых минералов; контроль минеральных включений и геохимические особенности минералов. Например, при исследовании гетерогенных цирконов из эклогитов БПП только для доменов циркона с возрастом ~1.9 млрд. лет были выявлены геохимические особенности циркона метаморфического генезиса, более того, характерные только для циркона из эклогитов [9].

Для окончательного подтверждения свекофеннского возраста эклогитового метаморфизма было проведено локальное исследование изотопного состава кислорода в магматических ядрах (~2.9 млрд. лет) и метаморфических доменах циркона (~1.9 млрд. лет), а также в гранатах из эклогитов северо-западной части БПП. Для циркона и граната значение $\delta^{18}\text{O}$ является одним из самых надежных критериев, отражающих условия их генезиса, к тому же, наиболее точно соответствуя изотопному составу кислорода в породе в целом [10, 11]. Сопоставление изотопных данных по кислороду в цирконе и гранате из рассматриваемых эклогитов показало совпадение значений $\delta^{18}\text{O}$ в доменах циркона свекофеннского возраста и наиболее магнезиальных участках проградно зонального граната ($\delta^{18}\text{O}=4.7\text{--}5.1\text{‰}$ и $4.6\text{--}5.0\text{‰}$ соответственно), при сильном отличии изотопного состава кислорода в ядрах циркона архейского возраста ($\delta^{18}\text{O}$ до 5.9‰).

Таким образом, по нашим данным, эклогиты БПП являются одними из самых древних высокobarических пород с достоверно установленным возрастом метаморфизма ~1.9 млрд. лет при различном возрасте магматического протолита от ~2.2 до ~2.9 млрд. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-55-53022) в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0002.

1. Володичев О.А. и др. // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Konilov A.N. et al. // *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier, 2011. P. 623–670.
3. Скублов С.Г. и др. // *ДАН*. 2013. Т. 453. № 3. С. 319–325.
4. Березин А.В. и др. // *ДАН*. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
5. Березин А.В., Скублов С.Г. // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 1–22.
6. Möller A. et al. // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1067–1070.
7. Мельник А.Е. Дисс. ... к. г.-м. н. СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.
8. Скублов С.Г. и др. // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.
9. Скублов С.Г. и др. // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
10. Page F.Z. et al. // *Journal of Petrology*. 2014. V. 55. № 1. P. 103–131.
11. Rubatto D., Angiboust S. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. V. 170. № 5–6. P. 44.

АРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРОГЕНЫ:
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ ПРИ ИХ ФОРМИРОВАНИИ
(НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

А.И. Слабунов

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Фенноскандинавский щит является фрагментом литосферы, сформировавшимся, главным образом, в результате сочленения (амальгамагии и аккреции) древних фрагментов литосферы и двух докембрийских орогенических поясов: архейского — Карельско-Беломорско-Кольского и палеопротерозойского — Лапландско-Кольско-Свекофеннского. Данные орогены являются элементами значительно более крупных образований, сформировавшихся в ходе становления суперконтинентов Кенорленд [16] и Колумбия/Нуна [15], соответственно.

Архейский ороген включает в себя Карельскую, Беломорскую, Кольскую и Мурманскую провинции, исходя из этого его можно именовать Карельско-Беломорско-Кольский. Эти структуры состоят из серий тектонических пластин, границы которых хорошо маркируются как пологие отражающие поверхности на сейсмических профилях [4, 9]. Становление ювенильной континентальной земной коры в этом орогене начинается около 2.99–2.95 млрд лет (далее — Ga) в обрамлении древних (3.5–3.2 Ga) блоков континентальной литосферы [7, 10, 12]. в составе орогена известны фрагменты мезоархейской (3.0–2.8 Ga) океанической коры типа океанических плато (базальт-коматиитовые ассоциации, например, рувинваарская свита (комплекс) Костомукшского зеленокаменного пояса), супрасубдукционных офиолитов (Серякский, Ириногорский). Выделяется четыре главных субдукционно-аккреционных эпизода становления континентальной коры: 2.99–2.94; 2.9–2.85; 2.82–2.78; 2.75–2.72 Ga, в ходе которых формируются отдельные террейны [6, 7]. Таким образом, продолжительность каждого эпизода около 30–50 млн лет. Период 2.71–2.68 Ga знаменуется коллизией Карельского и Кольско-Мурманского блоков (супертеррейнов) с образованием Беломорского коллизионного пояса [8] и его последующим коллапсом, завершившимся около 2.66 Ga. в западной части орогена синхонно с коллизией формируются осадки (комплекс Нурмес) типа вакки [12] и щелочные габброиды [17]. Таким образом общая продолжительность формирования архейского орогена — 340 млн лет (3.00–2.66 Ga), продолжительность отдельных субдукционно-аккреционных эпизодов — 30–50 млн лет. При формировании орогена участвуют следующие геодинамические процессы: спрединг, субдукция, коллизия, мантийные плюмы.

Палеопротерозойские Лапландско-Кольский (2.0–1.89 Ga) и Свекофеннский (1.95–1.65 Ga) орогены, хотя и развиваются независимо друг от друга, но являются составляющими единой крупной системы орогенов в составе суперконтинента Колумбия/Нуна [1, 15]. Первый из них — это коллизионный ороген [1, 14, 15 и ссылки там], а второй — аккреционный [3, 18]. Формирование Лапландско-Кольского коллизионного орогена начинается около 2.0 Ga с раскола древней континентальной коры и формирования океана красноморского типа. Период 1.96–1.92 Ga — это раннеорогенная стадия его развития, когда происходит образование новой (ювенильной) континентальной коры орогена в процессе субдукции. Период 1.93–1.90 (1.89) Ga — это коллизионная стадия, сопровождающаяся надвиговой тектоникой [5, 14 и ссылки там], утолщением коры и метаморфизмом пород в условиях гранулитовой фации повышенных давлений и температуры, а также эклогитовой [11, 14 и ссылки

там]. в период 1.89–1.82 Ga происходят разрушение орогена, эксгумация пород нижней и средней коры.

Формированию Свекофеннского аккреционного орогена также предшествовало растяжение края континентальной коры древнего континента (образовавшегося на фундаменте архейского Карельского орогена) и формирование в период 2.0–1.95 Ga новой океанической литосферы (ее фрагменты сохранились в виде офиолитов Йормуа, Оутокумпу, Нетто). в период 1.92–1.65 Ga происходит формирование новой континентальной коры в процессе субдукции, ее амальгамация и аккреция с микроконтинентами и архейском кратонм. Рост коры отмечается в ходе по крайней мере четырех субдукционно-аккреционных (коллизийных) событий: 1.92–1.89 Ga (сава-лапландская орогения), 1.87–1.84 Ga (феннийская), 1.83–1.80 Ga (свекобалтийская) и 1.8–1.65 Ga (формирование Транскандинавского магматического пояса) [2, 3, 15, 18]. Прерывистый характер становления континентальной коры Свекофеннского орогена ярко подчеркивается пространственно-временной асимметрией в проявлении высокотемпературного / умеренно-низкобарического метаморфизма: раннесвекофенского (1.89–1.87 Ga) во внешней (северной) зоне, а позднесвекофенского (1.83–1.79 Ga) во внутренней (южной) зоне [2, 3, 13].

Общая продолжительность становления палеопротерозойского Лапландско-Кольско-Свекофеннского орогена 350 млн лет (2.00–1.65 Ga), хотя наиболее активные его фазы сконцентрированы в узких (40 млн лет) интервалах 1.96–1.92, 1.93–1.89 Ga.

Сравнительный анализ архитектуры, вещественного состава главных структурно-вещественных комплексов, истории формирования мезо-неоархейского и палеопротерозойского аккреционно-коллизийных орогенических поясов (на примере Карело-Беломорско-Кольского и Лапландско-Кольско-Свекофеннского орогенов Фенноскандинавского щита) показывает, что геологические структуры данного класса за период 3.0–1.65 Ga не претерпели революционных изменений в закономерностях и основных геодинамических механизмов становления.

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085-4.

1. Балаганский В.В. // ВЕСТНИК Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С.5–11.
2. Балтыбаев Ш.К. // Геотектоника. 2013. № 6. С.44–59.
3. Балтыбаев Ш.К. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 2. С.3–19.
4. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю I-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Том 1. А.Ф. Морозов (ред.). М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 408 с.
5. Мудрук С.В. // Геотектоника. 2013. № 4. С.13–30.
6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Пет-ск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
7. Слабунов А.И. // Геотектоника. 2006. № 6. С.3–32.
8. Слабунов А.И. // ДАН. 2016. Т. 467, № 1. С.71–74.
9. Слабунов А.И. // Строение и история развития литосферы. Леонов Ю.Г. (Ред.). М.: Paulsen, 2010. С.291–308.
10. Слабунов А.И. // Геология Карелии: от архея до наших дней. М-лы конф., посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С.13–21.
11. Balagansky V. // International Geology Review. 2015. V. 57, № 11–12. P.1543–1565.
12. Hölttä P. // Evolution of Archean Crust and Early Life. Y. Dilek, H. Furnes (eds). Springer, 2014. P.55–102.

13. Hölttä P. // *Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 — Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Sp. Paper 60. Nironen M. (Ed.). GSF, 2017. P.77–128.*
 14. Lahtinen R. // *Precambrian Research. 2019. V. 330. P.1–19.*
 15. Lahtinen R. // *Episodes. 2008. V. 31, № 1. P.20–28.*
 16. Lubnina N.V. // *Moscow University Geology Bulletin. 2011. V. 66, № 4. P.242–249.*
 17. Mikkola P. // *Abs. 32nd NGWM. Bull. of the GSF. Special V. Helsinki, 2016. P.65.*
 18. Nironen M. // *Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 — Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Sp.Paper 60. Nironen M. (Ed.). GSF, 2017. P. 41–76.*
-

ГИГАНТСКИЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ И РИФТОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ — ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРАТОНОВ СЕВЕРНОЙ ИНДИИ

А.И. Слабунов¹, В.К. Сингх²

¹ *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
E-mail: slabunov@krc.karelia.ru*

² *Бунделкхандский университет, Джанси, Индия*

Гигантские (п0-п00 м — мощностью и п-п0 км по простиранию) кварцевые гидротермальные жилы являются уникальными геологическими образованиями, создающими в том числе и неповторимый ландшафт Бунделкхандского кратона. [2,4,6]. Эти жилы преимущественно СВ-ЮЗ простирания пересекают большую часть пород кратона и проникают в осадки в основании обрамляющих его с севера и юга рифтогенных бассейнов Биджавар (Bijawar) и Гвалиор (Gwalior), соответственно. Вместе с тем, они перекрываются осадками комплекса Виндхиян (Vindhyan) (рис. 1). Таким образом кварцевые жилы моложе или близки по возрасту комплексам Бидживар и Гвалиор, но древнее комплекса Виндхиян. в составе Бунделкхандского кратона описан также рой мафических (долериты и габброиды) даек преимущественно СЗ-ЮВ простирания. Рой даек полихронный, в его составе известны тела трех возрастных групп: около 1.98, 1.8 и 1.0 млрд лет [5,6]. Известны примеры того, что дайки (вероятно, наиболее молодые) секут кварцевые жилы [6].

Архейские комплексы Бунделкхандского кратона [9] является фундаментом для палеопротерозойских осадочных серий Биджавар и Гвалиор, а все эти образования в свою очередь перекрываются палео-мезопротерозойскими (1720–1000 млн лет) осадками с прослоями вулканитов супергруппы Виндхиян [6].

Палеопротерозойский бассейн Биджавар расположен к югу от Бунделкхандского кратона (рис. 1), и складывается породами одноименной группы [6]. Ее выходы прослеживаются примерно на 100 км при ширине от 4 до 20 км вдоль южного борта кратона. Осадки группы Биджавар залегают на Бунделкхандских гранитах и породах зеленокаменного комплекса Гирар [9] с угловым несогласием и перекрываются также с несогласием отложениями супергруппы Виндхиян. Мощность группы около 1000 м. в основании разреза известна 90-метровая толща континентальных толеитовых базальтов (базальты Бхусор (Bhusol) и лавы Курат (Kurat)). Кроме того, в толще осадков залегают 300-м силл Даргаван (Dargawan). Возраст магматизма можно оценить в 1900–1720 млн лет, с учетом того, что для силла Даргаван имеется Rb-Sr датировка в 1967±140 млн лет, а для лав Курат — 1691±180 млн лет [6, 7].

В северном обрамлении кратона находится еще один палеопротерозойский бассейн — Гвалиор (рис. 1). Он сложен одноименной группой осадочных пород с 5 прослоями толеитовых базальтов и 170-м силлом габброидов. По составу и возрасту эти базиты сходны с аналогами в бассейне Биджавар [6, 7].

Кварцевые жилы по петрографическим данным образовались, по крайней мере, в ходе двумя основными фаз. Эти данные хорошо согласуются с результатами изучения цирконов из них: U-Pb по цирконам возраст гидротермальных событий, приведших к формированию кварцевых жил, оценивается в 1866±11 и 1779±43 млн лет, соответственно [1, 8].

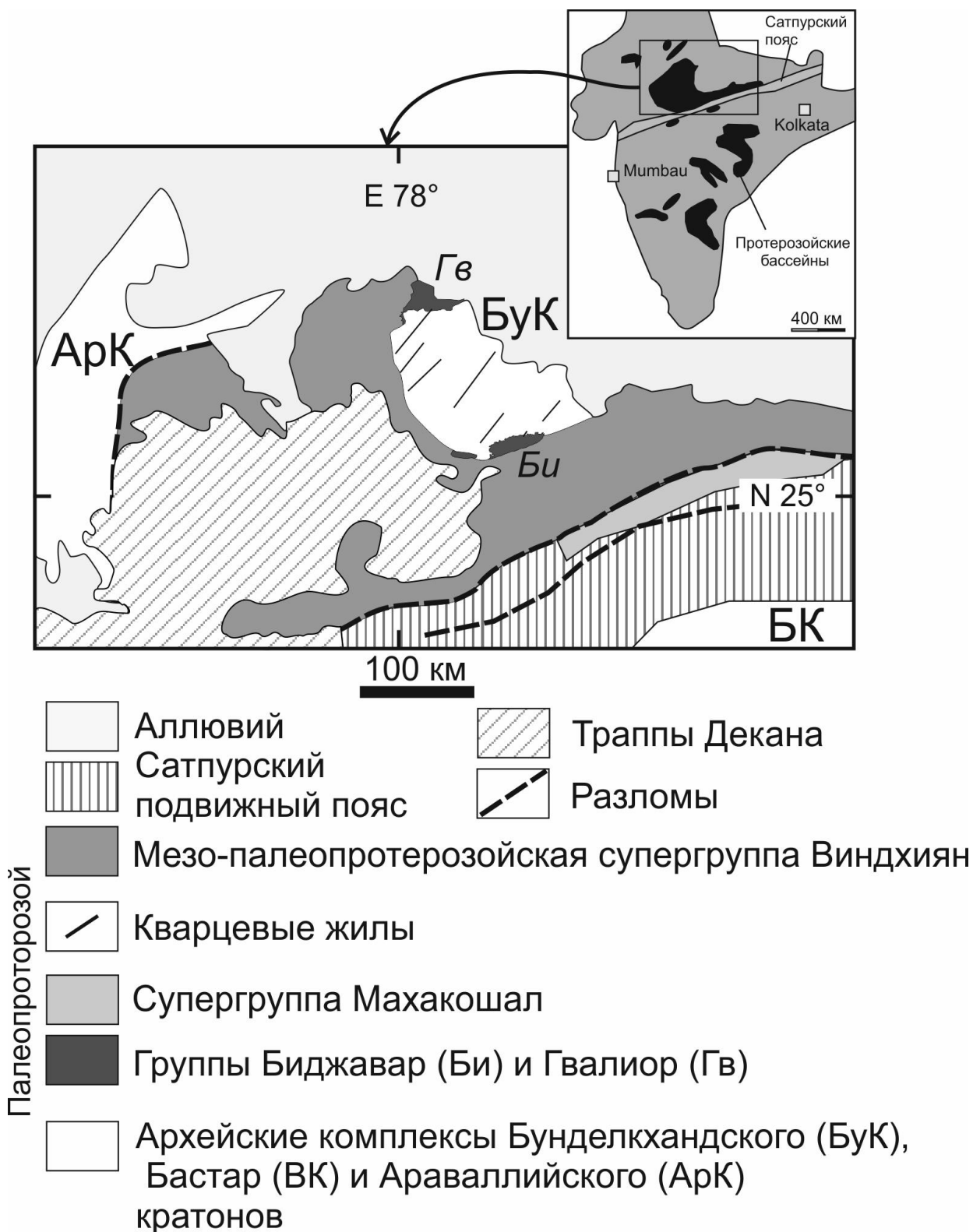


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Индийского щита и расположение гигантских кварцевых жил [с использованием 2, 4, 6, 7 и оригинальных материалов авторов].

Бунделкхандский кратон находился в палеопротерозое (1.9–1.7 млрд лет) в обрамлении двух рифтогенных структур и испытывал их влияние в виде растяжения-сжатия и магматической-гидротермальной активности. При этом раскрытие субширотно (ЗЮЗ-ВСВ) ориентированных рифтов, по-видимому, носило прерывисто-импульсный характер. в условиях сжатия по оси ССЗ-ЮЮВ жесткой коры кратона,

расположенного между рифтами, сформировались рои даек СЗ-ЮВ ориентировки, а при его растяжении вдоль этой оси формировались СВ-ЮЗ гидротермальные жилы. При этом, условия для формирования последних возникали дважды: около 1870 млн лет и около 1780 млн лет.

В период 1.9–1.8 млрд лет формировался палеопротерозойский суперконтинент Колумбия [3, 5] и глобальная система складчатых поясов, элементом которой являлся и Сатпурский (находится непосредственно к югу от Бунделкхандского кратона) [6, 7]. Палеопротерозойские (1.9–1.8 млрд лет) гигантские кварцевые жилы Бунделкхандского кратона могут быть отражением плюмовой активности над этой окраиной суперконтинента, а также могут указывать на влияние ранних субдукционных процессов в Сатпурском орогене на кратон [3,6].

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085-4.

1. Слабунов А.И. // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: Мат-лы конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С.239–241.
2. Bhattacharya A.R. // *Journal Geological Society of India*. 2013. V. 82. P.474–484.
3. Hou G. // *Gondwana Research*. 2008. V. 14. P. 395–409
4. Pati J.K. // *J. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 116. P.497–510.
5. Pradhan V.R. // *Precambrian Research*. 2012. V. 198–199. P.51–76.
6. Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. *Geology of India*. V. 1. Bangalore: Geological Society of India, 2010. 556 p.
7. Roy A.B., Purohit R. *Indian Shield: Precambrian Evolution and Phanerozoic Reconstitution*. Elsevier, 2018. 375 p.
8. Singh V.K. // 6 National Symp. on gems and gemstones. Abs.Vol. Gwalior, India, 2015. P.64.
9. Slabunov A. // *International Geology Review*. 2019. V. 61, № 11. P.1409–1428.

ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ АНАЛИЗОВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

В.Ф. Смолькин¹, С.В. Межеловская², А.Д. Межеловский²

¹ Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

Исследования направлены на определение начала заложения Печенгской рудоносной структуры палеопротерозойского возраста, расположенной на северо-западе Кольского региона [4, 5], установление источников обломочного материала по мере многократного отложения терригенных толщ, оценку вкладов эо-, мезо- и неоархейского вещества при формировании континентальной коры. в качестве основного инструмента для решения поставленных целей был выбран циркон.

Монофракции циркона выделялись из проб весом 5–8 кг в ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и в Институте геологии КНЦ РАН (г. Петрозаводск). Для локального изотопного анализа циркона использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов (SIMS) на приборе SRHIMP-II и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией LA-ICPMS на приборе ThermoQuest Finnigan MAT Neptune. Все анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Проба П-73. Из цемента базальных конгломератов телевинской свиты выделено 120 зерен, из них проанализированы 24 (SIMS SRHIMP-II). На гистограмме выделяются три кластера с максимумами около 2703, 2731, 2785 млн лет (рис. 1а). На U-Pb диаграмме с конкордией большинство аналитических точек аппроксимируются двумя дискордиями с верхним пересечением 2724 ± 9 (СКВО=1.9) и 2792 ± 7 (СКВО=1.3) млн лет (рис. 1б). Детритовый циркон из телевинской свиты был изучен также из гравелитов и конгломератов, вскрытых скв. 3462 [8] и залегающих на породах интрузии г. Генеральской с U-Pb возрастом 2496–2505 млн лет [1]. Большинство зерен циркона на гистограммах образуют кластер с возрастом 2830 млн лет. Усредненные данные по трем зернам (2482 ± 24 млн лет), а также дополнительные данные для двух зерен (2371 ± 32 , 2402 ± 37 млн лет) могут свидетельствовать о начале формирования конгломератов после 2370 млн лет.

Проба П-21. Красноцветный гравелит лучломпольской свиты, залегающий на маломощной коре выветривания субщелочных вулканитов. Выделено 103 зерна, проанализировано 61 (LA-ICPMS). Все аналитические точки располагаются на U-Pb диаграмме на конкордии или вблизи (рис. 1г). Основная часть зерен циркона имеет возраст в интервале 2700–2820 млн лет с максимумами около 2718 и 2779 (рис. 1в), меньшая часть — возраст 2840–3000 млн лет с максимумами около 2854 и 2972. Установлено полное отсутствие зерен циркона с возрастом меньше 2700 млн лет. Для одного кристалла с тонкой зональностью получено значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 3698 ± 8 млн лет (рис. 1г, вставка).

Для циркона из терригенных пород телевинской и лучломпольской свит установлены повторяющиеся возрастные кластеры: 2.70–2.72, 2.78–2.79 и 2.83–2.85 млн лет. в северном обрамлении Печенгской структуры одновозрастные породы представлены гнейсами комплексов Киркенес, Варангер и Сванвик (соответственно 2715 ± 18 , 2803 ± 15 , 2825 ± 34 млн лет) [4]. Дополнительным источником циркона могли быть высокоглиноземистые гнейсы с возрастом 2798–2830 млн лет, пересеченные СГ-3 (2, 4, 6, 8 и 10 толщи), а также гнейсы с возрастом 2727 ± 24 млн лет, залегающие в северо-западном обрамлении Печенгской структуры [2, 3].

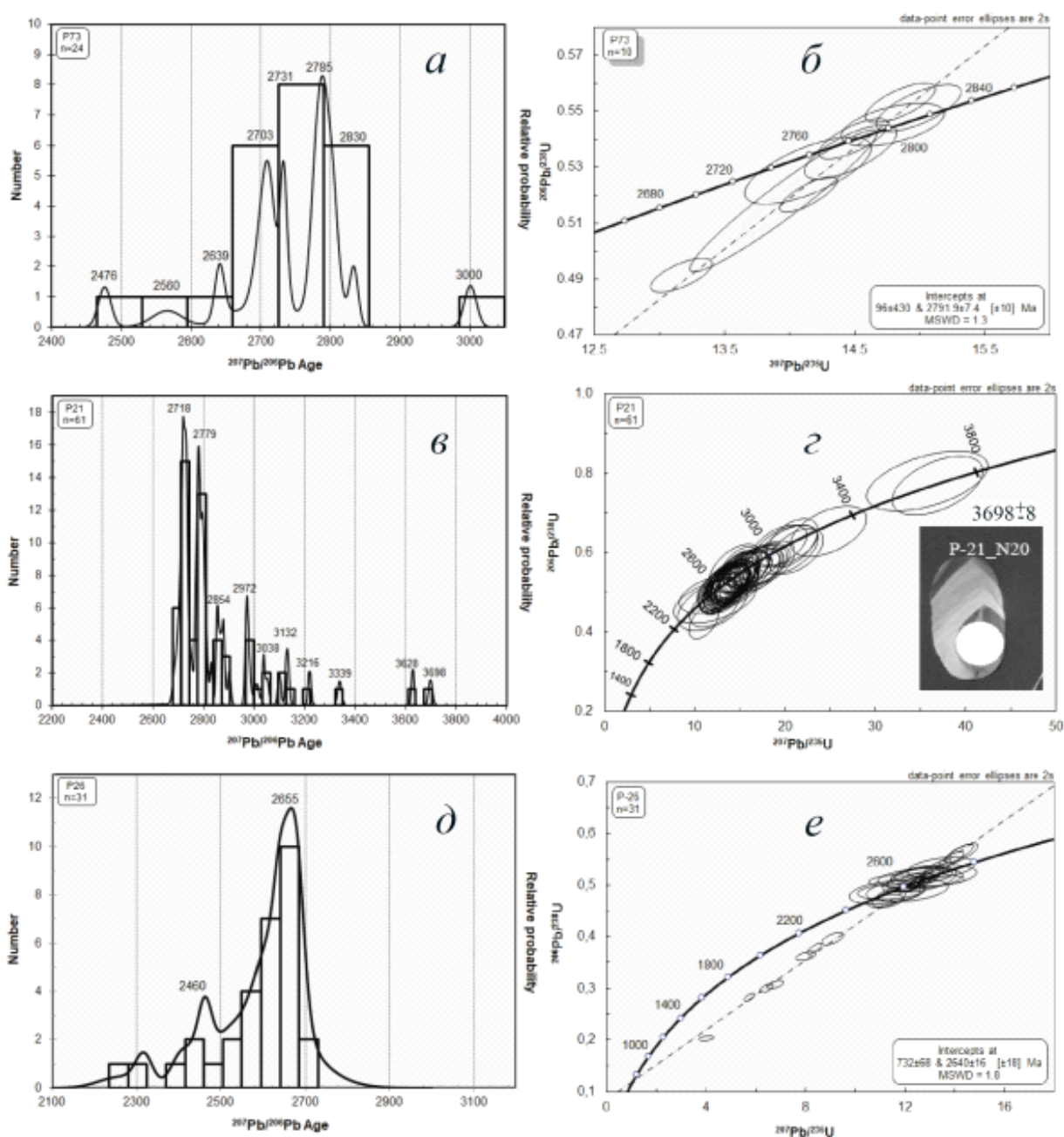


Рис. 1. Мультимедийное распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста циркона (а, в, д) и U-Pb диаграммы с конкордией для циркона (б, г, е) из проб П-73, П-21 и П-26.

Наличие древних зерен циркона с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом от 3037 ± 4 до 3698 ± 8 млн лет в гравелитах обусловлено более глубокой эрозией фундамента в период первой глобальной «Кислородной революции» (2.4–2.3 млрд лет). Снос обломочного материала был с северного борта Печенгского бассейна в южном направлении.

Проба П-26. Высококремнеземистый турбидит из маркирующего горизонта в 700–850 м от подошвы матерской свиты ферропикрит-базальтового состава, г. Куорпукас [6]. Выделено 47 зерен, получен 31 анализ (SIMS SRHIMP-II). Большинство точек локального анализа циркона располагается на конкордии (рис. 1e). Основной кластер имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале от 2520–2691 млн лет с максимумом на гистограмме около 2655 млн лет (рис. 1д). Зерна с пониженным возрастом 2403 – 2463 и 2263 – 2318 млн лет характеризуются высокими содержаниями

U, Th и высокой степенью дискордантности. Для 13 зерен, точки которых лежат на конкордии, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст равен 2651 ± 10 млн лет (СКВО=0.30), для всей совокупности зерен — 2640 ± 16 млн лет (СКВО=1.8), нижнее пересечение дает значение 732 ± 16 млн лет (рис. 1e).

Источниками циркона с возрастом 2520 – 2557 и 2640–2651 млн лет могли быть граниты, реликты которых залегают в южном обрамлении Печенгской структуры, и гнейсы, подобные вскрытым СГ-3 [8]. Из этого следует, что снос терригенного материала был с южного борта в северо-восточном направлении. Полученные результаты подтверждают, что основной вклад в континентальную кору внесли породы ТТГ комплекса, высокоглиноземистые гнейсы и гранитоиды. Доминирующая роль группы циркона с возрастом 2.7 млрд лет согласуется с глобальным приростом континентальной коры в этот период [7]. Обнаружение нескольких популяций циркона с возрастом 3.0–3.7 млрд лет подтверждает участие эо- и мезоархейских породных комплексов в строении континентальной коры Кольского региона, которые отсутствуют на современной эрозионной поверхности и в керне СГ-3.

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ № 17-05-00592 А.

1. Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В. // *Геохимия*. 1999. № 1. С. 1–11.
2. Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. // *Литосфера*. 2013. №5. С. 3– 25.
3. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. // *Геохимия*. 2016. № 1. С. 105–125.
4. Кольская сверхглубокая. М.: МФ ТЕХНОНЕФТЕГАЗ». 1998. 260 с.
5. *Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ АН СССР. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). 1995. 240 с.*
6. Смолькин В.Ф. *Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.*
7. Condie K.C., Aster R.C. // *Precambrian Res.* 2010. V. 180. P. 227–236.
8. Gärtner C., Bahlburg Y., Melezhik V., Berndt J. // *Precambrian Res.* 2014. 246. P. 281–295.

ИНТРУЗИВНЫЕ БАЗИТЫ С ВОЗРАСТОМ
2.22 МЛРД ЛЕТ В БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА —
ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.В. Степанова¹, С.В. Егорова¹, И.И. Бабарина²,
П.Я. Азимов³, В.С. Степанов¹, А.Н. Ларионов⁴

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
E-mail: stepanov@krc.karelia.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Для проведения обоснованных палеореконструкций в докембрийских областях необходимы реперы, надежно ограничивающие возраст событий. в сложно дислоцированных комплексах докембрийских подвижных поясов таким репером часто являются интрузии и дайки базитов — фрагменты крупных магматических провинций. В мире реконструированы несколько крупных раннедокембрийских магматических провинций с возрастом 2.5, 2.45, 2.22, 2.06 млрд лет [1], которые позволяют проводить палеоконтинентальные реконструкции для раннего палеопротерозоя.

Период 2.2 млрд лет на Земле характеризуется всплеском эндогенной активности и формированием мафических даек, силлов и вулканитов [1 и ссылки в этой работе] плюмового генезиса. На Фенноскандинавском щите это силлы карьялитов [2,3] — дифференцированные от оливинитов до лейкогаббро протяженные пологие тела. Для карьялитов типичны низкие содержания Al_2O_3 , высокие содержания CaO, $Mg\# > 0.65$, обогащение LILE и LREE и деплетированность HREE, $\epsilon_{Nd} 2.22 \sim 0$. Долгое время силлы карьялитов были известны исключительно на территории Финляндии [2], однако новые данные свидетельствуют о значительно более широком их распространении.

В центральной части Беломорской провинции в Гридинско-Амбанринском домене [4] закартированы метагаббро, формирующие тело северо-западного простирания видимой мощностью до 400 м, прослеженное на расстояние 1.5 км, секущее оливинитовые габбронориты комплекса лерцолитов-габброноритов [5]. Анализ характера контактов показывает, что массив метагаббро представляет собой фрагмент полого ($15\text{--}30^\circ$) погружающегося на ЮЗ тела, срезанного с севера и юга тектоническими зонами. Вблизи северного контакта расщепление в метагаббро субсогласно с простиранием сдвиговой зоны, в южном контакте метагаббро интенсивно деформированы вблизи контакта с гнейсами. Имеющиеся структурные наблюдения и вариации состава пород вкрест простирания тела метагаббро, а также отсутствие во вмещающих гнейсах других тел базитов близкого состава свидетельствуют о том, что изученный массив метагаббро представляет собой фрагмент более крупного дифференцированного интрузива, образованный в результате интенсивных тектонических движений. Сохранность изученного фрагмента обусловлена, вероятно, положением внутри жесткого блока габброноритов.

Возраст цирконов, выделенных из габбро-пегматитов и датированных U-Pb (SIMS) методом на SHRIMP II во ВСЕГЕИ, составляет 2227 ± 5 млн лет (СКВО 0.52). Часть зерен дискордантны, аналитические точки их состава формируют линию регрессии, верхнее пересечение с возрастом 2231 ± 7 млн лет (СКВО 1.08) совпадает с возрастом конкордантных точек, что определяет возраст магматической кристаллизации цирконов.

Тело метагаббро имеет ассиметричное строение. Породы варьируют по составу от оливиновых клинопироксенитов вблизи западного контакта до лейкократовых габбро в центральной части, восточная часть тела и его контакт с габброноритами не вскрыты. Преобладающей разновидностью пород являются массивные мезократовые средне-крупнозернистые метагаббро. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой — гранулитовой фации и редко сохраняют реликты первичных оливина, пироксена и плагиоклаза. Первичные клинопироксены псевдоморфно замещены метаморфическими диопсидом, амфиболом и биотитом. в центре зерен плагиоклаза

в лейко- и мезократовых разновидностях обычны зерна Na-Cl-скаполита. Гидроксилсодержащие минералы (биотит и роговая обманка) также содержат хлор. Дифференциация выражена и в вариациях химического состава пород. в зонах закалки и дайках развиты умеренно-Mg породы с содержанием MgO до 10 мас.%, которые вглубь тела сменяются умеренно-Mg, низко-Al и высоко-Ca кумулятивными базитами, а затем низкомагнезиальными лейкократовыми габброидами. Для всех пород массива характерно обогащение LREE и деплетированность HREE ($[La/Sm]_n=1.6$, $[Gd/Yb]_n=2.3$). в целом, по химическому составу метагаббро с возрастом 2227 млн лет в Беломорской провинции аналогичны силлам карьялитов на Карельском кратоне [2,3]. Важно отметить, что метагаббро с возрастом 2227 млн лет контрастно отличаются от изученных ранее в Беломорской провинции габброидов [6], как по содержанию главных, так и рассеянных элементов.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в среднем палеопротерозое Карельская и Беломорская провинции Фенноскандинавского щита находились в зоне влияния одного мантийного источника и принадлежали одному континентальному блоку. Эти данные являются еще одним доказательством в пользу того, что в палеопротерозое Беломорская провинция была частью Карельского кратона.

Интенсивные метаморфические и структурные преобразования базитов с возрастом 2.22 млрд лет указывают на то, что наблюдаемые в Беломорской провинции структурные и метаморфические парагенезисы были сформированы после 2.22 млрд лет, наиболее вероятно, в ходе лапландско-кольской орогении. Это предполагает очень низкую степень сохранности раннепалеопротерозойских и архейских минеральных и структурных парагенезисов и требует особой тщательности при расшифровке ранней истории формирования Беломорской провинции.

1. Ernst R. *Large Igneous provinces.*: Cambridge University Press, 2014. 667 p.
2. Hanski E.J., Nuhma H., Vuollo J.I. // *Bullentin Geol. Soc. Finl.* 2010. V. 82. P. 31–62.
3. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. // *Труды Карельского научного центра РАН.* 2018. № 11. С. 3–16.
4. Бабарина И.И. и др. // *Геотектоника.* 2017. № 5. С. 3–19.
5. Степанов В.С. *Основной магматизм Беломорья.* Ленинград: Наука, 1981. 216 с.
6. Stepanova A., Stepanov V. // *Precambrian Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ
КАРЕЛЬСКОЙ И КОЛЬСКО-МУРМАНСКОЙ ПРОВИНЦИЙ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ГЕОХРОНОЛОГИЯ,
КОРРЕЛЯЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

*А.В. Степанова¹, А.В. Самсонов², Е.Б. Сальникова³, А.А. Арзамасцев³, С.В. Егорова¹,
Р.В. Веселовский^{4,5}, Ю.О. Ларионова², К.Г. Ерофеева², М.В. Стифеева³*

¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
E-mail: stepanov@krc.karelia.ru*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

⁴ *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

⁵ *Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия*

В палеоконтинентальных реконструкциях для раннего палеопротерозоя Фенноскандия, включающая Карельскую и Кольскую архейские провинции, часто рассматривается как единый континентальный блок Кола-Карелия, за исключением времени существования Лапландско-Кольского океана [1]. Эти реконструкции основаны на сходстве в последовательности вулканогенно-осадочных комплексов и возрасте магматизма [1, 2, 3]. Новые геохронологические данные, прежде всего, результаты U-Pb датирования бадделеита из мафических даек, позволили дополнить и детализировать схемы корреляции основного магматизма Карельской и Кольской провинций и получить ряд ограничений на реконструкции взаимного расположения этих блоков в палеопротерозое.

Карельская провинция. Палеопротерозойские мафические дайки широко распространены в Карельской провинции [2]. Они включают дайки габброноритов 2505 млн лет [4], дайки габброноритов и долеритов 2450 млн лет [2, 5], дайки долеритов 2405 млн лет [6] и 2310 млн лет [5], силлы 2222 млн лет [7], долериты и континентальные толеиты MORB-типа с возрастом 2130 млн лет [8], силлы и дайки с возрастом 1980 млн лет [9]. Каждое из установленных в пределах Карельской провинции дискретных эндогенных событий, представленных роями мафических даек, отвечает самостоятельному эпизоду тектонической истории развития кратона.

Кольско-Мурманская провинция. На основании многочисленных определений изотопного возраста для даек и силлов базитов на территории Кольско-Мурманской провинции, предполагалось, что последовательность их формирования и возрасты аналогичны Карельской провинции [3]. Результаты U-Pb датирования бадделеита (ID-TIMS) и циркона (SIMS) из мафических даек показали, что событие с возрастом 2505 млн лет, помимо расслоенных интрузий [10], включает большой объем мафических даек, распространенных вдоль побережья Баренцева моря и в центральной части Кольско-Мурманской провинции. Это рои мафических даек Лиинахамари (2508±6 млн лет), Кольского залива (2523±48 Ma), Оленегорска, г. Варзина (2505±6 Ma), преимущественно ССВ простирания, представленных кварцевыми долеритами, оливиновыми габброноритами и оливиновыми габбро. Событие с возрастом 2405 млн лет, новое для Кольско-Мурманской провинции, включает дайки долеритов и дифференцированные силлы базитов S-типа, локализованные в Кольско-Норвежском террейне. в этом же террейне впервые в Кольско-Мурманской провинции установлены дайки долеритов с возрастом 2060 млн лет. Базиты с возрастом 1980 млн лет ранее были установлены только в Печенгской структуре и ее обрамлении [3]. Новые данные показали, что базиты этого

возраста распространены в Мурманском кратоне и в восточной части Кольско-Норвежского террейна. Формирование силлов пойкилоофитовых долеритов Мурманской силловой провинции 1860 млн лет назад, наиболее молодое палеопротерозойское внутриплитное событие, проявлено только в северной части Мурманского кратона.

Сопоставление последовательности формирования и состава базитов Карельской и Кольско-Мурманской провинций показало следующее:

1. Сходство раннепалеопротерозойской (2.5–2.4 млрд лет) истории дайкового магматизма этих провинций не противоречит предположению о принадлежности их к суперкратону Сьюпериа [4] на границе архей-протерозой. Различия в объеме и геометрии роев мафических даек с возрастными 2.5 и 2.45 млрд лет возможно отражают удаленность этих сегментов друг от друга в пределах единого континентального блока, либо свидетельствует о смещении центра плюмовой активности.

2. Наиболее существенные различия зафиксированы в интервале времени 2400 – 2060 млн лет, хотя ограничивающие этот временной интервал события проявлены и в Кольской, и в Карельской щита. в Кольской провинции к настоящему времени не известны базиты с возрастными 2.3, 2.2, 2.1 млрд лет, широко распространенные в Карельской части щита. Это может отражать существенные различия в позиции Карельской и Кольской-Мурманской провинций в пределах крупных континентальных блоков в среднем палеопротерозое и более длительное время существования разделявшего эти континентальные блоки Лапландско-Кольского океана, чем это считалось ранее [11]. Событие с возрастом 2060 млн лет, может рассматриваться как индикатор закрытия океана и начала формирования Фенноскандии в современной ее конфигурации. Детализация истории развития Фенноскандии в среднем палеопротерозое требует дополнительных геохронологических данных, петрологических реконструкций и проведения корреляций с другими докембрийскими щитами мира.

Работа поддержана Российским научным фондом (грант 16-17-10260-П).

1. Melezhik V.A., Hanski E.J. // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation, Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project Frontiers in Earth Sciences.* / Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 111–178.
2. Vuollo J., Huhma H. // *Precambrian Geology of Finland Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield.* Elsevier, 2005. С. 195–236.
3. Федотов Ж.А. и др. // *Геотектоника.* 2012. № 6. С. 29–45.
4. Ernst R., Bleeker W. // *Can. J. Earth Sci.* 2010. V. 47. P. 695–739.
5. Stepanova A. V. et al. // *Precambrian Res.* 2015. T. 259. С. 43–57.
6. Степанова А.В. и др. // *ДАН.* 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.
7. Hanski E.J., Huhma H., Vuollo J.I. // *Bullentin Geol. Soc. Finl.* 2010. V. 82. P. 31–62.
8. Stepanova A. V et al. // *J. Petrol.* 2014. T. 55. № 9. С. 1719–1751.
9. Филиппов Н.Б. и др. // *Геология и полезные ископаемые Карелии.* 2008. С. 49–68.
10. Bayanova T. et al. // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. T. 323. С. 165–198.
11. Melezhik V.A., Sturt B.A. // *Earth Sci. Rev.* 1994. T. 36. С. 205–241.

U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНАТОВ ИЗ ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

*М.В. Стифеева¹, Е.Б. Сальникова¹, А.Б. Котов¹, М.М. Подольская²,
М.О. Аносова², И.М. Пейчева³, Е.В. Адамская¹*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

² *Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*

³ *Геологический институт Болгарской Академии Наук, София, Болгария*

На территории центральной части Алданского щита широко развиты железо-магнезиальные метасоматиты, с которыми связаны железорудные и флогопитовые месторождения. Рудные залежи локализованы в карбонатсодержащих горизонтах фёдоровской толщи алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса. При этом железорудные месторождения приурочены к карбонатным породам, а флогопитовые локализованы в алюмосиликатных породах [4]. Рудные тела имеют линзообразную форму. Они располагаются согласно со структурными элементами вмещающих пород — кристаллических сланцев и гнейсов. Предполагается, что формирование этих месторождений связано с флюидной переработкой пород фёдоровской толщи на завершающем этапе раннепротерозойского высокоградиентного метаморфизма [5] центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области.

Для железо-магнезиальных метасоматитов гранат являются редким аксессуарным минералом. Они отмечены в метасоматитах Тимптонской группы флогопитовых месторождений и железорудных месторождений Леглиерского рудного поля [2, 3].

Для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований использован гранат из метасоматитов флогопитового месторождения Курунг-Хоонку. Цвет граната изменяется от коричнево-зелёного в крупных фрагментах, до светло-коричневого в тонких сколах. Его состав соответствует андрадиту (90%) с незначительной долей других компонентов (хатчеонит, моримотоит, альмандин). Для него характерно обогащение HREE, резкое обеднение LREE и хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.43$). Содержание U в гранате достигает 58 мкг/г, а доля обыкновенного свинца не превышает 0.2 нг. Он характеризуется незначительной (1–2%) возрастной дискордантностью. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, рассчитанной для трех точек изотопного состава граната, составляет 1901 ± 5 млн лет (СКВО=0.46). Эта оценка возраста совпадает с возрастом Иджекского массива чарнокитов (1916 ± 10 млн лет [1]), становление которого связано с завершающими этапами раннепротерозойской эндогенной активности Алданского щита.

Полученные результаты являются первой «прямой» оценкой возраста процессов формирования рудоносных железо-магнезиальных метасоматитов Алданского щита и свидетельствуют о высокой устойчивости U-Pb системы кальциевых гранатов в ходе процессов мезозойской тектоно-магматической активизации, проявленных в докембрийских комплексах южной части Сибирского кратона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 17-05-00912, 18-55-18011).

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 178 с.
 2. Лицарёв М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. // Труды института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 67. М. 1961.
 3. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. // М.: «Недра», 1974, 288 с.
 4. Шепель А.Б., Зубков Ю.Д. Закономерности размещения и зональность оруденения Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит). в "Геология рудных месторождений зоны БАМ" под ред. Кузнецов В.А. Новосибирск. 1983. 192 с.
 5. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука. 1986. 280 с.
-

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНА В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МИГМАТИТАХ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.П. Сухоруков^{1,2}, О.М. Туркина^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: svp@igm.nsc.ru

Связь возраста, полученного по акцессорным фазам с минеральными парагенезисами, образованными при определенных температуре и давлении, является ключевым аспектом для реконструкции *P-T-t* тренда метаморфизма. Несмотря на то, что U-Pb возраст акцессорных минералов может быть определен достаточно точно, его геологическое значение может быть неоднозначно до тех пор, пока он не привязан к определенным парагенезисам породообразующих минералов. Для решения подобных задач в последнее время большое внимание уделяется анализу редкоэлементного состава сосуществующих минералов. Изучение редкоэлементного состава циркона совместно с реконструкцией минеральных реакций и *PT* — пути образования породы является наиболее перспективным подходом для понимания условий и параметров образования циркона.

На северо-западе Иркутского блока (водораздел р.р. Китой и Тойсук) высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом установлены в виде относительно маломощных (до 50 м) «прослоев» (пластин), которые чередуются с гипертенсодержащими ортогнейсами кислого состава [1].

Породы представлены среднезернистыми мигматизированными гнейсами с прослоями лейкосомы. Мощность лейкосомы составляет от первых миллиметров до 2–5 см. Для детального исследования были отобраны: образец меланократового гранат-кордиеритового гнейса с небольшими линзовидными прослоями лейкосомы и образец существенно гранат-полевошпатовой лейкосомы с маломощными прослоями меланосомы. Обе выбранные породы содержат 15–17 мас. % Al_2O_3 .

Меланократовый гнейс состоит из граната (до 20 %), кордиерита (10–30%), силлиманита (до 10%), кварца (10–15 %), плагиоклаза и калишпата (по 10–15 %), кроме того, присутствуют биотит (5 %), шпинель (5 %), ортопироксен (до 5 %), из акцессорных минералов — монацит, рутил и циркон. Гранат имеет размер до 8 мм в диаметре и содержит включения плагиоклаза, кварца и монацита (размером до 0,3 мм). Порода характеризуется широким развитием реакционных минеральных микроструктур вокруг граната и силлиманита. 1. Шпинель-кордиеритовые симплектиты вокруг силлиманита; 2. Ортопироксен-кордиеритовые симплектиты вокруг зерен граната; 3. Кварц-кордиеритовые каймы вокруг зерен граната; 4. Мономинеральные биотитовые оторочки, окружающие ортопироксен-кордиеритовые симплектиты по гранату.

Для оценки температуры пика метаморфизма использовались парные геотермометры по содержанию циркония в рутиле (Zr-in-Rt) и титана в цирконе (Ti-in-Zrn) [2]. Циркон и рутил из парагнейсов обладают узкими диапазонами концентраций Ti (20–29 ppm) и Zr (1800–2719 ppm) соответственно. Среднее значение температуры по 6 анализам циркона составляет 825°C. Температурные оценки, по содержанию циркония в рутиле, равны $T=853\pm 12^\circ C$ и $834\pm 14^\circ C$ для двух образцов парагнейсов. Оценки давления, полученные по составам граната и плагиоклаза из матрикса породы ($xAn = 0.378$) с использованием *Grt-Pl-Sil-Qz* геобарометра, составляют $P = 7,7$ кбар.

Реконструкция $P-T$ — тренда метаморфизма проводилась на основании интерпретации реакционных минеральных микроструктур с учетом данных минералогической термобарометрии и термодинамического моделирования с использованием программного комплекса Perplex 672 [3, 4].

На полученной в результате моделирования диаграмме линия солидуса располагается при температуре около $T = 830^\circ\text{C}$ и практически не зависит от давления в исследуемом диапазоне $P-T$ -параметров. Поле устойчивости кордиерита располагается в области ниже 7 кбар. Область устойчивости ортопироксена расположена при давлениях ниже 5–6 кбар и в рассматриваемом диапазоне $P-T$ — условий находится полностью в поле существования расплава. Поле рутила локализовано в области выше $P = 7$ кбар и $T = 850^\circ\text{C}$.

На основании этих данных можно предположить, что на пике метаморфизма происходила кристаллизация граната, а кордиерит развивался позже, на регрессивной стадии. Пиковая ассоциация $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Qz} + \text{L} + \text{Rt}$. Таким образом, наблюдаемые в породах реакционные структуры могут быть объяснены в рамках модели субизотермического снижения давления (ITD) с последующим остыванием.

В гранат-кордиеритовых парагнейсах выделяется три существенно различающиеся по морфологии и внутреннему строению разновидности цирконов: призматические, многоплоскостные округлые и тонкоигольчатые. К метаморфогенной генерации циркона принадлежат типичные для пород метаморфизованных в гранулитовой фации [5] субизометричные многоплоскостные кристаллы циркона с секториальной зональностью, содержащие мелкие ядра, а также тонкие темные и незональные в КЛ оболочки на детритовых ядрах циркона. Многоплоскостные цирконы характеризуются пониженным содержанием U (212–440 ppm), низким Th (18–60 ppm) и соответственно, пониженным Th/U (0.07–0.17).

Многоплоскостные кристаллы циркона в большинстве случаев имеют не типичное для магматических цирконов низкое содержание тяжелых лантаноидов ($\text{Yb} = 8\text{--}19$ ppm) и Y (54–140 ppm) и «плоское» распределение тяжелых РЗЭ с крайне низким $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (0.5–1.4). По указанным характеристикам они отвечают цирконам, образующимся при высокотемпературном метаморфизме одновременно с гранатом, концентрирующим тяжелые лантаноиды и Y [6].

Мелкие зерна граната в лейкосоме близки между собой по содержанию РЗЭ, Y, Zr. Они характеризуются нефракционированными спектрами в области тяжелых РЗЭ с $(\text{Yb}/\text{Gd})_n$ отношением, составляющим (0.7–1.7) и имеют резкий европиевый минимум $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16\text{--}0.27$. Гранаты из меланосомы имеют более низкое $(\text{Yb}/\text{Gd})_n$ отношение (0.3–0.5) и менее выраженный европиевый минимум $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33\text{--}0.78$. Исключение составляет краевая часть одного из зерен в меланосоме, которая по величинам $(\text{Yb}/\text{Gd})_n = 0.9$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07$ — приближается к гранатам из лейкосомы. Относительное обогащение граната из меланосомы Eu коррелирует с более высоким содержанием в нем *Grs* компонента в сравнении с гранатом из лейкосомы.

Ключевым вопросом реконструкции метаморфической истории пород является связь формирования циркона с минеральными ассоциациями, прежде всего образующимися вблизи пиковых условий метаморфизма. Рост и преобразование циркона при метаморфизме обусловлены несколькими процессами: образованием циркона в твердофазном состоянии в результате разложения или обменных реакций цирконийсодержащих минералов; растворением ранее существовавшего циркона и его переотложением в субсолидусных условиях или при появлении расплава; кристаллизацией из расплава при понижении температуры [6 и др.]

Для рассматриваемых парагнейсов наиболее вероятным представляется формирование циркона либо в субсолидусных условиях и при начинающемся частичном плавлении, либо на регрессивном этапе при кристаллизации расплава

с понижением температуры. О начале процессов частичного растворения циркона свидетельствует округлая или сглаженная форма ядер в призматических зернах.

Низкое содержание тяжелых лантаноидов, Y и низкое $(Lu/Gd)_n$, установленные для многоплоскостных кристаллов циркона являются типичными для цирконов, образующихся при высокотемпературном метаморфизме одновременно с гранатом [6]. Заметное обеднение и плоские спектры тяжелых РЗЭ обнаруживается и в самом гранате ($Yb/Gd = 0.7-1.7$). Близкие к 1 коэффициенты распределения (Kd) тяжелых РЗЭ между цирконом и гранатом, согласующиеся с экспериментально установленными величинами Kd [7], свидетельствуют в пользу одновременного роста циркона и граната в субсолидусных условиях или в начале частичного плавления в результате растворения/переотложения циркона.

1. Туркина О.М., Сухоруков В.П. // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. С. 1116–1130.
2. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. // *Contrib Mineral Petrol* (2006) 151: 413–433
3. Connolly J.A.D. // *Amer. J. Science*. 1990. V. 290. P. 666–718.
4. Connolly J.A.D. // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2009. V. 10. N. 10.
5. Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., et al., *Atlas of Zircon Textures* // *Zircon. Mineralogical Society of America. Washington D.C.* 2003. V. 53. P. 469–500.
6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis* // *Zircon. Mineralogical Society of America. Washington, D.C.* 2003. V. 53. P. 27–62.
7. Rubatto D., Hermann J. // *Chemical Geol.* 2007. V. 241. P. 38–61.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ОРОГЕНЕЗА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ САРМАТСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕКМЕНТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Р.А. Терентьев, К.А. Савко

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru

Палеопротерозойский Восточно-Сарматский ороген (ВСО), занимающий зону сочленения между архейскими ядрами Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона (ВЕК), обеспечивает важную информацию для понимания тектонической эволюции окраин докембрийских блоков. ВСО в последние два с половиной десятилетия подвергся многочисленным исследованиям, большинство которых сфокусированы на геологической эволюции восточного Воронцовского террейна (ВТ). Центральной и западной частям орогена, Лосевский (ЛТ) и Донской террейны (ДТ), уделено значительно меньше внимания, однако, именно их метаморфизованные стратоны и плутонические комплексы являются ключом к пониманию природы и эволюции ВСО.

В рамках данной работы, на основе обобщения оригинальных и литературных геохронологических данных изверженные и осадочные породы ВСО разделены на четыре главные возрастные группы.

2170–2120 млн. лет. Самые древние докембрийские породы в ЛТ — палеопротерозойские метавулканогенные породы лосевской серии, которые вскрыты скважинами в западном секторе террейна. в ВТ самые древние палеопротерозойские породы представлены метатерригенными осадками, занимающими обширные пространства. Палеопротерозойские гранитоидные породы, отнесенные к лейкосоме мигматитов и ТТГ-серии в ЛТ, состоят из гранодиоритовых гнейсов и содержат относительно древние ядра цирконов. Окатанные цирконы из риолитов и ядра цирконов из этих гранитоидов имеют наиболее древний возрастной кластер в диапазоне между 2205 млн. лет и 2168 млн. лет [6, 7], и интерпретируются как возраст седиментации и вулканизма терригенной (нижней) толщи лосевской серии. Детритовые цирконы из метаалевропсаммитов воронцовской серии характеризуются близким к лосевским, наиболее древним возрастным кластером между 2210 и 2189 млн. лет. Эти факты свидетельствуют об импульсе магматизма, предшествовавшего извержению вулканических пород среди терригенной толщи ЛТ. Геохронологические подгруппы 2170–2150 млн. лет, 2150–2140 млн. лет и 2140–2120 млн. лет установлены по возрасту цирконов из риолитов ЛТ, согласно логике последовательности извержения двух бимодальных вулканических ассоциаций и по геологическим данным.

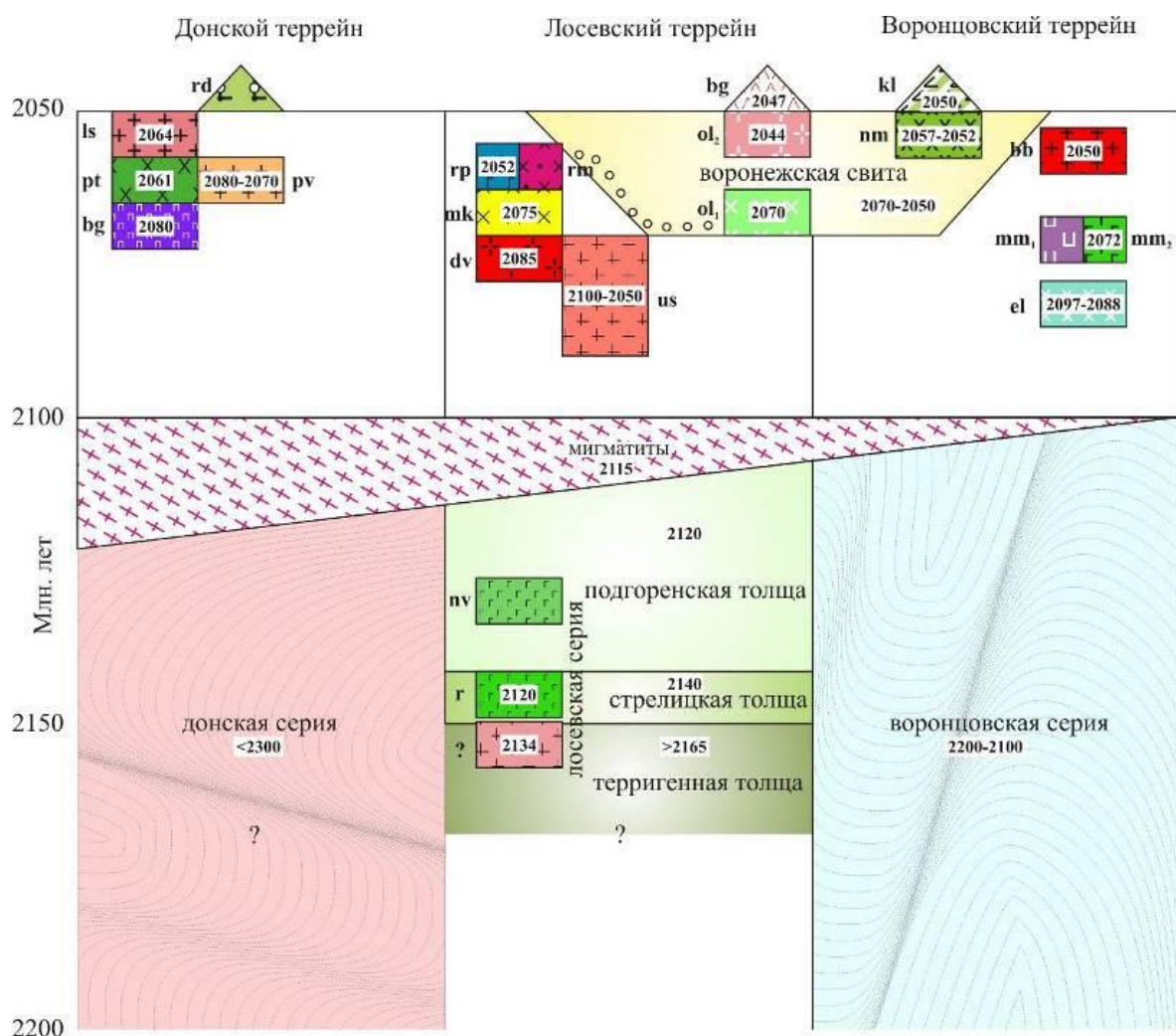
2115–2100 млн. лет. Последующие несколько миллионов лет ознаменованы периодом стагнации магматической активности, за исключением единичных примеров. К этому времени завершилось накопление воронцовской серии около 2100 млн. лет. Все стратифицированные осадочные и вулканические породы ВСО (в объеме донской, лосевской и воронцовской серий) были значительно метаморфизованы. Минимальный метаморфизм соответствовал зеленосланцевой фации, а пиковый достигал уровня амфиболитовой фации [4]. в первом случае сохранились реликтовые структуры терригенных и вулканогенных пород, во втором — они полностью утрачены. Этот этап характеризуется складкообразованием и генерацией мигматитов на глубинных уровнях орогена. Образование складок свидетельствует о смене растяжения, в результате которого сформировался основной объем вулканитов лосевской серии, режимом

сжатия. Синскладчатые мигматиты датированы по каймам цирконов из гранодиоритовой лейкосомы ЛТ (2117 ± 24 – 2115 ± 8 млн. лет [6]).

2090–2050 млн. лет. Главный пик магматизма пестрого состава пришелся на этот этап. Во всех трех террейнах осевой части ВСО развиты посткинematические (постметаморфические) изверженные породы. Многочисленные датировки слабо измененных плутонических и вулканических пород укладываются в широкий диапазон от 2090 до 2050 млн. лет [2, 5, 6]. Для выделения трех подэтапов (округленно около 2090–2080 млн. лет, 2080–2070 млн. лет и 2070–2050 млн. лет) привлечены геологические доказательства в разных террейнах. в Донском террейне последовательность внедрения плутонов от глубинных (10 км) белогорьевских и павловских до гипабиссального лискинского указывает на эксгумацию палеопротерозойских толщ в данный этап, которая могла происходить в течение длительного времени. в ЛТ ТТГ-интрузивы отчетливо секут породы лосевской серии и имеют с ними горячие контакты [3]. Так как обломки гранитоидов усманского комплекса (2100–2075 млн. лет) установлены в гальке метаконгломератов воронежской свиты [1], а породы внешнего кольца Ольховского плутона (2070 ± 4 млн. лет) прорывают и ороговиковывают терригенные породы этой же свиты, то на основании этих данных подтверждается частичная эксгумация ЛТ, накопление груботерригенных толщ воронежской свиты между внедрениями усманских ТТГ и внешнего кольца Ольховского комплекса, что не могло происходить менее нескольких миллионов лет. В ВТ изменения в возрастной последовательности $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ данных по магматическим цирконам с незначительным перекрытием могут соответствовать непрерывному изменению состава магматизма в пределах террейна. Однако, геологические данные свидетельствуют, что между магматическими импульсами, для обеспечения необходимого уровня эрозионного среза, происходили либо погружение территории, либо поднятие и эксгумация метаосадков воронцовской серии. Таким образом, надежно установлены по крайней мере два импульса магматической активности в ВТ с рубежом около 2070 млн. лет, который разделяет гранитоидный магматизм (бобровские лейкограниты, Ольховский, Таловский, Романовский и Новомеловатский плутоны), андезиты Байгоровского ареала/Калачеевского грабена и ультрамафит-мафитовый магматизм, в основном представленный расслоенными плутонами мамонского комплекса.

2050–2035 млн. лет. К рассматриваемому этапу отнесены спорадически встречающиеся изверженные породы, возраст которых, как и другие признаки, свидетельствуют об их позднем внедрении: шток адакитоподобных гранодиоритов Ольховского плутона (2044 ± 13 млн. лет) и кордиеритовые норит-диориты Апрельского дайкового тела (2035 ± 15 млн. лет). в первом случае отнесение к самостоятельному этапу магматизма подтверждается морфоанатомическими и геохимическими особенностями циркона и петрологическими расчетами по валовым составам пород Ольховского плутона. Во втором случае наблюдается секущее соотношение даек Апрельского типа с вмещающими мафитами Елань-Коленовского плутона. Кроме того, разная глубинность Елань-Коленовского плутона и даек кордиеритовых норит-диоритов подтверждает эксгумацию плутона и поднятие региона между этими магматическими импульсами. По вещественному составу и структурной позиции к внутреннему штоку Ольховского плутона близки дацитовые порфиры центрального штока Байгоровской постройки (2039 ± 11 млн. лет). Кроме того, в разных местах ВСО, в ВТ и ЛТ встречаются риолитовые дайки, секущие интрузивные и осадочные породы предыдущего этапа.

Полагаясь на геологические и геохронологические данные составлена новая схема корреляции магматических комплексов и стратонов ВСО (рис).



Палеовулканы: **rd** - Радченский, **bg** - Байгоровский, **kl** - Калачеевский;
 Коровые гранитоиды: **ls** - лискинского, **dv** - девичьего, **rm** - рамонского, **hb** - бобровского комплексов;
 Корово-маитийные гранитоиды: **pv** - павловского, **us** - усманского, **ol₁** - ольховского комплексов;
 Средние и основные комплексы: **pt** - потуданский, **rm** - репьевский, **mk** - макарьевский, **ol₁** - ольховский, **nv** - нововоронежский, **r** - рождественский, **nv** - новомеловатский, **mm₁** - мамонский, **el** - еланский;
 Ультрамафиты: **bg** - белогорьевского и **mm₁** - мамонского комплексов.

Рис1. Схема корреляции докембрия ВСО

1. Зайцев Ю.С. // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1979. № 11. С. 23–30.
2. Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.
3. Терентьев Р.А., Чувашина Г.А. // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2003. № 2. С. 91–104.
4. Savko, K.A., Samsonov, A.V., Kotov, A.B. et al. // Precam. Res. 2018. V. 311. P. 1–23.
5. Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. // Precam. Res. 2016. V. 273. P. 165–184.
6. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., Korish E.H., Sarkisyan L.S. // Precam. Res. 2016. V. 287. P. 48–72.
7. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. // Am. J. Sci. 2017. V. 317. P. 707–753.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВИИ (В АСПЕКТЕ ПРОБЛЕМЫ СООТНОШЕНИЯ ФУНДАМЕНТ-ЧЕХОЛ)

Е.Н. Терехов, А.С. Балувев

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Раннепротерозойский тектонический цикл в Карело-Кольском регионе завершился формированием постскладчатых интрузий основного-ультраосновного и кислого состава. Судя по наличию скарнов и хрупких трещин, по которым внедрялись постскладчатые интрузии, вмещающие породы: гранито-гнейсы и гранулиты в это время уже были вблизи поверхности. Период формирования этих интрузий укладывается в интервал 1,8–1,75 млрд лет, поэтому возраст образований нового рифейского тектонического этапа не древнее этого рубежа [4]. Наиболее ранними образованиями рифейского этапа в восточной Фенноскандинавии можно считать кварциты и конгломераты хогландской серии, развитой на о. Гогланд в Финском заливе. Эти породы имеют характерный серый цвет и метаморфический облик (сливные), чем они принципиально отличаются от красноцветов средне-позднерифейского возраста (терская, кильдинская, рыбачинская серии). Базальные горизонты хогландской серии залегают на породах свекофеннского комплекса и перекрываются основными и кислыми вулканитами с возрастом 1,64 млрд лет [2].

К раннерифейским отложениям можно отнести кварциты, галечники и конгломераты турьинской серии на п-ове Турий Мыс в южной части Кольского п-ова и мотовской свиты на перешейке п-ов Средний и Рыбачий. Эти комплексы, в отличие от образований хогландской серии, не перекрыты датированными комплексами, поэтому их возраст остается дискуссионным. Отнесение их к раннему рифею базируется на достаточно высоком уровне метаморфизма и структурному положению. Все указанные проявления слагают структуры дискордантные основным трендам рифтовых систем Беломорья и Финского залива. Подобная закономерность развития ранних поперечных грабенов в системах долгоживущих рифтовых систем характерна для многих рифтов [3]. По мере развития основных структурообразующих грабенов, поперечные грабены совместно с их окружением преобразуются в зоны аккомодации, то есть в перешейки между более молодыми грабенами (Рис.1) Зоны аккомодации или поперечные структуры (перешейки) в континентальных рифтовых системах имеют большое значение в их эволюции и характеризуются особым стилем структурно-вещественных преобразований [1]. Наиболее выраженными они являются непосредственно на контакте пород хогландской серии с фундаментом. Последний, представлен смятыми, мигматизированными породами свекофеннского комплекса. По мере приближения к контакту, в них появляются трещины и тектонические зоны параллельные контакту. При этом все структурно-текстурные элементы пород фундамента становятся конформными подошве рифейских отложений, что было впервые отмечено в работе [2]. За счет метасоматических преобразований меняется и состав пород фундамента. Если это были кислые разности типа гранито-гнейсов, то они преобразуются в средние по составу породы, амфиболиты наоборот раскисляются. Таким образом, угловое несогласие между смятыми породами свекофеннского комплекса и пологозалегающими отложениями раннего рифея местами выглядит как согласное залегание. в других случаях в зонах аккомодации происходит дезинтеграция пород (преимущественно гранитов) дорифейского фундамента с формированием протрузивных массивов дезинтегрированных гранитов [1].

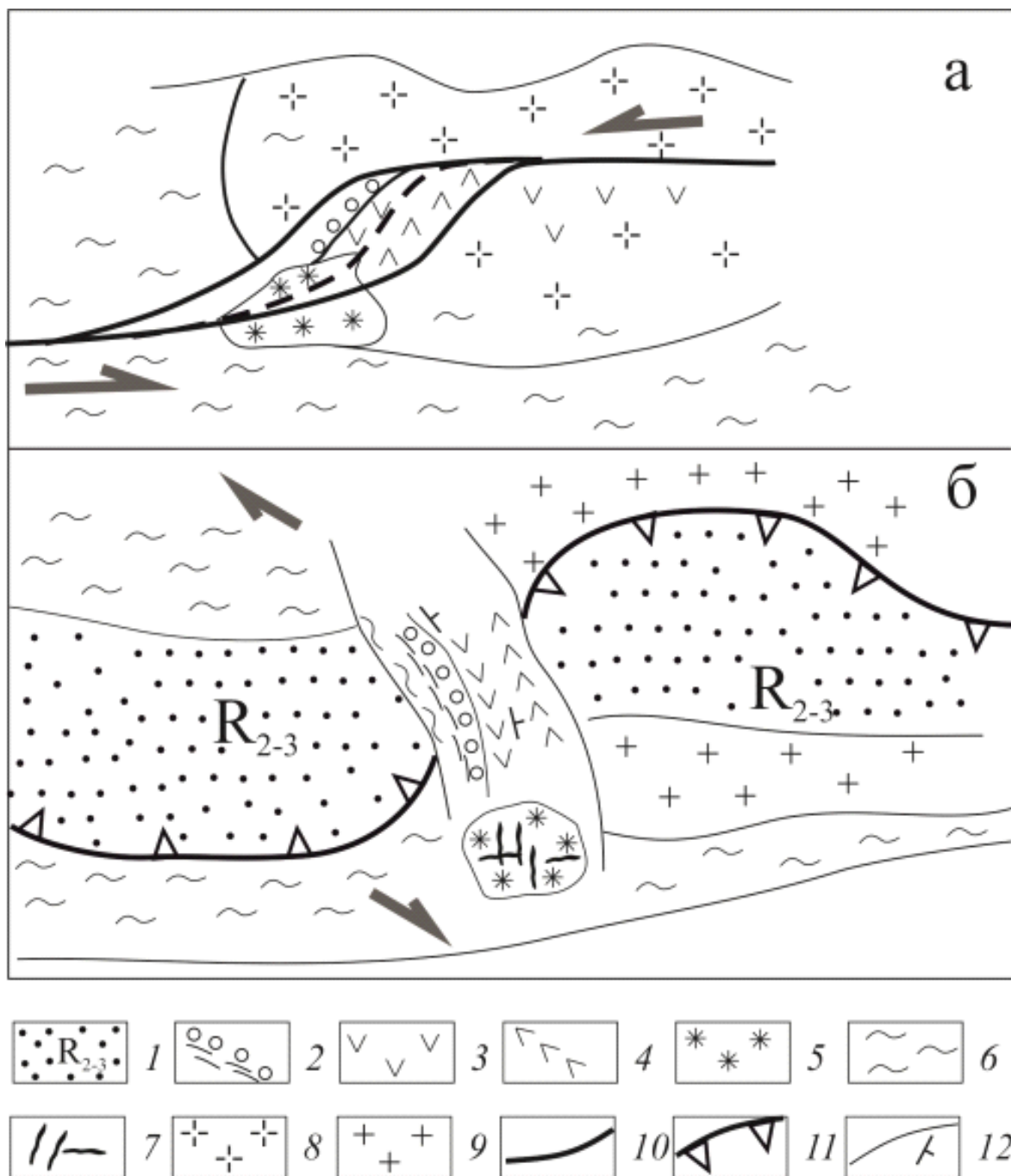


Рис.1 Принципиальная схема развития рифейских прогибов (на примере ситуации в Финском заливе).

- 1 — средне-позднерифейские отложения;
- 2–4 — раннерифейские отложения:
- 2 — кварциты, конгломераты и метасоматиты в их основании,
- 3 — базальты,
- 4 — кварцевые порфиры;
- 5 — вторичные кварциты;
- 6 — свекофеннский комплекс;
- 7 — гранитные жилы;
- 8–9 — граниты рапакиви:
- 8 — в виде магматической камеры,
- 9 — массив на поверхности;
- 10 — сдвиги;
- 11 — сбросы;
- 12 — разломы и элементы залегания.

Впервые для восточной части Фенноскандинавии выявлены вторичные кварциты, занимающие большую часть площади острова Б.Тютерс. Судя по тому что кварциты развиваются по гнейсам свекофеннского комплекса и прорваны гранитными жилами с возрастом 1,65–1,6 млрд лет, то время их формирования укладывается в раннерифейский этап [5]. Вторичных кварциты о. Б.Тютерс — среднетемпературные образования, которые могли образоваться под влиянием эксгаляционной деятельности кислых вулканов. Следы деятельности этих вулканов в виде покровов кварцевых порфиров мощностью более 300м сохранились на о.Гогланд в 15 км к северу. Среди раннерифейских отложений широко развиты осадочные кремнистые отложения. Это силициты в виде прослоев среди кислых вулканитов, а также конгломераты, галечники и кварциты. Особенностью кварца из этих образований является то, что это не высокотемпературные разности характерные для пегматитов и кварцевых жил раннего докембрия, как это часто представляется сторонниками существенной эрозии пород щита, а низко-среднетемпературные разности, более характерные для кор выветривания, причем галька кварца в некоторых случаях зональная и напоминает конкреции. в пределах массивов дезинтегрированных гранитов образовавшихся при рифейском тектогенезе, также широко развиты процессы окварцевания.

Преимущественно сдвиговый режим тектонических зон в раннем рифее, который контролировал формирование впадин пулл-аппартного типа, сменился обстановкой регионального растяжения и главенствующую роль стали играть пологие сбросы (рис 1б). в этот период обособились ассиметричные впадины и расположенные между ними перемычки — зоны аккомодации. в некоторых случаях, как в ситуации на о.Гогланд, в пределах зоны аккомодации включены и раннерифейские прогибы. В фундаменте которых наиболее полно проявились структурно-вещественные преобразования характерные для месторождений «типа несогласия».

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 18 0500485 и 19 0500256

1. *Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н и др. // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–35.*
2. *Беляев А.М. Региональная геология и металлогения. 2013. №55. С.28–36*
3. *Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. Москва «Наука» 1987. 205 с.*
4. *Терехов Е.Н., Балуев А.С. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.*
5. *Терехов Е.Н., Макеев Д.А., Панфилов И.П и др.// Литосфера. 2017 №6. 34–56.*

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ЧАРОДОКАНСКОГО
МАССИВА ГРАНИТОИДОВ (ОЛЕКМИНСКАЯ
ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ,
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

*Е.В. Толмачева¹, С.Д. Великославинский¹,
А.Н. Ларионов², Е.Н. Лепехина², П.А. Львов²*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
Санкт-Петербург, Россия*

Чародоканский массив (ЧМ) приурочен к Оломокинской зоне разломов олекминской гранит-зеленокаменной области (ОГЗО), разделяющей Чаруодинский и Восточно-Олекминский блоки, сложенные мезоархейскими ТТГ олекминского комплекса. в настоящее время на основании лишь устного сообщения [2] предполагается, что возраст ЧМ составляет около 2600 млн лет. ЧМ представлен гранитами S-типа, сформированными, скорее всего в условиях постколлизийной обстановки, в связи с чем определение возраста ЧМ весьма актуально для выявления времени и последовательности агломерации тектонических террейнов ОГЗО. ЧМ имеет удлиненную форму (длиной 120 км при ширине 10–25 км) и вытянут в меридиональном направлении, соответствующем структуре ОГЗО. На западе граниты ЧМ прорывают ТТГ олекминского комплекса, на востоке — гранулитовый комплекс Оломокинского блока, а на севере — перекрыты песчаниками Угуйского грабена, коррелируемые с верхними частями удоканского комплекса, с верхней возрастной границей в 1.9 млрд лет [1]. ЧМ сложен красными средне-мелкозернистыми гранитами, состоящими из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита и мусковита, акцессорные минералы — магнетит и циркон. Структура гипидиоморфнозернистая или гранитовая, текстура массивная, реже такситовая. Согласно имеющимся у авторов данным, возраст наиболее молодого высокотемпературного метаморфизма, проявленного в пределах Чаруодинского блока, около 2.6 млрд лет. Таким образом, возраст ЧМ должен находиться в интервале 1.9–2.6 млрд лет.

Для геохронологических исследований гранитов ЧМ использован циркон, выделенный из 5 проб, отобранных в районе устья р. Чаруодокан. Принадлежность гранитов ЧМ к S-типу априори предполагает сложности в интерпретации результатов исследования, поскольку для S-гранитов весьма характерно присутствие ксеногенного циркона. Принимая во внимание сложное строение выделенного циркона (ядра и оболочки) оценка возраста (по крайней мере, на первом этапе исследований) возможна только локальными методами. Поэтому геохронологические исследования циркона выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II (циркон, U-Th-Pb, ID SIMS). Детальное комплексное изучение циркона (в режиме КЛ, при увеличении в 1000 раз в проходящее свете, систематика циркона по характеру включений минералообразующих сред, изучение характера границ между ядрами и обломками) позволило идентифицировать 6 разновидностей циркона.

1. Первая разновидность представлена редкими трещиноватыми, резорбированными желто-коричневыми ядрами. в режиме КЛ они светло-серые и имеют размытую осциляторную зональность. в них присутствуют единичные первичные полностью раскристаллизованные расплавные включения (РВ), указывающие на магматическую природу циркона. Все РВ декрепитированы, что свидетельствует о наложении более поздних термальных событий. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этих ядер около 2900 млн лет, что позволяет идентифицировать этот циркон как ксеногенный, и предполагать в качестве его источника ТТГ олекминского комплекса.

2. Вторая разновидность — округлые, бесцветные или розоватые ядра. Они содержат только единичные субмикроскопические флюидные однофазовые включения. в режиме КЛ — темно-серые с размытой грубой фрагментарной зональностью. По этим признакам циркон идентифицирован как «гранулитовый». Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста ($n=4$) — 2784 ± 13 млн лет. Этот циркон также ксеногенный. Не исключено, что его источником являются гранулитовые породы рамы.

3. Третья разновидность широко распространена во всех пробах. Это оболочки на цирконе 1-й и 2-й разновидностей, и реже — отдельные призматические зерна. Зерна и оболочки циркона 3-й разновидности трещиноватые прозрачные, зеленоватые, в режиме КЛ с тонкой осциляторной зональностью, часто сильно резорбированные. Они содержат полностью раскристаллизованные РВ, характерные для интрузивных пород, большая часть РВ декрепитирована за счет более поздних термальных событий. Средневзвешенный возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) циркона ($n=5$) 2775.0 ± 10 млн лет.

4. Четвертая разновидность представлена субидиоморфными призматическими коричневатыми кристаллами с многочисленными РВ, содержащими фазу силикатного стекла и игольчатые кристаллики апатита. в режиме КЛ они темно-серые, с тонкой осциляторной зональностью. Этот циркон представлен как отдельными зернами, так и ядрами, окаймленными более поздними метаморфическими оболочками. Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста ($n=13$) — 2708 ± 6 млн лет. Зерна циркона 4-й разновидности имеют вулканогенное происхождение, в связи с чем, и учитывая их возраст, идентифицируются как ксеногенные. Источники циркона 3-й и 4-разновидностей не идентифицированы.

5. Пятая разновидность представлена оболочками, окаймляющими ядра более древних разновидностей, и реже — мелкими призматическими субидиоморфными бесцветными зернами без включений или с единичными ФВ, темно-серыми и не зональными в режиме КЛ, что позволяет предполагать их метаморфическую природу. Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста ($n=3$) 2687 ± 36 млн лет. Принимая во внимание полученную оценку возраста и метаморфическую природу циркона, этот циркон также следует рассматривать как ксеногенный.

6. Шестая разновидность — бесцветные, иногда сероватые внешние оболочки, развитые на ядрах всех перечисленных разновидностей, которые придают им идиоморфный облик. в режиме КЛ оболочки черные, но в проходящем свете наблюдается их сложное строение. Внутренняя часть представлена зеленоватым (в проходящем свете) цирконом с тонкой (в режиме КЛ) осциляторной зональностью. в них присутствуют полностью раскристаллизованные РВ. Внешние части оболочек содержат многочисленные субмикроскопические ФВ. Полученные данные позволяют идентифицировать оболочки 6-й разновидности как циркон, образовавшийся в процессе кристаллизации гранитов ЧМ, а формирование внешней части оболочек связывать с дегазацией при подъеме магмы. К сожалению, циркон 6-разновидности не оптимален для геохронологических исследований в связи с высоким содержанием U (1100–5000 г/т) и высоким содержанием ^{206}Pb (1.2–3.5%). Полученные оценки возраста (10 измерений) дискордантны. На диаграмме с конкордией эллипсы изотопного состава образуют дискордию с нижним пересечением 183 ± 31 млн лет и верхним пересечением 1958 ± 100 млн лет. Нижнее пересечение не имеет смысла, поскольку возраст ЧМ превышает 1900 млн лет, а значение верхнего пересечения можно рассматривать как грубую предварительную оценку возраста становления ЧМ и относить его не к неархейскому, а к палеопротерозойскому этапу магматизма.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 17-05-00659.

1. *Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Ленинград, 1989. 260 с.*
2. *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.А., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. // Доклады АН, 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.*

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ. ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

В.В. Травин¹, В.М. Козловский², Е.Б. Курдюков²

¹ *Институт геологии Карельского научного центра
РАН (ИГ КарНЦ РАН), Петрозаводск, Россия,
E-mail: vetr@list.ru*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ), Москва, Россия*

Данные изучения северной части Карельского побережья Белого моря и расположенных западнее территорий, свидетельствуют в пользу того, что структура Беломорского подвижного пояса (БПП) в целом может быть охарактеризована как сочетание структурных доменов с разной историей формирования.

Критериями выделения доменов являются (1) их структурные соотношения и характер деформаций даек базитов палеопротерозойских комплексов лерцолитов — габброноритов (КЛГН) с возрастом 2.46–2.36 млрд лет [10] и железистых габбро и (2) характер метаморфических преобразований пород. Недеформированные палеопротерозойские дайки базитов секут текстуры вмещающих гнейсов архейских доменов; в пределах палеопротерозойских структурных доменов недеформированных даек базитов не известно.

Архейские домены имеют сложную структуру и представляют собой реликтовые блоки архейской земной коры, сохранившиеся при структурных преобразованиях палеопротерозойского возраста.

Структура палеопротерозойских доменов формировалась в пластических зонах сдвига (зонах пластического течения) сначала крутого, а затем пологого, падения. Пластические зоны сдвига имеют региональное распространение и мощность от первых до сотен метров.

В результате интенсивных синметаморфических деформаций в пластических зонах сдвига крутого падения образовались новые, выдержанные по простиранию и падению, сланцеватость и полосчатость пород (архейские текстуры и структурные формы были утрачены), а дайки базитов испытали деформации. Есть основание разделять крутопадающие пластические зоны сдвига на две генерации, первая из которых протекала в условиях амфиболитовой фации и отвечает времени образования даек габброноритов КЛГН [9], со второй, раннесвекофеннской (около 1.9 млрд лет, U-Pb датирование по циркону) [1] связаны высокобарический метаморфизм разновозрастных базитов [8, 3, 4 и др.].

В районе села Гридино высокобарический метаморфизм в крутопадающих пластических зонах сдвига выразился в эклогитизации базитов, слагающих тела небольших размеров («обломков архейского меланжа» по [2]), и палеопротерозойских даек базитов с образованием Grt-Omp или Pl-Grt-Omp парагенезиса. в случаях, когда пластические зоны сдвига малой мощности пересекают дайки габброноритов КЛГН, эклогитизацию с образованием равновесных парагенезисов испытали габбронориты, вовлеченные в пластические деформации; габбронориты вне зон сдвига превращены в корониты (друзиты) [8, 11, 7].

Кроме того, в крутопадающих пластических зонах сдвига присутствуют линзовидные тела амфиболитов, на которые также наложился метаморфизм высокого давления. По амфиболитам сформировались метаморфические жилы или микропрожилковые зоны, сложенные эклогитами или эклогитоподобными (гранат-

авгитовыми) породами. Эти жилы и микропрожилковые зоны залегают субсогласно с гнейсовидностью вмещающей гнейсовой толщи в крутопадающих зонах пластического течения. На проградной стадии метаморфизма по амфиболитам формировались меланократовые гранатовые амфиболиты, практически лишенные плагиоклаза и иногда содержащие новообразованный клинопироксен; на пике метаморфизма эти породы были преобразованы в эклогиты или эклогитоподобные породы [5].

Структура самых молодых структурных доменов формировалась в пластических зонах сдвига пологого залегания с возрастом моложе 1.9 млрд лет, подтвержденным данными Ar-Ar и Sm-Nd датирования [6]. Синметаморфические деформации этого этапа привели к полной утрате структурной памяти с образованием четкой полосчатости гнейсов с выдержанным пологим залеганием. Дайки, секущие текстуры вмещающих гнейсов, в таких зонах не известны, базиты в них слагают изометричные и согласные с полосчатостью вмещающих гнейсов вытянутые тела, сложенные амфиболитами, часть которых, очевидно, представляет собой будины раннепротерозойских даек [7]. в районе Кив и Красной губ в пластических зонах сдвига пологого залегания в рассланцованных амфиболитах отмечены также мелкие прожилки эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород, часто интенсивно эпидотизированные.

Внедрение пластовых тел базитов, залегающих в пластических зонах сдвига согласно с полосчатостью гнейсов и отвечающих по химическому составу комплексу железистых габбро, и их эклогитизация, по-видимому, произошли на стадиях формирования пластических зон сдвига.

Образованием пластических зон сдвига пологого падения закончилась структурно-метаморфическая история формирования основных черт строения рассматриваемой территории БПП, а, вероятно, и всего БПП. Более поздние структурно-метаморфические события выразились в образовании хрупких разрывов с малыми величинами смещений, сопровождавшихся диафорической амфиболитизацией пород и принципиально не изменивших структуру территории.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств Федерального бюджета на выполнение Госзадания КарНЦ РАН АААА-А18-118020290084-7, а также из средств базовой госбюджетной темы НИР № 0136-2018-0029 ИГЕМ РАН и при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00329).

1. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. // Доклады АН. 2012. Т. 444. Т. 6. С. 644–649.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
3. Козловский В.М., Аранович Л.Я. // Геотектоника. № 4. 2008. С. 70–84.
4. Козловский В.М., Аранович Л.Я. // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
5. Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И. // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 906–931.
6. Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И., Зайцева М.Н., Курдюков Е.Б., Травин А.В., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М. // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
7. Травин В.В. // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.
8. Травин В.В., Козлова Н.Е. // Доклады АН. 2005. Т. 405. С. 376–380.
9. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 40–49.
10. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.
11. Travin V.V., Kozlova N.E. // Petrology. 2009. Vol. 17. P. 684–706.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ТИМСКОЙ СВИТЫ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

С.В. Цыбуляев, К.А. Савко

Воронежский государственный университет

E-mail: stsybulyaev@bk.ru

Курский блок участвует в строении Сарматского кратона Восточно-Европейской платформы и представляет собой фрагмент архейской континентальной коры. В пределах Курского блока вулканы тимской свиты распространены в Тим-Ястребовской, Орловской и Авильской синклинали. Формирование базальтоидов тимской свиты связывают с этапом континентального рифтогенеза [1], их относительный возраст на основании геологических корреляций мегаблока Сарматии с кратонами Пилбара и Каапвааль равен ~2200 млн лет [1]. Вулканогенно-осадочные породы тимской свиты подверглись процессам регионального метаморфизма на рубеже 2070 млн лет.

На классификационных диаграммах метавулканы тимской свиты занимают область от щелочных базальтов до андезибазальтов, а по концентрации и характеру распределения микроэлементов и ряду индикаторных отношений подразделяются на шесть групп. Метабазиты 1-го и 2-го типа классифицируются как щелочные базальты и характеризуются «горбовидным» распределением редких и редкоземельных элементов сопоставимым с таковым в базальтах океанических островов (OIB) (рис. 1а), положительными аномалиями ниобия (Nb/Nb^*), высокими отношениями $Ti/Y = 400–1500$ и $(Gd/Yb)_n = 2–4$. Первая группа выделяется повышенными концентрациями титана TiO_2 (1,9–4,1 мас.%), $\sum REE = 73–209$ ppm и пониженной магнезиальностью ($Mg\#_{cp} = 0,42$), $\epsilon Nd_{(2200)} = +0,9$. Вторая группа характеризуется содержаниями TiO_2 (0,9–2,1 мас.%) и $\sum REE = 43–96$ ppm, $Mg\#_{cp} = 0,69$, $\epsilon Nd_{(2200)} = +2,9$. Метабазиты 3-го типа относятся к базальтам толеитовой серии. Характер распределения редкоземельных элементов в них менее крутой, чем для метабазитов 1-го типа ($(La/Yb)_n = 2,3–4,8$; $(Gd/Yb)_n = 1,5–1,8$) и сопоставим с составом обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB). Содержания $TiO_2 = 1,1–2,4$ мас.%, $Ti/Y = 328–440$, $Nb/Nb^* = 1,0–1,6$, $\epsilon Nd_{(2200)} = (+0,3) – (+1,4)$, $Mg\#_{cp} = 0,43$. Метабазиты 4-го типа классифицируются как базальты и андезибазальты толеитовой серии, характеризуются полого-вогнутым спектром распределения редкоземельных элементов (рис. 1в) и наличием отчетливо проявленных отрицательных аномалий ниобия, что явно указывает на влияние коровой контаминации на их состав. Средние значения $Mg\# = 0,39$, $Ti/Y = 303$, $\epsilon Nd_{(2200)}$ от +0,6 до –2,0, концентрации TiO_2 (0,8–1,8 мас.%). Метабазиты 5-го типа характеризуются низкими концентрациями $\sum REE$ (31–40 ppm) и практически нефракционированным их распределением: $(La/Yb)_n = 1,2–1,8$; $(Gd/Yb)_n = 1,1–1,3$. Также для них характерны присутствие отрицательных аномалий ниобия, низкая магнезиальность ($Mg\# = 0,36–0,47$), содержание $TiO_2 = 0,8–1,3$ мас.%, значения $\epsilon Nd_{(2200)} = +0,8$ и являются самыми «деплементированными» с наиболее высокой величиной отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1868$. Метабазиты 6-го типа по типу распределения REE сопоставимы с базальтами N-MORB (рис. 1г), характеризуются значениями: $(La/Yb)_n = 0,6$; $(Gd/Yb)_n = 1,1$, $Ti/Y = 252$ и $Nb/Nb^* = 1,4$.

Начало вулканической деятельности связано с проявлением щелочных вулканических пород (1 и 2 тип), а завершается наиболее деплементированными разностями (5 и 6 тип). Изменению состава вулканических пород сопутствует и смена ассоциирующих осадочных пород от гравелитов и песчаников до углеродистых сланцев и доломитов.

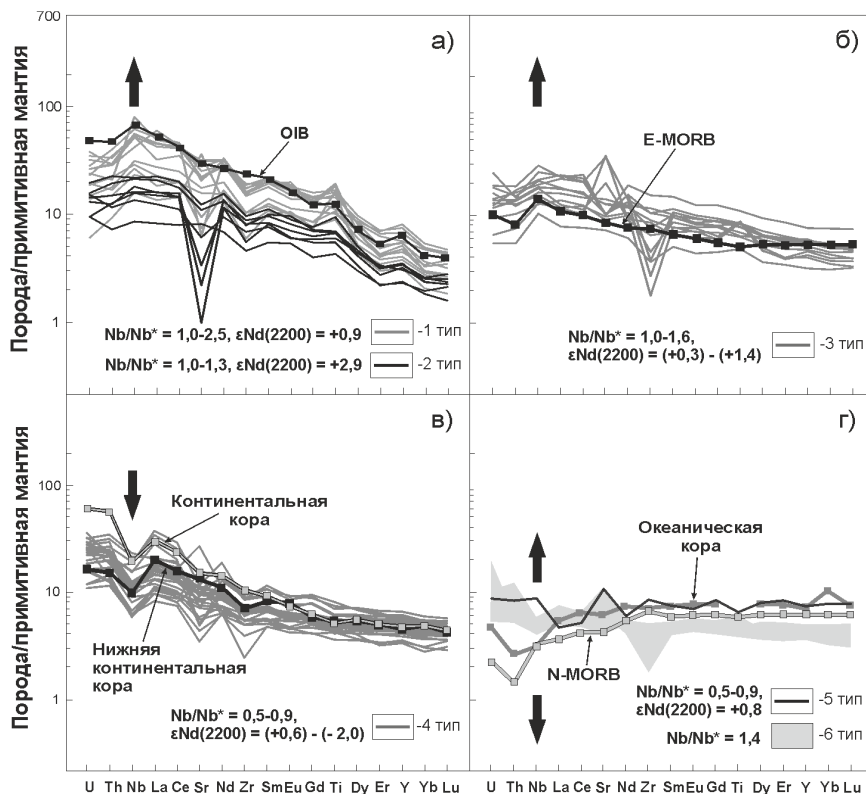


Рис. 1. Распределение микроэлементов в метабазахитимской свиты, нормированных к примитивной мантии по [3]. Составы OIB, E-MORB и N-MORB по [3], континентальной и океанической коры по [2].

Изотопно-геохимические характеристики метабазитов свидетельствуют о влиянии на их состав процессов коровой контаминации и фракционирования. Однако, распределение микроэлементов указывает на то, что изученные метавулканииты не являются дифференциатами единого исходного расплава, а их состав контролируется типом/глубиной источника и степенью его частичного плавления (рис. 2).

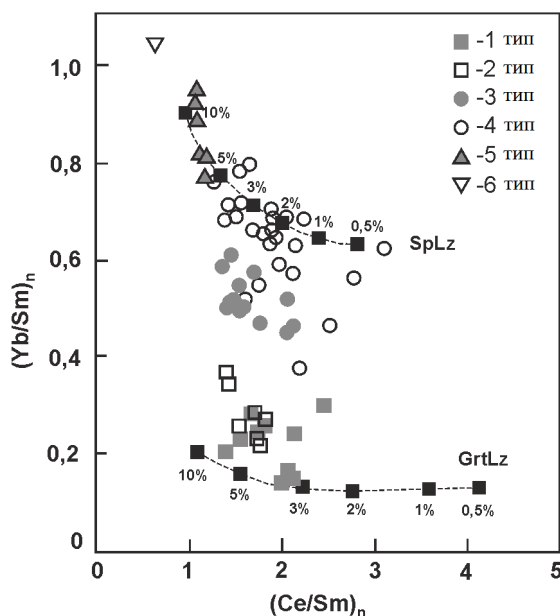


Рис. 2. Тип источника и степень его плавления для метабазитов тимской свиты.

Наблюдаемая «миграция» составов вулканитов, указывает на переход от плавления обогащенного астеносферного источника до декомпрессионного плавления деплетированной литосферной мантии. А смена ассоциирующих с вулканитами пород от субэвральных до фаций мелководных морских бассейнов может указывать на переход от обстановки континентального рифтогенеза к открытию океанического бассейна, с формированием коры переходного типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-35-00058

1. Савко К. А. и др. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2017. Т. 25. № 2. С. 1–24
 2. Rudnick R. L. et al. // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.
 3. Sun S.-S., McDonough W.F. // *Journal of the Geological Society of London, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345.
-

КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ВНУТРЕННЕМ РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ

Е.В. Шарков, М.М. Богина

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва, Россия.*

E-mail: sharkov@igem.ru

В середине палеопротерозоя, в интервале 2.3–2.0 млрд. лет назад, произошел кардинальный необратимый перелом в развитии Земли, навсегда изменивший ход как геологических, так и экологических процессов, определивших развитие биосферы [1]. Эти изменения произошли не мгновенно, а на протяжении ~300 млн. лет и, очевидно, были связаны с внутренним развитием Земли. Практически единственным источником информации об этих глубинных процессах являются крупные изверженные провинции (КИП, LIP), состав которых тоже изменился на этом рубеже и стал близок к фанерозойскому (например, Ятулийско-Людииковийская КИП на Балтийском щите с возрастом ~2.3–1.9 Ga) [1].

Большинство исследователей полагает, что происхождение КИП связано с подъемом мантийных плюмов. Согласно современной парадигме [2, 4, 5 и др.], эти плюмы генерируются на границе внешнего жидкого железного ядра и мантии в результате просачивания «ядерных» флюидов в основание мантии, приводящему к разуплотнению ее вещества и его подъему в форме мантийного плюма. Из этого следует, что материал мантийных плюмов должен состоять из двух компонентов: пород нижней мантии и «ядерных» флюидов, из-за чего они получили название термохимических плюмов. Оба типа вещества участвуют в процессе адиабатического плавления головных частей плюмов и в форме новообразованных базальтов достигают поверхности Земли, принося информацию о составе ядра (главным образом, его флюидных компонентах) и нижней мантии. Поскольку КИП существуют на протяжении всей истории Земли [3], они осуществляют своеобразную запись эволюции плюмового материала и, соответственно, эволюцию глубинных процессов.

О составе вещества современных мантийных плюмов можно судить по составу мантийных ксенолитов в генерируемых ими базальтах. Эти ксенолиты характеризуются удивительным однообразием как на материках, так в океанах, и, по-видимому, являются фрагментами верхних охлажденных краев головных частей мантийных плюмов над зонами их адиабатического плавления [6].

Судя по этим данным, вещество мантийного плюма действительно представлено двумя типами вещества: (1) зелеными шпинелевыми перидотитами (в основном, деплетированными шпинелевыми лерцолитами) и (2) жилами пород «черной серии», образованными керсутитом, флогопитом, клинопироксеном, ильменитом и т.д., которые произошли из геохимически-обогащенного расплава/флюида (рис. 1). Мы полагаем, что лерцолиты являются фрагментами мантийной матрицы плюма, тогда как породы «черной серии» произошли в результате инконгруэнтного плавления перидотитов верхнего охлажденного края плюма под влиянием «ядерных» флюидов, ранее содержащихся в межзерновом пространстве поднимающегося плюма в форме сверхкритических флюидов [1].

Оба эти вещества (деплетированная мантия и «ядерные» флюиды) вовлекались в процессы адиабатического плавления. При этом геохимические данные свидетельствуют, что несовместимые компоненты содержатся преимущественно в породах «черной серии» (рис. 2). Из этого следует, что степень обогащенности новообразованных базальтов несовместимыми элементами связана с «ядерными» флюидами, содержащимися в материале плюмов. Таким образом, магмы КИПов несут

в себе информацию и о веществе жидкого ядра (особенно, флюидных компонентах), и нижней мантии, а также об их эволюции на протяжении всей геологической истории Земли.

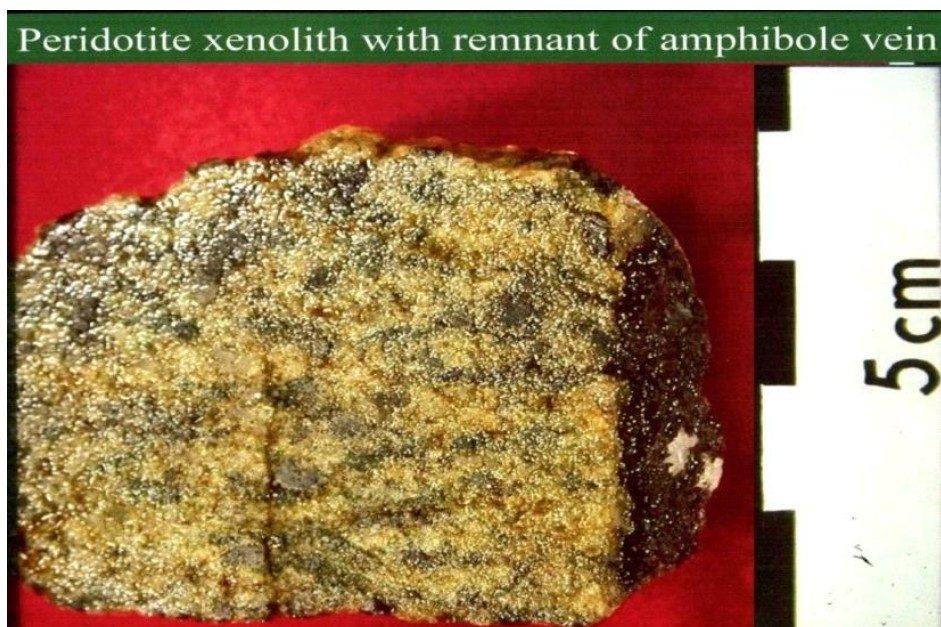


Рис. 1. Мантийный ксенолит в базальте, сложенный в основном зеленым шпинелевым перцолитом с жилой (справа) материала «черной серии».

Согласно имеющимся данным, раннедокембрийские (архейские и раннепалеопротерозойские) КИП были образованы высоко-Mg магмами, происшедшими из деплетированного источника, выглядевшего как термальный мантийный плюм, лишенный «ядерных» флюидов [1].

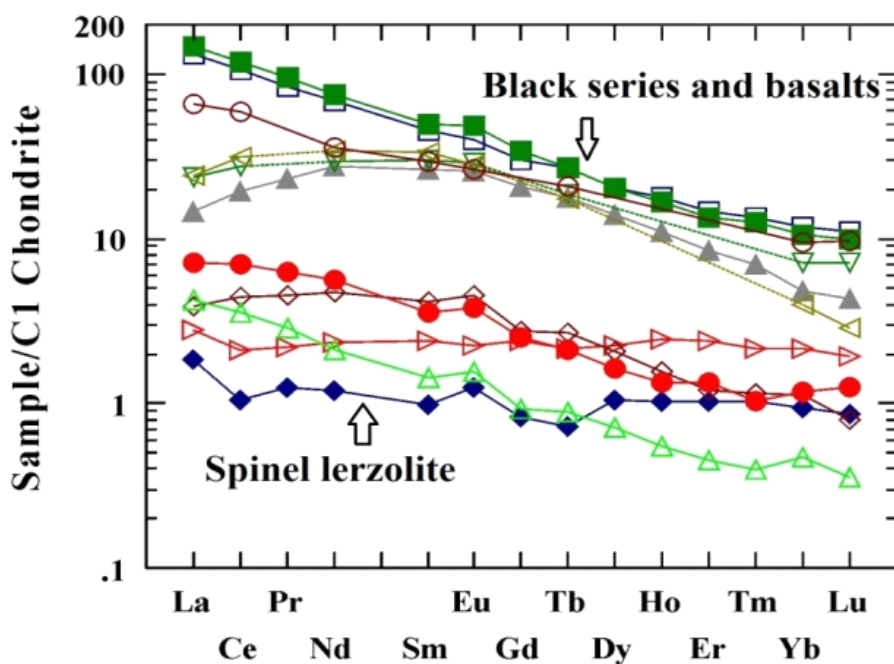


Рис. 2. Хондрит-нормализованные содержания РЗЭ в мантийных ксенолитах и базальтах-хозяевах [6].

По контрасту, современный тип КИП, связан с термохимическими мантийными плюмами, появился только после ~2.3 млрд. лет назад и был образован геохимически-обогащенными базальтами из-за присутствия «ядерных» флюидов [6]. Поскольку состав таких КИП практически не изменился за последние 2.3 млрд. лет за исключением небольшого увеличения несовместимых элементов, мы полагаем, что и состав ядра и нижней мантии тоже существенно не изменились. Мы полагаем, что это связано с малыми размерами твердого внутреннего ядра, рост которого пока не привел к существенному изменению состава жидкого ядра. Однако остается неясной ситуация в раннем докембрии; возможно, что вещество первичного земного ядра тогда еще не было вовлечено в тектономагматические процессы [1].

1. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. *Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве*. М.: Наука, 2010, 605 с.
2. Добрецов Н.Л. // *Геология и геофизика*. 2008 Т. 49 (7). С. 587–604.
3. Ernst, R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge. Cambridge Univ. Press, 2014., 653 p.
4. French, S.W., Romanowicz, B. // *Nature*. 2015. V. 525. P. 95–99.
5. Maruyama, S. // *Journal of Geological Society of Japan*. 1994. V. 100. P. 24–49.
6. Sharkov, E., Bogina, M., Chistyakov, A. // *Geosciences Frontiers*. 2017. V. 8 (4). P. 621–640.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЗМА
ПОРОД ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ
УКРАИНСКОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ
ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

*А.В. Юрченко¹, Ш.К. Балтыбаев¹, С.Б. Лобач-Жученко¹,
В.В. Балаганский², О.Л. Галанкина¹*

¹ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

E-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru

*²Геологический институт Кольского научного центра
Российской академии наук, г. Апатиты, Россия*

Орехово-Павлоградская зона (ОПЗ) расположена между Среднеприднепровским (СП) и Приазовским (П) архейскими блоками в восточной части Украинского щита (УЩ). Зона отделена от блоков глубинными разломами и вытянута в субмеридиональном направлении в пределах УЩ и продолжается на Воронежском кристаллическом массиве (Белгородско-Михайловская зона).

Структуру ОПЗ образуют чередующиеся крутопадающие тектонические пластины различного возраста и литологии, которые также характеризуются неравномерно проявленным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и магматизмом. На севере ОПЗ метаморфизм определен как отвечающий амфиболитовой фации, местами — достигающий перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации [1]. В центральной и южной части ОПЗ определен метаморфизм амфиболитовой фации. Встречается упоминание о дистенсодержащих метапелитах на севере ОПЗ, которые рассматриваются как реликты сохранившихся высокобарных условий метаморфизма [5]. Васильковский участок ОПЗ можно рассматривать как эталонный для характеристики метаморфизма гранулитовой фации. Особенно удачны породы указанного участка для характеристики протерозойского метаморфизма, чему и посвящено данное сообщение. Понимание термодинамического режима протерозойского метаморфизма важно для адекватных тектонических реконструкций.

В геологическом строении участка принимают участие два различных комплекса пород: (1) метаморфизованные архейские магматические породы фундамента и (2) перекрывающий их метаосадочный комплекс палеопротерозойского возраста. Породы фундамента представлены разлинзованными метатоналитами с возрастом 3.5 млрд. лет, прорванными дайками основных пород с возрастом 2.88 млрд. лет (амфиболитами, тоже разлинзованными), кроме того, отдельные пластины сложены кристаллосланцами, возраст которых не установлен. Второй комплекс сложен, аренитовыми кварцитами, содержащими прослой гранат-биотитовых гнейсов и высокоглиноземистых пород [2].

Переработка пород включала несколько этапов деформаций и метаморфизма. Наиболее интенсивные деформации, связанные со сжатием СВ-ЮЗ направления привели к формированию складок вплоть до изоклинальных. Время метаморфизма и деформаций оценивается как палеопротерозойское ~ 2 млрд. лет [4]. Для граната из глиноземистого гнейса и метатоналита выявлены возрасты 2014 ± 11 млн лет [3] и 2004 ± 18 млн лет [2], соответственно. Близкое время метаморфического события определено по монациту из глиноземистого гнейса 2098 ± 35 млн лет.

В глиноземистых гнейсах Васильковского участка установлены три метаморфических парагенезиса с гарантом. Они соответствуют трем стадиям протерозойского метаморфизма. Ранний парагенезис (стадия 1) сохранился фрагментарно в виде высоко Grs граната 1 и включений в нем Bt, Pl, Als, Rt, Qtz. Также к раннему парагенезису был отнесен St, найденный во включение в кварце (Grt1+Bt1+Pl1+Qtz+Asl+Rt+St). Высокотемпературные парагенезисы (стадия 2)

представлены Grt 2 и минералами матрикса (Grt2+Kfs+Pl2+Bt2+Qtz+Sil+Rt+Gt). Парагенезисы (стадия 3) отражают дальнейшее снижение температуры и давления (Grt3+Crld+Sil+Bt3+Pl3+Qtz+Pl+Plm) [6].

Для оценки термодинамического режима метаморфизма гнейсов были использованы классическая термобарометрия и современные программы расчета параметров равновесия минеральных парагенезисов (WINTWQ, THERIAK-DOMINO, THERMOCALC). Использование классических термобарометров позволило только наметить регрессивный тренд изменения метаморфизма, который проявлен снижением температуры и давления от условий гранулитовой ступени повышенных давлений до условий амфиболитовой фации умеренных давлений. При моделировании в THERIAK-DOMINO для составов высокомагнезиального и высокожелезистого гнейса при разных активностях воды установлены параметры **ранней стадии** $T \sim 580\text{--}625^\circ\text{C}$ и P не ниже 7–8 кбар, **высокотемпературная пиковая стадия** метаморфизма ($T > 800^\circ\text{C}$, $P = 7\text{--}9$ кбар), **регрессивной стадии** $T = 600\text{--}675^\circ\text{C}$, а $P = 4\text{--}5.5$ кбар. Все расчеты соответствуют реальным петрографическим наблюдениям и подтверждены расчетами минеральных реакций в THERMOCALC [3].

Моделирование минералобразования с фракционированием 30% гранатов (что соответствует доле гроссурядового ядра граната, входящего в парагенезис 1) помогло объяснить наличие двух парагенезисов граната. Как оказалось, при фракционной кристаллизации граната, система истощается компонентами, необходимыми для роста граната, соответственно его рост сокращается, и лишь при высоких температурах (выше 760°C), благодаря разложению других минеральных фаз (и высвобождению химических компонентов), образуется новый гранат — Prp-Alm состава. Такой гранат описывался выше как гранат парагенезиса 2. Также следует отметить, найденные ориентированные включения в гранате гётита, являющиеся результатом совместного роста по наиболее энергетически выгодным позициям вдоль ребер граната. Нахождения в гранате включений, состоящих из железа в 3х валентной форме, говорит о специфических условиях метаморфизма между первой и второй стадией, характеризующегося повышенным окислительно-восстановительным потенциалом [7].

Следует отметить, что на образование граната помимо PT параметров метаморфизма влияние оказывает состав флюида: изменение соотношения $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{O}$ (или изменение активностей углекислоты и воды). Этот фактор оказался критичным для образования гранатосодержащего парагенезиса в гнейсах тоналитового состава в узких зонах структурно-метаморфической переработки.

Таким образом, рассмотренные термодинамические особенности развития гранатосодержащих парагенезисов пород Васильковского участка ОПЗ позволили охарактеризовать трехстадийный палеопротерозойский метаморфизм с развитием PT тренда по «часовой стрелке».

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0132-2019-0013.

1. Азаров Н.Я. *Геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны*. Киев: Наук. думка. 2005. 190 с.
2. Lobach-Zhuchenko S.B. // *Precambrian Research*. 2014. V. 252. P. 71–87
3. Балтыбаев Ш.К. // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 11. С. 1684–1702
4. Щербак Н.П. *Геохронология раннего докембрия УЩ. Архей*. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
5. Щербаков И.Б. *Петрология Украины*. Львов: Изд-во ТзОВ ЗУКЦ, 2005. 364 с.
6. Юрченко А.В. // *Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Тез. докл. Петрозаводск, 2011* С 270–274
7. Юрченко А.В. // *ДАН*. 2012. Т. 446. № 6. С. 668–671

Научное издание

**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ
ЗЕМНОЙ КОРЫ: СТРАТИГРАФИЯ, МЕТАМОРФИЗМ,
МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА**

**Материалы VI Российской конференции по проблемам
геологии и геодинамики докембрия**

Компьютерная верстка: Ламбин О.В.

Подписано в печать
Формат 84x119/32. Бумага офсетная 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать ризографическая. Уч-изд. л. 15
Тираж 150 экз.

Свое издательство
Санкт-Петербург
ул. Репина, 41
Тел. +7 812 900-21-45

Отпечатано:
Типография «Sprinter»
197343, СПб, ул. Матроса Железняка, д. 57 А