Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения РАН

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит

V Всероссийская научная конференция
с международным участием



20–23 сенября 2021 г.

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ДВО РАН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

V Всероссийская конференция с международным участием

Владивосток, 20–23 сентября 2021

Материалы

Владивосток

Издательство ДВФУ

2021

© ДВГИ ДВО РАН, 2021
© Оформление. ФГАОУ ВО ДВФУ, 2021
ISBN 978-5-7444-5100-4

FAR EAST GEOLOGICAL INSTITUTE
OF THE FAR EASTERN BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOLOGICAL PROCESSES IN THE LITHOSPHERIC PLATES SUBDUCTION, COLLISION AND SLIDE ENVIRONMENTS

V Russian Scientific Conference with foreign participants

Vladivostok, 20–23 September, 2021

Proceedings

Vladivostok
Publishing House of the Far Eastern Federal University
2021

© ДВГИ ДВО РАН, 2021
© Оформление. ФГАОУ ВО ДВФУ, 2021
ISBN 978-5-7444-5100-4

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553
ББК 26.31

Председатель программного комитета академик РАН А.И. Ханчук

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. V Всероссийская конференция с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2021 г. : материалы / Дальневосточный институт геологии ДВО РАН. – Владивосток : Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2021. – 1 CD-ROM ; [186 с.]. – Загл. с титул. экр. – ISBN 978-5-7444-5100-4. – DOI https://doi.org/10.24866/7444-5100-4. – Текст. Изображения : электронные.

В представленных материалах конференции обобщены оригинальные фактические данные отечественных и зарубежных исследователей. Тематика докладов включает различные аспекты изучения геологических процессов в зонах субдукции и скольжения литосферных плит: динамику взаимодействия, геологическое строение, стратиграфию и литологию, особенности магматизма, метаморфизма и рудообразования. Обсуждаются данные, полученные с использованием математического моделирования, GPS-наблюдений, геофизических, спутниковых и других современных методов.

По диапазону возраста охвачена практически вся история Земли – от раннего докембрия до современности. Разносторонность представленных материалов позволяет комплексно охарактеризовать геологические процессы описываемых геодинамических обстановок.

Текстовое электронное издание

Минимальные системные требования:
процессор с частотой 1,3 ГГц (Intel, AMD); оперативная память 256 МБ,
свободное место на винчестере 335 МБ; Windows (XP; Vista; 7 и т.п.)

Программное обеспечение:
Acrobat Reader, Foxit Reader либо любой другой их аналог

Дальневосточный федеральный университет
690922, Приморский край, г. Владивосток, о. Русский, п. Аякс, 10
Тел./факс: 8 (423) 226-54-43
E-mail: dvfutip@yandex.ru, prudkoglyad.sa@dvfu.ru

Изготовитель CD-ROM:
Дальневосточный федеральный университет,
690922, Приморский край, г. Владивосток, о. Русский, п. Аякс, 10

Подписано к использованию 1.09.2021 г.
Объем 26,10 Мб. Тираж 50 экз.

© ДВГИ ДВО РАН, 2021
© Оформление. ФГАОУ ВО ДВФУ, 2021

Авторы несут полную ответственность за достоверность приведенных сведений, отсутствие данных, не подлежащих открытой публикации, и точность информации по цитируемой литературе.

UDC 551.24:552.11:552.14:552.16:553
LBC 26.31

Program Committee Chairman
A.I. Khanchuk, Academician of the Russian Academy of Sciences

Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision and Slide Environments. Fifth Russian scientific conference with foreign participants, Vladivostok, Russia, 20–23 September 2021 : Proceedings / Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences. – Vladivostok : Publishing House of the Far Eastern Federal University, 2021. – 1 CD-ROM ; [186 p.]. – Screen title. – ISBN 978-5-7444-5100-4. – DOI https://doi.org/10.24866/7444-5100-4. – Text. Images : electronic.

Conference materials summarize original factual data by Russian and foreign scientists. The participants reported on various aspects of geological processes in zones of subduction, collision and slidung of lithospheric plates: interaction dynamics, geological structure, stratigraphy and lithology, characteristic magmatism, metamorphism and ore formation. The results presented in this book were obtained by means of mathematic modeling, GPS observations, geophysical, satellite, and other modern methods of research.

The time span of conference presentations covers actually the entire Earth history, from Early Precambrian to contemporary period. Diverse information discussed at the conference provides complex characteristics of geological processes taking place in the described geological environments.

Multimedia electronic edition

Minimum System Requirements:
Web browser Internet Explorer 6.0 or higher, Opera version 7.0 or higher,
Google Chrome version 3.0 or higher)

Signed for use on 09/01/2021
Volume 26.10 Mb
Circulation 50 copies

Far Eastern Federal University
690922, Primorsky Territory, Vladivostok, i. Russian, p. Ajax, 10
Tel.: 8 (423) 226-54-43
E-mail: dvfutip@yandex.ru, prudkoglyad.sa@dvfu.ru

CD-ROM Manufacturer:
Far Eastern Federal University
690922, Primorsky Territory, Vladivostok, i. Russian, p. Ajax, 10

© FEGI FEB RAS, 2021
© Typography. FEFU, 2021

The authors are fully responsible for the authenticity of the information provided, the absence of the material that is not subject to open publication, and the preciseness of the data on the cited literature.

Содержание

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

З.Г. Бадрединов, Б.А. Марковский

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ И КОРЯКИИ 13

М.М. Буслов

СДВИГИ, АККРЕЦИОННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ ОРОГЕНЫ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА 16

Л.В. Генералова, О.М. Гнилко, С.Р. Гнилко, Л.Н. Хомяк

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ КАРПАТСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (УКРАИНСКИЙ СЕГМЕНТ) КАК ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ 19

В.В. Голозубов, С.А. Касаткин, М.В. Желдак

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ) 22

А.Н. Диденко, С.А. Касаткин, М.В. Архипов, А.И. Тихомирова, Н.С. Коновалова

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДАЕК ЛАМПРОФИРОВ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ); ВОЗМОЖНЫЕ МЕСТО И ВРЕМЯ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ 25

А.В. Зайцев

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ) НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) 28

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА ПО ПРОФИЛЮ С. ПОЖАРСКОЕ – П. ШКОТОВО ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ 30

С.А. Касаткин, А.В. Гребенников, Д.Г. Федосеев

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМА КАК НОВЫЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ ЛЕВОСДВИГОВОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ 34

Н.Н. Крук

КОНВЕРГЕНЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ТРАНСФОРМНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ И ВНУТРИПЛИТНЫХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ: ПРИЧИНЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ 38

И.И. Лиханов

ГРАНИТОИДНЫЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РАСПАДА СУПЕРКОНТИНЕНТОВ 40

С.О. Максимов

ВРЕМЕННЫЕ ИМПУЛЬСЫ КАЙНОЗОЙСКОГО ФРЕАТИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИМОРЬЕ И ЕГО СВЯЗЬ С УГЛЕГЕНЕЗОМ 43

А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, С.А. Касаткин

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛАОЕЛИН-ГРОДЕКОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ) 47

С.Л. Медников, А.Н. Диденко, Н.Н. Крук, А.В. Кудымов
СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХАБАРОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ) 50

А.А. Перфилова, И.Ю. Сафонова, Д.Л. Конопелько, Г.С. Бискэ, О.Т. Обут, П.Д. Котлер
ЦИРКОНОМЕТРИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, УЗБЕКИСТАН 52

А.М. Пыстин, И.Л. Потапов, Ю.И. Пыстина
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ФРАГМЕНТ В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ПОЛЯРНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МЕТАМОРФИЗМ, ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ 55

Ю.И. Пыстина
МОРФОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ УРАЛА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА 57

Е.П. Развозжаева
СТРОЕНИЕ КЫЛЛАХСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОГО КРАТОНА) 60

И.А. Савинский, И.Ю. Сафонова, Ш. Маруяма, А.А. Перфилова, А.В. Гурова
РЕКОНСТРУКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ 63

И.Ю. Сафонова, А.И. Ханчук
РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭПИЗОДОВ СУБДУКЦИОННОЙ ЭРОЗИИ НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ 65

Ю.В. Смирнов
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ГРАНИТОИДОВ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА 67

Б.Н. Урунов
ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОР БУКАНТАУ 69

М.Н. Шапорина, В.Н. Беспечный, А.Е. Селиванов
ФОРМЫ НАДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ПРЕДПАТОМСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА 72

Е.А. Элбакидзе
ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ КАК ИНСТРУМЕНТ ИЗУЧЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОСАДКОВ РЕКИ РЯЗАНОВКА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ) 75

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В.И. Алексеев
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА «БЕЛЫХ ГРАНИТОВ» АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКОГО МАССИВА, ЯКУТИЯ 79

Н.Н. Беловежец, Я.М. Бережнев, И.Ю. Кулаков, Н.М. Шапиро
ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ВУЛКАНА КАМБАЛЬНЫЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ 80

Я.М. Бережнев, Н.Н. Беловежец, И.Ю. Кулаков, Н.М. Шапиро, К. Сенс-Шёнфельдер
ВЫЯВЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ В СТРУКТУРЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЕМ 20.12.2017 Г. ПО ДАННЫМ КОРРЕЛЯЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА 82

Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов
ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО МЕТОДУ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА 83

С.С. Воробей, В.Г. Бутвина, О.Г. Сафонов, В.К. Гаранин
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РЕДКИХ K-AL-TI-СОДЕРЖАЩИХ ФАЗ (ИМЭНГИТА, ПРАЙДЕРИТА И МАТИАСИТА) ПРИ 5 ГПА И 1200 °С 85

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская
РЕЛИКТЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) 86

А.Н. Голич, С.В. Высоцкий
ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС) 88

В.А. Гурьянов, С.Н. Добкин, А.Н. Тихомирова, Л.Л. Петухова
РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ 91

И.М. Дербеко
МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС: ТАЙНА 120-ГО МЕРИДИАНА 94

К.А. Докукина, В.С. Шешуков , *В.Б. Хубанов, Т.Б. Баянова,* О.И. Окина
РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ПЛАВЛЕНИЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ 97

К.А. Докукина, В.И. Пожиленко, А.Н. Конилов, К.В. Ван
МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫЕ МАНТИЙНЫЕ ПОРОДЫ И ГРАНАТОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ В ЭКЛОГИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 100

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб
РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА 102

Е.Н. Кайгородова
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МХУЛАМСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (СРЕДНЯЯ ЮРА, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ): ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ 103

Т.В. Калашникова, Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий
ИНЕРАЛОВ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ЭКЛОГИТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОГО КРАТОНА 106

И.В. Кармышева, А.М. Сугоракова, Д.В. Семенова, В.А. Яковлев
СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА КААХЕМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА) 108

Е.А. Коновалова, Л.Ф. Мишин, Ю.В. Талтыкин
МАГМАТИЗМ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ПРИМЕРЕ АКСАКИНСКОГО И ЮЖНОГО СИДИМИЙСКОГО ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ (СИХОТЭ-АЛИНЬ) 111

И.И. Лиханов

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ: АНАЛИЗ P-T-t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА 113

С.О. Максимов, А.В. Гребенников

ФЛЮИДНАЯ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИЯ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ САМООРГАНИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ОХЛАЖДЕНИЯ 116

В.Ф. Полин, П.Л. Тихомиров, А.И. Ханчук, А.В. Травин

ДАННЫЕ U/PB И $^{40}AR/^{39}AR$ ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИТОВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА – СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗНОВРЕМЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО ЗВЕНЬЕВ 119

В.Ф. Полин, М.С. Пипко, А.О. Соболев, А.Е. Костин

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ КОНЕЧНОЙ ФАЗЫ НАДСУБДУКЦИОННОГО И ГЛАВНОЙ – ПОСТСУБДУКЦИОННОГО ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНО-РИФТОГЕННОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ В ВОСТОЧНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ: КРИТЕРИИ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ 122

О.П. Полянский, А.В. Прокопьев, В.В. Ревердатто, О.В. Королева, А.В. Бабичев

КОМБИНИРОВАННЫЙ ПЛЮМОВЫЙ И ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ РИФТОГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЯКУТСКО-ВИЛЮЙСКИХ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) 127

П.П. Сафронов, Ю.А. Мартынов, А.В. Рыбин

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ 129

Е.В. Скляров, А.В. Лавренчук

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОГО БАЗИТОВОГО И КОРОВОГО КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВОВ В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ: ПРИМЕР ИЗ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ 131

Ю.В. Талтыкин, Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова

ГЕОДИНАМИКА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИН И РЕДОКС-УСЛОВИЯ В ЛИТОСФЕРЕ АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОКА РФ 134

Д.П. Тобелко, М.В. Портнягин

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ИСХОДНОГО СОДЕРЖАНИЯ H_2O В ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМАХ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ 136

М.А. Фидлер, М.М. Буслов

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА КУРАЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) ПО ДАННЫМ U-PB LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ КАЙМ В ЦИРКОНАХ 139

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Н.Г. Борискина, В.Г. Хомич

РИФТО–ГРАБЕНЫ УЧУРСКОЙ ЗОНЫ (АЛДАНСКАЯ АНТЕКЛИЗА СИБИРСКОГО КРАТОНА) И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 142

А.Н. Глухов, В.В. Прийменко, М.И. Фомина

ПОРФИРОВО–ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ОМОЛОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО–ВОСТОК АЗИИ) 145

Н.А. Горячев, Май Чонг Ту, Чан Чонг Хоа, Т.А. Веливецкая, А.В. Игнатьев
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЬЕТНАМА: НОВЫЕ ДАННЫЕ 147

А.А. Гребенникова, К.Н. Доброшевский, А.С. Вах, Н.А. Горячев, А.А. Карабцов
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ЗОЛОТО–ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НАМОВСКОГО (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ–АЛИНЬ) 148

О.А. Елисеева, В.В. Раткин, Д.В. Тихомиров
ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ СОЛОНЦОВОЙ ВУЛКАНО–ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, СИХОТЭ–АЛИНЬ): ФИНАЛЬНАЯ УЛЬТРАКАЛИЕВАЯ ФАЗА ДАЛЬНЕГОРСКОГО ИМПУЛЬСА МАГМАТИЗМА 152

Ю.Н. Иванова, Е.Э. Тюкова, И.В. Викентьев
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА РУДОПРОЯВЛЕНИИ КАРЬЕРНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) 155

Е.Н. Кайгородова, А.В. Чугаев
ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТО–СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДУЖНОЕ (КБР) ПО ИЗОТОПНО–ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 158

Е.В. Кислов, В.С. Каменецкий
МАРИНКИН ОСТРОВОДУЖНЫЙ УЛЬТРАМАФИТ–МАФИТОВЫЙ МАССИВ, СРЕДНЕ–ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ФОРМИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ 160

А.Т. Корольков
ТЕРРЕЙНЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ 163

М.В. Кудрин, В.Ю. Фридовский, Л.И. Полуфунтикова, Я.А. Тарасов
РУДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ЮГО–ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОЛЬЧАН–НЕРСКОЙ ЗОНЫ: ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГО–ХИМИЧЕСКОМУ И ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА ХАНГАЛАССКОГО ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ЯНО–КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС, СВ РОССИИ 165

А.Н. Митрохин, П.Л. Неволин, В.П. Уткин
СИНСДВИГОВЫЕ СОСКЛАДЧАТЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АПТ–МААСТРИХТСКОГО ОРОГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ СИХОТЭ–АЛИНЕ 168

В.П. Молчанов, Д.В. Андросов, А.А. Юдаков, С.И. Иванников, К.Н. Доброшевский
МИНЕРАЛОГО–ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСНЫХ РУД И РОССЫПЕЙ ИНТРУЗИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ СИХОТЭ–АЛИНЯ 171

Б.С. Нуртаев, Д.У. Курбанова, О.Г. Цай
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩЕ 174

В.В. Прийменко, В.В. Акинин, А.Н. Глухов, А.В. Травин, Г.О. Ползуненков
ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ AU-AG ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЭВЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ) 176

А.О. Соболев, В.И. Дубровин
КАЙНОЗОЙСКИЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО РЕГИОНА И ПЕРВООЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ ОБЪЕКТОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «САЛЮТ») 179

В.Г. Хомич*, *Н.Г. Борискина

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ГИПОГЕННО-ГИПЕРГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НЕВАДИЙСКОГО ТИПА НА ВОСТОКЕ РОССИИ 182

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 185

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ И КОРЯКИИ

З.Г. Бадединов[1], Б.А. Марковский[2]

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: Badre9@mail.ru

[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург

В геодинамических моделях, описывающих взаимодействие континентальной и океанической плит, разработанных в рамках плитной тектоники для мел-палеогенового этапа эволюции Камчатско-Корякской зоны перехода континент-океан, существует ряд противоречивых положений. Эти противоречия выявлены самими сторонниками плитнотектонического учения [1, 2, 3, 6] и относятся к разряду парадоксов, остающихся нерешенными до настоящего времени. Среди них: 1. Модель перемещения внутриокеанских островных дуг из центральной части Тихого океана к северо-восточной окраине Азиатского континента путем накатывания одного фрагмента океанической плиты на другой; 2. Модель синсдвигового формирования задуговых бассейнов; 3. Высокоамплитудные воздымания океанического дна у границ с континентом, фиксируемые по наличию на Камчатке и в Корякии раннемеловых и позднемеловых кремнистых пород с радиоляриями, переотложенными в процессе эрозии глубоководных радиоляритов; 4. Раннепалеогеновый метаморфизм повышенных давлений, проявленный в позднемеловых вулканогенно-осадочных образованиях Восточной Камчатки (о-в Карагинский, п-ов Озерной, мыс Камчатский); 5. Наличие на границе континентальной и океанической плит встречной сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону океана, образующей в паре с сейсмофокальной зоной Беньофа-Заварицкого систему противоположно направленных сколов, характерных для зон сжатия упругих сред.

Модель перемещения внутриокеанических островных дуг из центральной части Тихого океана к северо-восточной окраине Азиатского континента методом накатывания

Согласно палеомагнитным данным первоначальное положение позднемеловых вулканических пород Восточной Камчатки и Восточной Корякии, аккретированных в раннем палеогене к окраине Азиатского континента, соответствовало широте центральной части Тихого океана (30^{o} с. ш.). Предполагается, что на этой широте произошло формирование двух островных дуг (Кроноцкой и Олюторско-Восточнокамчатской), которые впоследствии переместились к окраине Азиатского континента [7]. Перемещение островных вулканических дуг сопровождалось: 1. Накатыванием (обдукцией) фрагмента океанической плиты с островными дугами на фрагмент океанической плиты, прилегающий к окраине Азиатского континента; 2. Погружением океанической литосферы в мантию под тяжестью накатываемой плиты с формированием зоны субдукции, наклоненной навстречу движению накатываемой плиты; 3. Проявлением надсубдукционного вулканизма в дрейфующих дугах; 4. Непрерывной миграцией зоны субдукции из центральной части Палеопацифики в сторону континента за счет подворачивания океанической литосферы под тяжестью надвигающегося фрагмента океанической плиты; 5. Вспарыванием океанической литосферы и верхней мантии разрывными нарушениями в торцевых частях дуг, с последующим «бесследным залечиванием» тектонического шва.

По мнению Чеховича В.Д. [6] такая модель перемещения вулканических дуг *«оправдана, в основном, для объяснения палеомагнитных данных».*

Модель синсдвигового формирования задуговых бассейнов

По материалам [2] восточная граница Азиатского континента с океанической плитой, начиная с раннего мела, характеризовалась латеральным сочетанием геодинамических

обстановок субдукционного и трансформного типов, что было обусловлено различной ориентацией контуров континентальной окраины по отношению к движущейся океанической плите (соосное и фронтальное) и периодическими изменениями направления движения океанической плиты. По мнению Голозубова В.В. с соавторами, в эоцене Камчатско-Корякский фрагмент зоны взаимодействия континент-океан относился к трансформному типу континентальных окраин, характеризуясь особым магматизмом и формированием синсдвиговых структур растяжения [2]. К последним процитированные авторы относят задуговые бассейны, делая вывод о том, что задуговые бассейны и связанный с ними магматизм «не имеют к субдукции прямого отношения»

Высокоамплитудные воздымания океанического дна у границ с континентом, фиксируемые по эрозии и переотложению глубоководных радиолярийсодержащих осадков раннемелового и позднемелового времени

Из материалов [1] следует, что на территории Камчатки и Корякии установлены осадочные породы с радиоляриями, переотложенными в результате эрозии глубоководных радиоляритов. Это предполагает значительные амплитуды «тектонического воздымания» океанического дна у границ с Азиатским континентом в раннемеловое и поздний мел – раннепалеогеновое время и требует остановки субдукции в периоды таких воздыманий.

Раннепалеогеновый метаморфизм повышенных давлений, проявленный в позднемеловых вулканогенно-осадочных образованиях Восточной Камчатки (мыс Камчатский, о-в Карагинский, п-ов Озерной)

Метаморфические породы, обнажающиеся на полуострове Камчатский по данным [3] метаморфизованы в условиях: T = 725°C и P = 12 кбар. Для метапород п-ва Озерной условия метаморфизма отвечали: T = 750°C и P = 9 кбар, а для метапород острова Карагинского – T = 560°C и P = 5.1 кбар [5]. Повышенные давления метаморфизма метапород Восточной Камчатки интерпретируются как погружение пород в зоне субдукции на глубины порядка 36, 30 и 15 км соответственно и их последующую «высокоскоростную» эксгумацию. Время метаморфических процессов отвечает раннему палеогену. Раннепалеогеновые метапороды повышенных давлений установлены еще и на Западной Камчатке (хребет Пенсантайн). Если связывать формирование высокобарных метапород с их погружением в зоне субдукции, то следует полагать существование в палеогене на рассматриваемой территории нескольких зон субдукции и нескольких периодов эксгумации метапород, что противоречит геологическим и геофизическим данным.

Наличие на границе континентальной и океанической плит встречной сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону океана, образующей в паре с сейсмофокальной зоной Беньофа-Заварицкого систему противоположно направленных сколов, характерных для зон сжатия упругих сред.

В работе [4] приведен анализ геофизических материалов о строении зоны Беньофа-Заварицкого. Особенности физических полей (гравитационного, сейсмического и магнитного) характеризуют зону Беньофа-Заварицкого как тектонический скол, меняющий свою мощность и физические свойства и служащий каналом для подъема флюидов и магматических расплавов. Помимо сейсмофокальной зоны Беньофа-Заварицкого, на сейсмотомограммах фиксируется встречная сейсмофокальная зона, направленная в сторону океана (рис. 1) По геофизическим данным [4] эта зона не отличается от зоны Беньофа-Заварицкого, и, соответственно, должна интерпретироваться как плоскость встречной субдукции, что невозможно, с учетом направления движения океанической плиты.

Обсуждение материалов

Камнем преткновения во всех перечисленных выше проблемных вопросах геологии Камчатско-Корякской зоны перехода континент-океан является зона субдукции. В модели

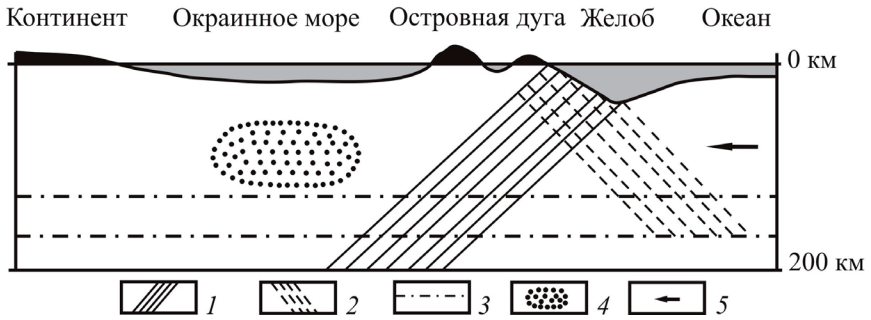


Рис 1. Схема соотношения основной и встречной сейсмофокальных зон по [4]:

1 – основная сейсмофокальная зона; 2 – встречная сейсмофокальная зона; 3 – кровля и подошва астеносферного слоя; 4 – высокотемпературная область частичного плавления; 5 – направление давления океанической плиты

«накатывания» зона субдукции отсутствует у восточных границ Азиатского континента в период (K_2-Pg_1), мигрируя вместе с островной дугой из центра океана к окраине Азиатского континента [7]. В противоположность этому, в моделях сочетания трансформного и субдукционного геодинамических режимов [2], последний является определяющим для Камчатско-Корякского фрагмента континентальной окраины на K_2-Pg_1 этапе ее эволюции. Модели воздымания океанических пород [1] и эксгумации глубинных метаморфических образований [3] требуют остановки субдукционных процессов в этот же период геологического времени.

Выполненные в последние годы для рассматриваемой территории (под эгидой ВСЕГЕИ), работы по составлению карт миллионного масштаба и геофизические исследования [4] позволили получить новые данные, проливающие свет на перечисленные выше проблемы. Прежде всего, это строение геологических разрезов и структурные взаимоотношения магматических и осадочных пород, датирование времени геологических событий и установление встречной сейсмофокальной зоны на границе континет-океан, наклоненной в сторону океана (зона Тараканова).

Наличие встречной сейсмофокальной зоны (тектонического скола), в строении современной зоны перехода континент-океан, предполагает присутствие такой же зоны в ранние периоды геологического времени. В этом случае, рост тектонического давления со стороны океанической плиты вызовет надвиг (обдукцию) океанической литосферы по плоскости встречного скола, что приведет к подъему донных океанических отложений выше уровня эрозионного среза, их эрозии и переотложению, а также к формированию аккреционных призм и олистостромовых оползней в тылу надвига. Время переотложения радиоляритов Камчатки и Корякии по данным [1] поздний мел – ранний палеоген (70-60 млн лет). Вовлечение в процесс надвигообразования более высокотемпературного основания океанической литосферы вызовет коллизионный метаморфизм отложений автохтона, P-T параметры которого будут определяться скоростью движения обдуцируемых пород, массой аллохтона и величиной сил сжатия, обеспечивающих движение океанической плиты. Высокобарный метаморфизм пород Восточной Камчатки датируется периодом 51-49 млн лет. В свою очередь, метаморфизм и обдукция активируют процессы изостазии на континентальной окраине с вертикальным погружением и подъемом отдельных ее участков, что сделает невозможным дальнейшее горизонтальное перемещение пород. В этих условиях разрядка тектонического напряжения в зоне коллизии проявится в виде сдвиговой тектоники и синсдвигового растяжения (рифтообразования). Согласно [2] сдвиговый тектонический режим охватил Камчатско-Корякский регион в эоцене (45-40 млн лет). Синсдвиговые глубинные разломы будут способствовать активизации внутриплитного магматизма, а более поверхностные магматические очаги проявят себя как надсейсмофокальные (островодужные). На этом этапе произойдет формирование задуговых бассейнов. Возраст раскрытия бассейна Охотского моря (40-30 млн лет). Дальнейшее усиление напряженности на границе континент-океан, на фоне описанных выше тектонических событий,

приведет к формированию новой системы скола (перескок зоны Беньофа-Заварицкого), знаменуя начало нового цикла перечисленных процессов. В конечном итоге мы получим геологическую ситуацию, наблюдаемую в современных структурах Камчатско-Корякской зоны взаимодействия Тихоокеанской плиты и Азиатского континента.

Предлагаемая схема взаимодействия океанической и континентальной плит, сочетающая в себе горизонтальные и вертикальные движения коры, позволяет получить непротиворечивую интерпретацию парадоксов, наблюдаемых в геологии Камчатско-Корякской зоны перехода континент-океан. По своей сути она является продолжением идей, разработанных в трудах Белоусова В.В., Блюмана Б.А., Власова Г.М., Ермакова В.А., Павленковой Н.И., Тараканова Р.З., Шанцера А.Е. и других исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 6–54

2. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Симаненко В.П. Геодинамика восточной окраины Азии в мел-палеогеновое время // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. ГЕОС, 2010. С. 172–174.

3. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Шевченко С.С. Геохимия и геохронология цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геохимия, 2007. № 3. С. 259–268.

4. Тараканов Р.З., Андреева М.Ю. Роль сейсмофокальной зоны в формировании и развитии структур Курило-Охотского региона // Тихоокеанская геология, 2012. Т.31. № 6. С. 87–96.

5. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток. Дальнаука, 2015. 302 с.

6. Чехович В.Д. Оправдана ли гипотеза субдукции «накатывания» при формировании внутриокеанских островных дуг? // Материалы Всероссийской конференции «Геологические процессыв обстановках субдукции. коллизии и скольжения литосферных плит» Владивосток, 2011. С. 55–57.

7. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуреган Дж. К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника, 2008. № 6. С.70 – 91.

СДВИГИ, АККРЕЦИОННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ ОРОГЕНЫ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

e-mail: buslov@igm.nsc.ru

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

Складчатые сооружения Центральной Азии традиционно охарактеризованы как аккреционно-коллизионные структуры, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Согласно наиболее популярному на сегодняшний день представлению [7], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирущие с ними докембрийские микроконтиненты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры (кратоны). В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложно деформированная структура обозначена термином «алтаиды».

Исходя из аналогии строения современных континентальных окраин и мезозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на тысячи километров, многими исследователями проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур и высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны, выявить этапы и соотношения формирования складчатых сооружений относительно друг друга и окружающих Восточно-Европейского, Северо-Азиатского (Сибирского), Таримскогго и Северо-Китайского кратонов. В связи с этим складчатые зоны Урала («уралиды»), Алтае-Саяна, Забайкалья и Монголии (восточные «алтаиды»), расположенные вблизи кратонов, соответственно, Восточно-Европейского и Сибирского, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы, тогда как складчатые зоны Казахстана («казахстаниды» или западные «алтаиды») оказались изолированными от пространственной привязки к перечисленным выше кратонам. Таким образом, в большинстве работ современная тектоническая и геодинамическая зональности «уралид» и восточные «алтаиды» трактуются как ненарушенные структуры относительно близлежащих кратонов, что привело к созданию огромного количества противоречивых палеотектонических и палеогеодинамических схем и реконструкций.

В работах [1–4] на основе обобщения вышеприведенных работ и новых данных в основе тектонического районирования Центральной Азии выделяются следующие основные структурные элементы:

1.Казахстанско- Байкальский коллизионный ороген сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах), Тувино-Монгольскую и Казахстанскую (Кипчакскую) островные дуги, литосферы Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой, привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и, в целом, к консолидации коллизионного орогена и формированию фундамента одноименного составного континента. С юга в среднем-позднем палеозое составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген (составной континент) представлен на Урале, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. От окраино-континентальных комплексов западной части Сибирского континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоной. Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому.

2. Позднедокембрийско-палеозойский аккреционный ороген состоит из позднепротерозойской-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской и позднепалеозойской Горно-Алтайской островных дуг западной части Алтае-Саянской складчатой области, островных дуг Северного и Восточного Казахстана, северо-западного Китая (Чингиз-Тарбагатайской, Жарма-Саурской, Северо-Балхашской, Рудно-Алтайской, Джунгаро-Балхашской). В аккреционных клиньях аккреционного орогена широко представлены фрагменты позднепротерозойско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидиты глубоководных желобов. В аккреционном орогене отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе Палеопацифики. В современной фрагменты аккреционного орогена приурочены к западной окраине Сибирского континента (северной части Алтае- Саянской горной области),

представлены в Джунгарии, Восточном и Северном Казахстане, восточной и центральной частях фундамента Западно-Сибирской плиты.

3. Среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяет коллизионный и аккреционный орогены. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад. В позднем девоне – раннем карбоне континенты амальгамировали и создали единый Северо-Азиатский континент.

В Северной Евразии были сформированы крупные позднекарбоново-пермские угленосные бассейны. Так, в Алтае-Саянской области на юге Сибирского континента они представлены Кузбасским, Горловским и Минусинским угленосными бассейнами. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных бассейна – Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента – Печорский. Отмечается [5], что по распространению неморских двустворок существовала тесная связь между Печорским, Карагандинским и Кендырлыкским бассейнами. Флористические и фаунистические сообщества перечисленных бассейнов указывают на то, что в позднем карбоне – перми Сибирский континент располагался в умеренном климатическом поясе, а Казахстанско-Байкальский и Восточно-Европейский континенты в тропическом климатическом поясе. Современное положение Печерского бассейна вблизи границы Северного полярного круга свидетельствует о дрейфе Восточно-Европейского континента на север относительно Сибирского континента, что послужило причиной формирования позднепалеозойских деформаций в Центрально-Азиатской складчатой области. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент и окраинно-континентальные образования Сибирского континента были разделен на множество сдвиговых террейнов, позднедокембрийско-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные.

В результате коллизий крупных континентальных масс аккреционный и коллизионный орогены разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов. Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов, во многом нарушили первичные соотношения коллизионного и аккреционного орогенов, современным аналогом которых является юго-восточная окраина Азии, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит [6].

В позднепалеозойское время сформированный Северо-Азиатский континент был интенсивно деформирован под коллизионным воздействием Восточно-Европейского континента и превращен в огромную внутриконтинентальную орогенную структуру, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В результате коллизий аккреционный и коллизионный орогены разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов. Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбоново-пермской коллизии составного Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. Результаты коллизии выявлены на всей территории Алтае-Саянской области от восточного Казахстана до Байкальского региона (шириной более 1500 км). Они сопровождались левосторонними перемещениями вдоль Чарской, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкаусской и Шапшальской разломных зон, Главного Саянского разлома, а также формированием надвиговых структур на Горном Алтае, Западных Саянах и Тункинских гольцах Восточного Саяна. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении до первых сотен километров.

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов [6], зародилась в позднем докембрии и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса, соответственно, аккреционным и коллизионным типами орогенов. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения коллизионного орогена Индо-Австралийской и аккреционного орогена Тихоокеанской плит.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН и гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029) .

ЛИТЕРАТУРА

1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов. // Геология и геофизика, 2011. т.52 (1). С. 66–90.

2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и Геофизика, 2007. т.48 (1). С. 93–108.

3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011. т. 52 (12). С. 1911–1926.

4. Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12). С. 2032–2055.

5. Бетехтина О.А. Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107.

6. Пущаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.

7. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. // Nature, 1993. v. 364. P. 299–307.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ КАРПАТСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (УКРАИНСКИЙ СЕГМЕНТ) КАК ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Л.В. Генералова[1], О.М. Гнилко[2], С.Р. Гнилко[2], Л.Н. Хомяк[1]

[1]Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, г.Львов,

e-mail: gen_geo@mail.ru

[2]Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Украина, г.Львов

В состав Внешних (Флишевых) Карпат включают Силезский (Кросненский), Субсилезский, Скибовий, Бориславо-Покутский и Самборский покровы. Они образуют внешнюю неогеновую аккреционную флишево-молассовую призму, которая наращивает внутреннюю призму. Аккреционная призма развита перед фронтом сопряженных микроконтинентальных террейнов Алькапа и Тиссия-Дакия, с одной стороны, и Евроазиатским континентом, с другой стороны, при субдукции литосферы Карпатского бассейна под эти террейны. Скибовий покров является наиболее крупной тектонической единицей, изученной детальнее других. Он состоит из ряда покровов второго порядка – «скиб» Рожанка, Зелемянка, Парашка, Сколевская, Оровская, Береговая, которые надвинуты одна на другую и, к северо-востоку, на структуры края Евроазиатского континента.

При проведении исследований по составлению новой Государственной геологической карты Украины масштаба 1:200 000 Карпатской серии листов изучались литологические и

седиментологические характеристики флишевых и молассовых образований Украинских Флишевых Карпат и, в частности, Скибового покрова. Выделенные литодинамические (генетические) типы (И. О. Мурдмаа, 1987) и изученные особенности распространения микрофауны, отражают геодинамические обстановки седиментационных процессов во внешней части Карпатского палеобассейна осадконакопления.

В Скибовом покрове стратиграфический разрез начинается барем-альбскими черными аргиллитовыми гемипелагитами с прослоями мелкозернистых турбидитов и грейнитов (спасская свита). На них согласно залегают сеноман-турон-коньякские мергелистые гемипелагитами головнинской свиты (до 150 м), сенон-палеоценовые терригенные медиальные турбидиты (с текстурами А. Боума T_{abcde},,T_{bcde}, T_{abc}) стрийской свиты (1000 м), палеоценовые псаммитовые грейниты ямненской свиты (до 300 м), с пестроцветным яремчанским горизонтом (мелкозернистые дистальные турбидиты и гемипелагиты, до 50 м) в подошве. Выше наблюдается нижнеэоценовый «иероглифовый» флиш, представленный средне- и мелкозернистыми турбидитами с текстурами типа T_{cd} и T_{cde} и пестроцветными аргиллитовыми гемипелагитами манявской свиты (60–350 м). Их перекрывают нижне-среднеэоценовые песчаниковые грейниты выгодской свиты (300 м), которые фациально замещаются или косослоистыми алевролитовыми контуритами оравской свиты, или известняковыми гемипелагитами и карбонатными турбидитами пасичнянской свиты. На этих отложениях залегают средне-верхнеэоценовые гемипелагиты, контуриты и мелкозернистые турбидиты бистрицкой свиты (100–300 м), которые изменчивы по латерали и вертикали и переходят в мергелистые гемипелагиты, дебриты и олистострому попельской свиты (100–200м). В кровле попельской свиты развиты серые мергелистые гемипелагиты с большим содержанием планктонных фораминифер шешорского горизонта (4–10 м). Разрез завершают олигоцен-миоценовые глинисто-кремнистые преимущественно гемипелагические образования менилитовой свиты (>1000), которые постепенно наращиваются и одновременно замещаются, либо песчаными флишоидами, без четко выраженных текстур А. Боума, кросненской свиты, либо мергелисто-глинистими гемипелагитами поляницкой свиты.

В Береговой скибе Сколевского покрова в правых составляющих р. Стрый исследованы подводно-оползневые образования, которые принадлежат гравитационной олистостроме попельской свиты. Упоминания об этих хаотических отложениях встречены в недавних работах В. А. Ващенко (2017) и О. М. Гнилко (2016).

В строении олистостромы попельской свиты выделяются несколько олистостромовых горизонтов, разделенных прослоями дебритов, пакетами зеленовато-серых мелкозернистых дистальных турбидитов, голубовато-серыми и пепельными на выветренной поверхности гемипелагическими аргиллитами и мергелями. Нижний олистостромовый горизонт составлен двумя пачками пород. Верхняя пачка характеризуется матриксом из зеленовато-серых пелитоморфных гемипелагических мергелей и аргиллитов с единичными, хаотически разбросанными, олистолитами (до 3–4 м). Ее подстилает пачка (4–5 м) мелкозернистых турбидитов и аргиллитов, в которых чаще всего встречаются олистолиты юрских (?) кремово-розовых рифогенных и пелитоморфных известняков. Средний олистостромовый горизонт представлен нестратификованой пачкой зеленовато-серых гемипелагических аргиллитов, в которых наблюдаются олистолиты, перемещенные оползшими блоками автохтонных пород, слои и линзы дебритов и мелкозернистых турбидитов (7 м). В верхах среднего горизонта в матриксе голубовато-серых мергелей наблюдаются рассеянные мелкие олистолиты автохтонных и экзотических, преимущественно карбонатных, пород. Матрикс верхнего олистостромового горизонта является существенно аргиллитовым. В нем встречены прослои и линзы дебритов. Меняющееся соотношение олистолитов и матрикса выражено в виде пакетов (до 3–7 м) алевритистих аргиллитов с многочисленными или эпизодически миолистолитами разной формы, размеров, степени окатанности. Окатанные олистолиты чаще представлены известняками разных генетических групп (рифогенных, массивных пелитоморфных, органогенно-обломочных

«шрамберских») и сидеритами (?). Их размер по длинной оси меняется от первых сантиметров до полутора метров. Неокатанные и слабо окатанные олистолиты сложены преимущественно терригенными породами широкого диапазона возрастных групп, степени литификации, постдиагенетичних и метаморфических изменений. Это – песчаники, гравийные, галечные и мелковалунные конгломераты и конглобрекчии, зеленые и малиновые филлиты. Встречаются фрагменты слоев («стратоолистолиты») разнозернистых верхнеэоценовых (?) слабоокатанных песчаников (до 5–7 м и более). В аргиллитах матрикса обнаружены текстуры типа «снежного шара», гравитационно перемещенные тела с внутренним дисгармоническим складчатым строением и подводно-оползневые складки. Очевидно, что в образовании попельской олистостромы принимали участие глинисто-обломочные потоки и подводно-оползневые процессы, активизировавшиеся в пиренейскую фазу тектонических движений.

Микрофаунистические исследования матрикса олистостромы попельской свиты позволяют отметить присутствие средне- и верхнеэоценовых бентосных и планктонных фораминифер, а также переотложенных фрагментов бентоса позднемеловой шельфовой микро- и макрофауны [1].

В мел-эоценовых продуктах фоновой (геми) пелагической седиментации аргиллиты обогащены insitu бентосными фораминиферами кремнистого состава (глубоководными аглютинированными фораминиферами (англ. DWAF), которые указывают на нижнебатиально-абиссальные глубины осадконакопления ниже уровня кальцитовой компенсации. Усиление тектонической и геодинамической активности в регионе в позднем эоцене привели к формированию на краю шельфа и в верхней части континентального склона подводно-оползневых процессов, стимулировавших образование олистостромы попельской свиты. В конце эоцена произошло региональное обмеление бассейна, в котором в условиях средней-верхней батиали аккумулировались карбонатные илы шешорского горизонта, обогащенные крупными планктонными фораминиферами, которые осаждались выше фораминиферового лизоклина и уровня кальцитовой компенсации. Для олигоценовых отложений характерна микрофауна, существовавшая в верхнебатиально-сублиторальной области.

Литодинамические типы в разрезе Скибового покрова как вещественные индикаторы отражают процессы, имевшие место при образовании Карпатской неогеновой аккреционной флишево-моласовой призмы. Эволюция внешней части Карпатского бассейна характеризуется постепенным изменением седиментации от глубоководной гемипелагической к гравititовой (турбидитной, грейнитовой, дебритовой и олистостромовой). Завершается процесс осадконакопления миоценовыми мелководными молассовыми иногда эвапоритовыми образованиями (Бориславо-Покутский и Самборский покровы). Литодинамические типы в низах разреза Скибового покрова преимущественно нормально-осадочные, к верхам разреза увеличивается количество событийных (импульсивных) образований. Эти особенности разреза отображают процесс проградации и поднятия передовой части аккреционной призмы при ее надвигании на Евроазиатский континент и трансформации желоба в молассовый бассейн форланда.

Охарактеризованные литодинамические типы разреза Скибового покрова отражают главные черты эволюции внешней части Карпатского палеобассейна. Они включают особенности, специфичные для древних аккреционных призм, а именно: омоложение возраста отложений от внутренних к внешним структурным единицам, общую приуроченность грубообломочных образований к верхам стратиграфических разрезов отложений каждой из тектонических единиц, обмеление бассейна и выделенных литодинамических типов вверх по стратиграфическому разрезу от батиально-абиссальных к батиальным и шельфовым (по микропалеонтологическим и седиментологическим данным). С другой стороны, перечисленные особенности являются аргументами, посредством которых обосновывается выделение аккреционной призмы в Карпатском складчасто-надвиговом сооружении и представляется возможность рассматривать этапы ее развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hnylko S., Waskowska A., Vashchenko V., Koval-Kasprsyk J., Golonka J., Slomka T. Themicropaleontologi calrecordofthe Popiele Formationmassmovementdeposits (Outer Carpatians) – preliminary data// 19th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conferenceand MIKRO 2018 workshop – West Bohemian Museumin Pilsen,

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

В.В. Голозубов, А.И. Малиновский, С.А. Касаткин, М.В. Желдак

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: golozubov@fegi.ru

Вдоль юго-западного ограничения Приморья выделяется Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепермской-раннетриасовой островодужной системы [1]. Располагающийся севернее и восточнее Ханкайский супертеррейн представляет собой область раннепалеозойской консолидации. Лаоэлин-Гродековский террейн предсталяет собой складчатую структуру, образованную преимущественно пермскими породами и пронизанную интрузиями позднепермских-раннетриасовых орогенных гранитов [5 и др.]. Сложнодислоцированные пермские породы с угловым несогласием перекрыты позднетриасовыми терригенными угленосными отложениями («монгугайская свита»), либо приблизительно того же возраста толщей преимущественно кислых вулканитов («тальминская толща»).

По-видимому, этот террейн является восточным окончанием Солонкерской сутуры широтного простирания, прослеживающейся в Китае в приграничных с Монголией районах [7]. Эта сутура прослежена от района г. Линьси вплоть до южной части бассейна Сунляо, а на прилегающих к Приморью участках на тектонических схемах зарубежных, в первую очередь, китайских геологов она просто не показана. Во многом такая ситуация связана с тем, что посторогенные гранитоиды пермского, триасового, юрского и, реже, раннемелового возраста занимают более 50% территории, образованной как раннепалеозойскими, так и позднепалеозойскими-раннемезозойскими террейнами. При этом значительную площадь занимают также выходы перекрывающих комплексов мезозоя и кайнозоя (см. рис. 1), и проведение границ террейнов в таких условиях далеко не всегда однозначно. Предполагаемый вариант сочленения Солонкерского пояса и Лаоэлин-Гродековского террейна намечен на схеме Л. М. Парфенова и др. [7], а вероятное продолжение Лаоэлин-Гродековского террейна на территории Северо-Восточного Китая показано на рис. 1.

Лаоэлин-Гродековский террейн образован пермскими терригенными и вулканогенными образованиями общей мощностью до 6300 м, расчлененными на казачкинскую (P_1,) решетниковскую (P_{1-2}) и барабашскую (P_2-T_1) свиты. Мы исключаем из состава террейна блок, располагающийся между Лаоэлин-Гродековским террейном и Ханкайским супертеррейном и образованный раннесилурийской кордонкинской свитой.

Казачкинская свита (до 600 м) образована кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Датирование акцессорных цирконов из риолитов дало цифру 293+2 млн лет (ранняя пермь), что приблизительно соответствует возрасту свиты, полученному ранее по данным изучения ископаемых флор (В.И. Бураго и др., 1986). Первые результаты химико-аналитических исследований проб из вулканитов свиты не позволяют сделать уверенных выводов о тектоническом режиме их формирования. Породы представляют собой производные умеренно- и высококалиевых железистых кремнекислых магм, умеренно обогащенных высокозарядными элементами, и их формирование возможно в нескольких геодинамических режимах: в тыловых частях активных континентальных окраин с субдукцией (при отсутствии мощного сиалического фундамента), в трансформных обстановках, а также в крупных изверженных провинциях внутриплитной природы в складчатых поясах.

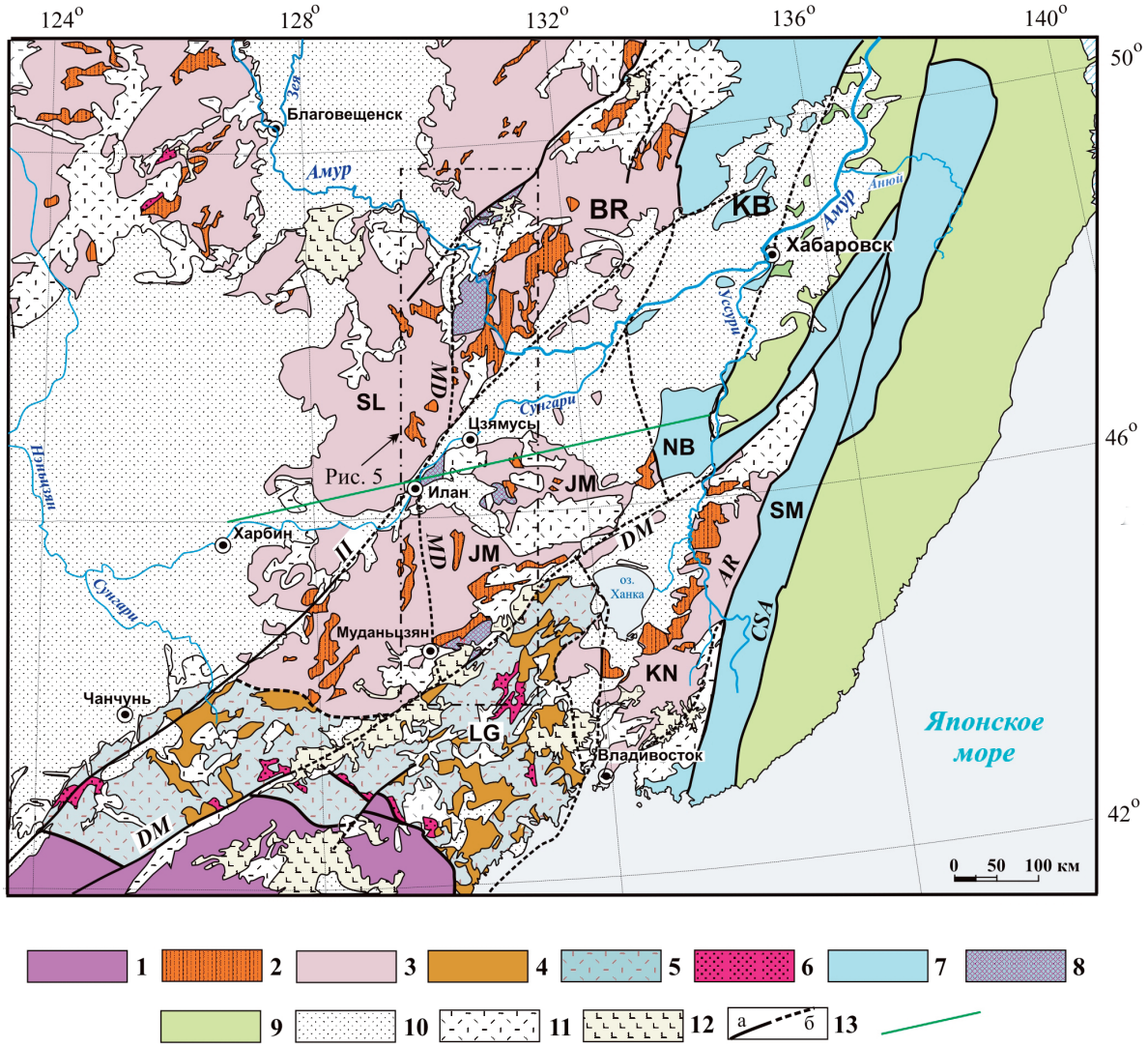


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Китая и прилегающей территории Дальнего Востока России. По [2] с дополнениями.

1 – Сино-Корейский кратон; 2-3 – раннепалеозойский орогенный пояс, включающий Ханкайский (KN) и Буреинский (BR) супертеррейны, террейн Цзямусы (JM) и блок Суньляо (SL): 2 – останцы выходов образующих террейны комплексов (PT3–PZ1), 3 – син- и постаккреционные гранитоиды палеозоя и мезозоя, фрагменты палеозойского чехла; 4-6 – позднепалеозойский-раннемезозойский Солонкерский орогенный пояс, Лаоэлин-Гродековский (LG) террейн: 4 – останцы выходов образующих террейн нижнесилурийских и пермских образований, 5 – син- и постаккреционные гранитоиды (P2–MZ); 6 – зоны динамометаморфизма (T1-2 ?); 7-8 – террейны Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинского орогенного пояса: 7 – юрские, в том числе Хабаровский (KB), Наданьхада-Бикинский (NB), Самаркинский (SM), а также син- и постаккреционные образования (K1–KZ); 8 – метаморфитыХейлунцзянского комплекса (J); 9 – раннемеловые террейны и син- и постаккреционные образования (K2–KZ); 10-11 – образования терригенного и вулканогенного чехла кайнозойского (10) и мезозойского (11) возраста; 12 – кайнозойские плато-базальты; 13 – разломы, в том числе Илан-Итунский (II), Муданцзянский (MD), Дуньхуа-Мишаньский (DM), Арсеньевский (AR), Центральный Сихотэ-Алинский (CSA).

Решетниковская свита (до 2100 м) образована терригенными породами – песчаниками и алевролитами, накопившимися, судя по результатам изучения их вещественного состава, в обстановке пассивной (или трансформной) континентальной окраины [6].

Барабашская свита (до 3600 м) имеет сложное строение, образована тремя подсвитами. Нижняя сложена вулканитами основного состава, средняя - чередованием вулканогенно-осадочных и осадочных пород (включая горизонты известняков), а верхняя – кислыми вулканитами. Комплексное исследование относительно хорошо обнаженного фрагмента

барабашской свиты южной части Лаоэлин-Гродековского террейна показало, что здесь пространственно совмещены потоки базальтов из резко различных источников. Базальты нижних частей разреза, судя по геохимическим характеристикам, сформированы за счет плавления океанической литосферной мантии либо астеносферы. Вышележащие базальты отвечают литосферной мантии, преобразованной субдукционными процессами. Из туфово-терригенных пород средней подсвиты для U-Pb датирования выделены акцессорные цирконы. Конкордантный возраст, рассчитанный для наиболее молодой популяции цирконов, составляет 233.3 ± 3.3 млн лет (ладинский век среднего триаса). «Стратиграфически выше» располагается пачка известняков с остатками фауны кэптенского века средней перми. Не исключено, что барабашская свита представляет собой не стратиграфическое, а тектоно-стратиграфическое подразделение и, возможно, является фрагментом аккреционной призмы ранне-среднетриасового времени [3].

Таким образом, Лаоэлин-Гродековский террейн в целом представляет собой фрагмент пермской континентальной окраины, формировавшейся в процессе субдукции, либо трансформных скольжений вдоль границы континентальной и океанической плит. Закрытие Солонкерского палеоокеана происходило, судя по особенностям ранних дислокаций, в обстановке юго-западного (до запад-юго-западного) направления сжатия, что обусловило правосторонние перемещения вдоль разломов северо-восточного и левосторонние – вдоль разломов широтного простирания. Второй, не менее интенсивный меловой этап деформаций связан с формированием Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Тихоокеанской окраины в целом. Этот этап происходил в обстановке северо-западного (до меридионального) направления сжатия [1]. В течение этого этапа следы ранних деформаций были практически уничтожены, доминировали левые сдвиги северо-восточного и меридионального простирания. Начиная с эоцена ситуация резко меняется – вновь доминирует северо-восточное направление палеостресса, вдоль разломов северо-восточного и меридионального простирания происходили (и происходят до настоящего времени) правосторонние перемещения [4]. Эти деформации являются, по-видимому, удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00229 и № 19-05-00037).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. /под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток, Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. + цв. карта.

2. Голозубов В.В. Террейны Северо-Восточного Китая и прилегающих районов Российского Дальнего Востока // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания, 2020. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 182–185.

3. Голозубов В.В., Крук Н.Н., Киселев В.И. и др. Первые свидетельства среднетриасового вулканизма в Южном Приморье. // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36, № 2, с. 44–57.

4. Желдак М.В., Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. и др. Дислокации верхнемиоценовых образований Юго-Западного Приморья. // Вестник КРАУНЦ науки о земле, 2017. № 3. С. 60–67.

5. Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. // Советская геология, 1960. № 10. С. 42–59.

6. Малиновский А.И. Палеозойские и раннемезозойские терригенные отложения Юго-Западного Приморья: вещественный состав и происхождение // Вестник ДВО РАН, 2020. № 5. С. 51–66.

7. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук Н.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДАЕК ЛАМПРОФИРОВ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ); ВОЗМОЖНЫЕМЕСТО И ВРЕМЯ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

А.Н. Диденко[1,3], С.А. Касаткин[2], М.В. Архипов[1], А.И. Тихомирова[1], Н.С. Коновалова[1]

[1]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: alexei_didenko@mail.ru

[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

[3]Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Многие исследователи при построении палеотектонических реконструкций Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса отмечали неудовлетворительное положение с палеомагнитными данными по палеозойским и мезозойским породам пояса и в количественном, и в качественном аспектах. И если для мелового периода эта проблема стоит уже не так остро, получен ряд надежных палеомагнитных определений [2], то для юры, триаса и палеозоя проблема остается. Поэтому в качестве объекта для палеомагнитного изучения мы выбрали дайки базитового состава, внедрившиеся в сергеевские габброиды и тафуинские граниты Сергеевского террейна. Возраст вмещающих пород не моложе девона [4].

Из береговых обнажений от бухты Анна до бухты Прибойная были отобраны ориентированные образцы из 10 даек различной мощности и залегания (таблица). Мощность даек варьировалась от первых десятков см до 5–6 м, залегание – от практически вертикального до весьма пологого (17±5°). Простирание двух вертикальных даек (мыс Де-Ливрон № 6 и бухта Средняя № 10) близко к широтному. Образцы для палеомагнитного изучения отбирались, как правило, из эндоконтактовых зон. Количество отобранных образцов варьировалось от 3 до 16 в зависимости от мощности и площади выхода даек. Всего было отобрано 73 ориентированных образца, ориентация которых и замеры структурных элементов проводились магнитным компасом. Магнитное склонение в месте работ составляло -10.5°

При лабораторных исследованиях представительная часть коллекции была изучена петромагнитным, микроскопическим, микрозондовым, петро- и геохимическими методами, результаты которых показали, что породы даек претерпели существенные вторичные изменения. Особенно наглядно это видно при микроскопическом и микрозондовом анализах минералов – носителей намагниченности пород; зерна первичных титаномагнетитов размером 10-50 мкм разъедены и разбиты трещинами, состав практически всех изученных зерен близок магнетиту с незначительной примесью титана или с полным отсутствием последнего. Влияние вторичных изменений отразилось также и в величине LOI, при размахе от 2.24 до 14.14% для 24 образцов среднее значение равно 6.1%. Это повергло нас в уныние, но оказалось все не так плохо.

В результате, чисткой переменным полем (до 1000 Э) и температурой (до 600° С) выделены две компоненты намагниченности. Первая, низкотемпературная (она же низкокоэрцитивная) с направлением в современной системе координат Dec=354.9°, Inc=59.4°, k=21.5 α_{95}=5.3°, близка направлению современного геомагнитного поля в районе работ. Вторая компонента намагниченности диабазов даек выделяется в диапазоне температур от 300 до 600°С, причем эта компонента в дайках, отобранных в бухте Анна и на мысе Де-Ливрон, имеет положительное наклонение, тогда как в бухтах Средняя и Прибойная – отрицательное (табл.). Две точки отбора (D20-1 и D20-5) пришлось забраковать по причине высокого, почти вертикального, наклонения, что, полагаем, связано с ударами молний.

Угловая разница между этими направлениями при обращении компоненты с отрицательным наклонением в положительное составляет 28.0° при критическом значении для данной выборки 10.3°. Выделенная нами высокотемпературная компонента намагниченности

имеет метахронное происхождение и связана, с большой вероятностью, с вторичным прогревом уже после внедрения даек, фронт которого мигрировал от сергеевского габбро к тафуинским гранитоидам или наоборот, что происходило продолжительное время – успела произойти инверсия геомагнитного поля.

Таблица. Положение опробованных даек и направление характеристической намагниченности слагающих их пород в географической системе координат

номер точки	место отбора	географические координаты		залегание контакта		кол-во	направление высокотемпературной компоненты			
		широта, °	долгота, °	аз. пад.	уг. пад.	N/n	Dec	Inc	k	α_{95}
D20-2	б. Анна	42.84327	132.56821	252	37	6/6	295.9	43.5	149.3	5.5
D20-3	б. Анна	42.84327	132.56822	15	19	3/3	314.6	44.0	698.5	5.5
D20-4	б. Анна	42.84356	132.56889	319	17	3/3	333.6	53.0	8.2	46.2
D20-5	б. Анна	42.84423	132.56680	20	20	7/7	269.8	76.7	10.8	19.2
D20-6	м. Де-Ливрон	42.83885	132.60333	355	89	16/13	312.5	41.9	27.8	8.0
Среднее по образцам						26	311.3	44.3	26.4	5.6
Среднее по точкам отбора (тела 2-4, 6)						4	313.3	46.3	49.4	13.2
D20-1	б.Прибой	42.88578	132.72473	350	43	7/6	13.3	81.7	4.5	35.7
D20-7	б.Прибой	42.88597	132.72520	335	23	9/9	152.4	-22.1	16.2	13.2
D20-8	б.Прибой	42.88633	132.72542	307	43	8/8	166.5	-11.7	365.6	2.9
D20-9	б. Средняя	42.88733	132.71579	292	70	6/6	184.1	-51.1	24.9	13.7
D20-10	б. Средняя	42.88720	132.71608	202	83	8/8	146.6	-45.4	13.7	15.5
Среднее по образцам						31	162.7	-31.0	10.4	8.4
Среднее по точкам отбора (тела 7-10)						4	161.5	-33.3	12.9	26.6
Среднее по образцам		42.86	132.65			57	326.9	38.6	10.7	6.0
Среднее по точкам отбора		42.86	132.65			8	328.4	40.8	14.7	15

Примечание: N/n – количество образцов (отобранные/использованные в расчете); Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; k – параметр кучности (группирования вокруг среднего); α_{95} – радиус овала доверия вокруг среднего с 95% вероятностью.

После обращения векторов высокотемпературной намагниченности в одну полярность, по среднему направлению всех образцов (табл.) был рассчитан палеомагнитный полюс (Plat=55.3°, Plong=15.7°, dp=4.2°, dm=7.1°). Сопоставление координат вновь полученного палеомагнитного полюса с траекториями кажущейся миграции полюсов Сибири и Северного Китая показало, что его положение близко позднепермскому-раннетриасовому участку траектории полюса Северного Китая (рис. 1а). На рис. 1б представлена магнитотектоническая реконструкция положений двух указанных выше континентальных блоков на время примерно 250 млн лет и палеоширотное положение Сергеевского террейна (21.8±4.2°), рассчитанное согласно направлению метахронной компоненты базитовых даек. Отчетливо видно, что палеоширота Сергеевского террейна на момент приобретения метахронной компоненты естественной остаточной намагниченности базитовыми дайками согласуется с палеоширотами Северного Китая, палеошироты современного северо-восточного края которого идентичны (в пределах ошибки) расчетным палеоширотам террейна. Следовательно, с большой уверенностью можно предполагать, что метаморфическое событие, в результате которого базитовые дайки были перемагничены, произошло на рубеже поздняя пермь – ранний триас у северо-восточного края Северо-Китайского кратона (рис. 1б).

Какие события могли вызвать столь обширное по площади и длительное во времени перемагничивание (конец одной магнитозоны-начало другой)? В конце перми-триасе происходили основные столкновения и слияния континентальных фрагментов Сино-Корейской

плиты во время индосинского тектонического события; в этот период была сформирована Солонкер-Хар-Мурен-Чанчунь коллизионная зона, переходящая в левостороннюю сдвиговую зону Дуньхуа-Мишань [5]. По нашему мнению, оно могло быть связано с эволюцией Солонкерского бассейна, закрытие которого шло именно в это время в виде смыкающихся «ножниц» с запада на восток [3].

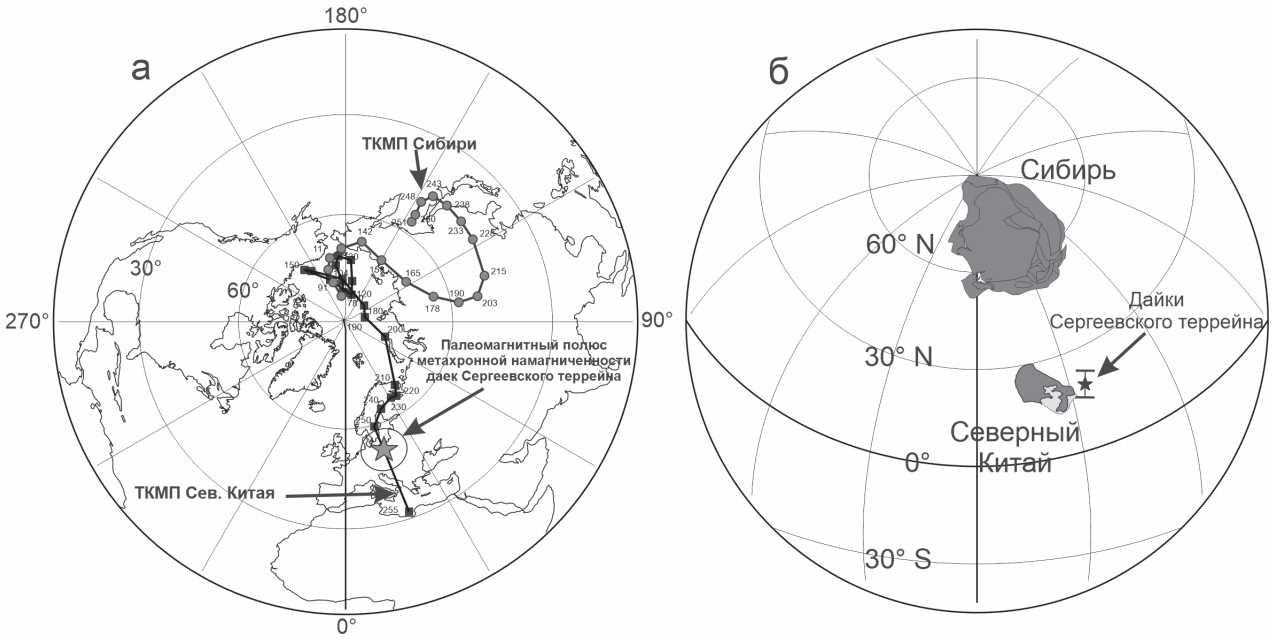


Рис. 1. Сопоставление палеомагнитного полюса метахронной намагниченности даек Сергеевского террейна (звезда) с мезозойскими траекториями кажущейся миграции полюсов Сибири [1] и Северного Китая [6, 7] (а) и реконструкция широтного положения Сергеевского террейна относительно Сибири и Северного Китая на конец пермского периода (б).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 21-55-50001)

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли, 2015. № 5. С. 65–79.

2. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М. В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли, 2017. № 5. С. 121–138.

3. Диденко А.Н., Ли Юн-фей, Песков А.Ю., Сунь Шоу-лян, Каретников А.С., Чжоу Юн-хэн. Палеомагнетизм формаций Линкси и Хингфужилу (Внутренняя Монголия, Китай), геодинамические следствия // Тихоокеанская геология, 2016. Т. 35. № 5. С. 3–23.

4. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чащин А.А., Скляров Е.В. Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56с.

5. Wan T. The tectonics of China: Data, maps and evolution. Pub.: Springer, Berlin, Heidelberg, 2013. 506 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-11868-5.

6. Wu H., Chang C.F., Liu C., Zhong D.L. A paleomagnetic study of the movement of SCB and NCB and its implications for the evolution of the Qinling orogenic belt (in Chinese) // Sci. Geol. Sinica, 1990. V. 3. P. 201–213

7. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // Earth-Science Reviews, 2017. V.171. P. 492–519

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ) НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

А.В. Зайцев

Геологический институт РАН, г. Москва,

e-mail: al.zaitsev@ginras.ru; a.v.zaitsev@bk.ru

В ордовикское время территория Сибирской платформы представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн с достаточно сложной фациальной дифференциацией. Предполагается, что с юга и востока бассейн был ограничен сушей, а также существовал ряд крупных поднятий внутри самого бассейна. Его связь с открытым морем осуществлялась в северной и западной частях платформы. В целом, бассейн имел облик мелководного моря (первые десятки метров) с очень пологими углами наклона, относительно слабой гидродинамикой и затрудненной водной циркуляцией [2].

Центральная и юго-восточная части Сибирской платформы (Вилюйская и Мархинско-Моркокинская структурно-фациальные зоны (СФЗ)) в средне-позднеордовикское время значительно отличаются по характеру седиментации. Доминирующими породами здесь являются доломиты со знаками мелкой волновой ряби и глиптоморфозами, а также в разной степени известковистые (доломитистые) глины, чередующиеся с прослоями гипса (харьялахская и станская свиты [2, 4]). В силу своих фациальных особенностей, разрез данных СФЗ слабо охарактеризован фаунистически [2, 3, 4], что в значительной степени затрудняет его сопоставление с другими частями платформы.

В настоящее время в связи с постройкой Вилюйской ГЭС береговая линия не размывается и обнажения доступны для изучения в виде отдельных фрагментов.

Верхний кембрий (?)

Холомолохская свита выделена М.В. Михайловым и Ю.И. Тесаковым [3]. Стратотип расположен на правом берегу р. Вилюй, в 1.5 км ниже устья р. Холомолох-Юрях. В настоящее время из-за строительства двух гидроэлектростанций выше по течению и отсутствия паводков, размывающих берега, коренные обнажения свиты на р. Вилюй отсутствуют. Породы холомолохской и, возможно, низов балыктахской свиты [3] изучены в русловом аллювии пересохшего ручья на правом берегу р. Вилюй, в 2 км ниже устья р. Холомолох-Юрях. Ассоциация пород холомолохской свиты представлена зеленовато-серыми, в разной степени доломитизированными водорослевыми известняками с тонкопесчаной примесью кварца, оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми конгломератами и пестроцветными песчанистыми доломитами со стяжениями сульфидов и трещинами усыхания.

Верхний кембрий (?) – ордовик

Балыктахская свита соответствует интервалу от верхнего кембрия до низов ордовика (лопарский – няйский горизонты [2, 4]). Стратотип – правый берег р. Улахан-Балыктах, в 7 км выше устья [3, 4]. В среднем течении р. Вилюй отложения балыктахской свиты наблюдаются в серии изолированных выходов выше и ниже устья р. Куранах. Наиболее представительное обнажение, общей мощностью 35–40 м находится на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Куранах. Контакты с нижележащей холомолохской и вышележащей станской свитами не обнажены.

Нижняя часть обнажения (14–15 м) сложена розовато-зеленовато-серыми светлыми комковатыми доломитизированными известняками (мадстоунами) с песчаной примесью кварца, содержащими ядра брахиопод и редкие стяжения сульфидов. Вверх по разрезу породы постепенно переходят в чередование розовато-зеленовато-серых комковатых доломитизированных водорослевых известняков с листоватыми и тонкоплитчатыми разностями. Выше литология

резко меняется, и верхняя часть обнажения представлена чередованием желтовато-серых комковатых кавернозных песчаных доломитов и ржаво-буро-охристых слабосцементированных тонкозернистых песчаников – алевролитов (?). Породы сильно выветренные, в коренном залегании можно наблюдать только отдельные пласты доломитов. Мощность около 4.0 м. Далее следует необнаженная часть разреза (17 м), видимо сложенная аналогичными, но более рыхлыми породами, наблюдаемыми в осыпи. Венчает разрез массивная пачка (1.5–2 м) светлых, желтовато-серых песчаных доломитов с единичными (2–3 мм) окисленными стяжениями сульфидов.

Ордовик

Станская свита охватывает интервал волгинского–долборского горизонтов. Фаунистически охарактеризована только нижняя часть свиты, датируемая волгинским горизонтом [2, 3, 4]. Стратотип расположен на правом берегу р. Вилючан, в 3 км выше устья р. Стан [3, 4]. Существенно глинистый характер пород станской свиты несет отражение в степени ее обнаженности. В настоящее время в среднем течении р. Вилюй свита представлена единичными маломощными (<1 м) выходами на обоих берегах, выше п. Меик. Наиболее представительное (8–9 м) обнажение находится на левом берегу р. Вилюй у северо-восточной оконечности острова Харыя-Ары, в 5 км выше п. Меик.

Харьялахская свита. Предположительно соответствует нирундинскому горизонту [2, 3, 4]. В качестве стратотипа М.А. Михайловым и Ю.И. Тесаковым предложена серия обнажений в приустьевой части р. Харьялах [3]. В настоящее время отложения свиты доступны для изучения на правом берегу р. Вилюй, в 50–400 м ниже устья р. Харьялах, где расположено наиболее представительное ее обнажение (около 40 м). Здесь породы свиты залегают в виде пологой нарушенной моноклинали со средними углами наклона около 10˚. По этой причине истинная мощность выхода может быть оценена только приблизительно.

Нижняя часть видимого разреза (истинной мощностью около 4–5 м) сложена чередованием серых листоватых и комковатых доломитистых глин и тонкослоистых (1–2 см) глинистых доломитизированных мадстоунов с псевдоморфозами по кристаллам галита. Присутствуют редкие линзы розового гипса-селенита.

Верхняя часть обнажения (около 30 м) представлена чередованием серых, зеленовато-серых, в разной степени глинистых доломитизированных мадстоунов, комковатых доломитистых глин с прослоями (реже линзами) розового гипса. Для пород характерны многочисленные валики мелкой волновой ряби и псевдоморфозы по кристаллам галита. На отдельных уровнях отмечаются достаточно мощные (около 0.5 м) пласты серого гипса с примазками серой глины внутри. В целом, количество прослоев гипса постепенно уменьшается вверх по разрезу, и в верхней части обнажения они присутствуют в виде отдельных линз.

Предположительно более высокая часть свиты (около 5 м) вскрыта на правом берегу р. Харьялах, 250–300 м выше устья. Здесь свита представлена чередованием зеленовато-серых глинисто-доломитистых тонкоплитчатых известняков, листоватых известковых глин и розового гипса. В отличие от нижележащих отложений, для данной части разреза характерна большая мощность прослоев гипса и отчетливо выраженная ритмичность. В обнажении можно выделить 7 однотипных пачек, заканчивающихся более мощными (10–15 см) прослоями гипса-селенита.

Оюсутская свита. Название происходит от старого названия п. Меик – Оюсут [3, 4]. На основании немногочисленных находок фауны [3] условно коррелируется с бурским горизонтом [2, 1, 3, 4].

Из ордовикских отложений, вскрытых в настоящее время в среднем течении р. Вилюй, оюсутская свита имеет наибольшее количество доступных для изучения обнажений. Наиболее полный ее разрез вскрыт на правом берегу р. Вилюй, в 1.5–2 км ниже п. Меик (берег Маган-Хая, стратотип свиты [3, 4]). В силу недостаточно полного описания в опубликованных источниках [2, 3, 4], нижняя граница оюсутской свиты нами определена условно, непосредственно выше пачки,

мощностью 2.3 м, сложенной переслаиванием темно-серых глинистых листоватых мадстоунов и белых гипсов. В своей нижней части свита сложена также, как и верхи харьялахской свиты, темно-серыми листоватыми доломитизированными мадстоунами и вакстоунами (без гипса), вверх по разрезу постепенно переходящими в среднеплитчатые (5–6 см) разности.

В верхней половине свиты породы имеют кремово-серые окраски, представлены в разной степени доломитизированными мад-, вакстоунами с прослоями пакстоунов и грейнстоунов. Верхняя граница свиты из-за недостаточной обнаженности здесь также условна. Нами она проводится по смене буровато-серых грейнстоунов чередованием более светлых кремово-серых тонкоплитчатых доломитизированных органогенно-обломочных известняков с различной структурой. Видимая мощность оюсутской свиты здесь составляет около 25 м.

Работа выполнена в соответствии с госзаданием № 0135-2019-0057 при поддержке гранта РНФ № 20-17-00198.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017. № 5с. С. 4–57.

2. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: «Гео», 2007. 267 с.

3. Михайлов М.В., Тесаков Ю.И. Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика, 1972. № 1. С. 32–42.

4. Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: «Наука», 1975. 254 с.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА ПО ПРОФИЛЮ С. ПОЖАРСКОЕ – П. ШКОТОВО ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,

e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru

Ханкайский массив расположен в юго-западной части Приморского края и с севера и востока граничит с Сихотэ-Алинской складчатой системой (САСС) [2]. Северная граница массива проходит по Алчанскому разлому, а восточная имеет сложное строение и представлена Арсеньевским, Партизанским, Кривинским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами. Массив имеет гетерогенное строение и состоит из нескольких блоков докембрийского возраста – Матвеевская, Нахимовская, Кабаргинская, Спасская, Вознесенская, Гродековская, Сергеевская зоны, которые «сшиты» или перекрыты структурами деформированного чехла. В связи с этим границы между зонами выделены условно за исключением Матвеевской, Нахимовской и Кабаргинской, где последняя разделяет Матвеевскую и Нахимовскую зоны, протягиваясь в близширотном направлении.

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) выполнены по профилю с. Пожарское – п. Шкотово со средним шагом 10 км. В южной и северной частях профиля шаг между пунктами наблюдения составил 5 км. В состав профиля вошли пункты ранее выполненных профилей [3, 4, 5]. Общее количество зондирований 47, длина профиля 390 км. Регистрация электромагнитного поля велась станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада), в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 0.001 Гц.

В результате были построены амплитудные и фазовые кривые, анализ которых показал трехмерное строение геоэлектрического разреза. В связи с этим интерпретация была выполнена

в рамках трехмерной модели с использованием программы ModEM [7]. Расчёты выполнены на базе вычислительных ресурсов ЦКП «Центр данных ДВО РАН» [6]. В качестве базовой модели бралось полупространство сопротивлением 500 Ом·м. Для учёта влияния моря в модель было включены блоки сопротивлением 0.3 Ом·м мощностью согласно батиметрии и максимально точно воспроизводилась линия берега. Сетка базовой модели включала 170 блоков по оси X (на север), 169 блоков по оси Y (на восток), размером 2.5*2.5 км, и 27 – по Z (вниз) с плавно увеличивающейся глубиной начиная с 50 м. Для расчёта было взято 50 периодов в диапазоне от 0.0001 с до 1000 с и использовались данные с 292 пунктов МТЗ. Инверсия производилась по данным импеданса и типпера одновременно. Уровень ошибки для основного импеданса – 5% от |Zxy*Zyx|^(1/2), для дополнительного – 50%, для типпера – 5%. Среднеквадратическая ошибка итоговой модели составила 3.97.

Характерной особенностью геоэлектрического разреза профиля с.Пожарское – п.Шкотово (рис.1) является разделение его на две части по уровню ЭС – северную и южную, граница между которыми проходит примерно по северной границе Спасской зоны.

Северная часть разреза характеризуется более низкими значениями ЭС верхней мантии в диапазоне глубин 30-100 км, величина которых не превышает 300-400 Ом·м, а в южной части составляет от 400 до 500-750 Ом·м. Северная часть разреза включает в себя Матвеевскую и Нахимовскую зоны Ханкайского массива. Матвеевская зона на севере представлена блоком высокого ЭС 1000-10000 Ом·м мощностью около 30 км. На геоэлектрическом разрезе не выделяются глубинные корни Алчанского вулканического ареала, что свидетельствует о его наложении на Матвеевскую зону и согласуется с геологическими данными, что его северная граница проходит по Алчанскому разлому [2], расположенному севернее профиля исследований. В южной части зоны на глубине 5-10 км появляется зона низкого ЭС менее 100 Ом·м, выходящая на поверхность на границе с Кабаргинской зоной. Эта зона, названная нами *Матвеевской*, прослеживается до глубины 40 км и погружается в северном направлении под блок высокого ЭС Матвеевской зоны Ханкайского массива. На южной границе Кабаргинской зоны и в пределах северной части Нахимовской зоны также выделяется зона низкого ЭС менее 100 Ом·м, названная нами *Нахимовской*, которая погружается примерно субвертикально до глубины 30 км. Нахимовская зона Ханкайского массива представляет собой блок высокого ЭС 1000-10000 Ом·м, а в отдельных случаях свыше 10000 Ом·м, мощностью 30 км. Южная часть зоны осложнена наличием зоны низкого ЭС менее 100 Ом·м, расположенной под Чкаловской впадиной, названной нами *Чкаловской*, которая прослеживается от поверхности до глубины 20 км. В пределах Муравьевско-Дунайской зоны выделяется *Артемовско-Синегорская зона низкого ЭС*, которая, вероятно, связана с наличием широтного разлома.

На геоэлектрическом разрезе отчетливо выделилась Кабаргинская зона Ханкайского массива, как субвертикальная зона повышенного ЭС 400-450 Ом·м и шириной около 10 км, погружающаяся от поверхности до глубины 100 км.

Южная часть геоэлектрического разреза шириной около 150 км представлена в земной коре блоками высокого ЭС от 1000 до 10000 Ом·м, разделенная субвертикальными зонами пониженного ЭС от 100 до 300 Ом·м. Первый блок включает в себя Спасскую зону и северную часть Синегорской зоны. Мощность его составляет около 40 км. Второй блок занимает южную часть Синегорской зоны, перекрытую Шуфанскими платобазальтами. Его мощность составляет около 40 км, а его корни прослеживаются до глубины 80-100 км. С севера и юга он ограничен субвертикальными зонами пониженного ЭС, которые вероятно связаны с разломами. Муравьевско-Дунайская зона Ханкайского массива представлена двумя блоками высокого ЭС сопротивления от 1000 до 10000 Ом·м и мощность 15-20 км, разделенных субвертикальной зоной пониженного ЭС 100-300 Ом·м. Корни южного блока Муравьевско-Дунайской зоны также прослеживаются до глубины 100 км.

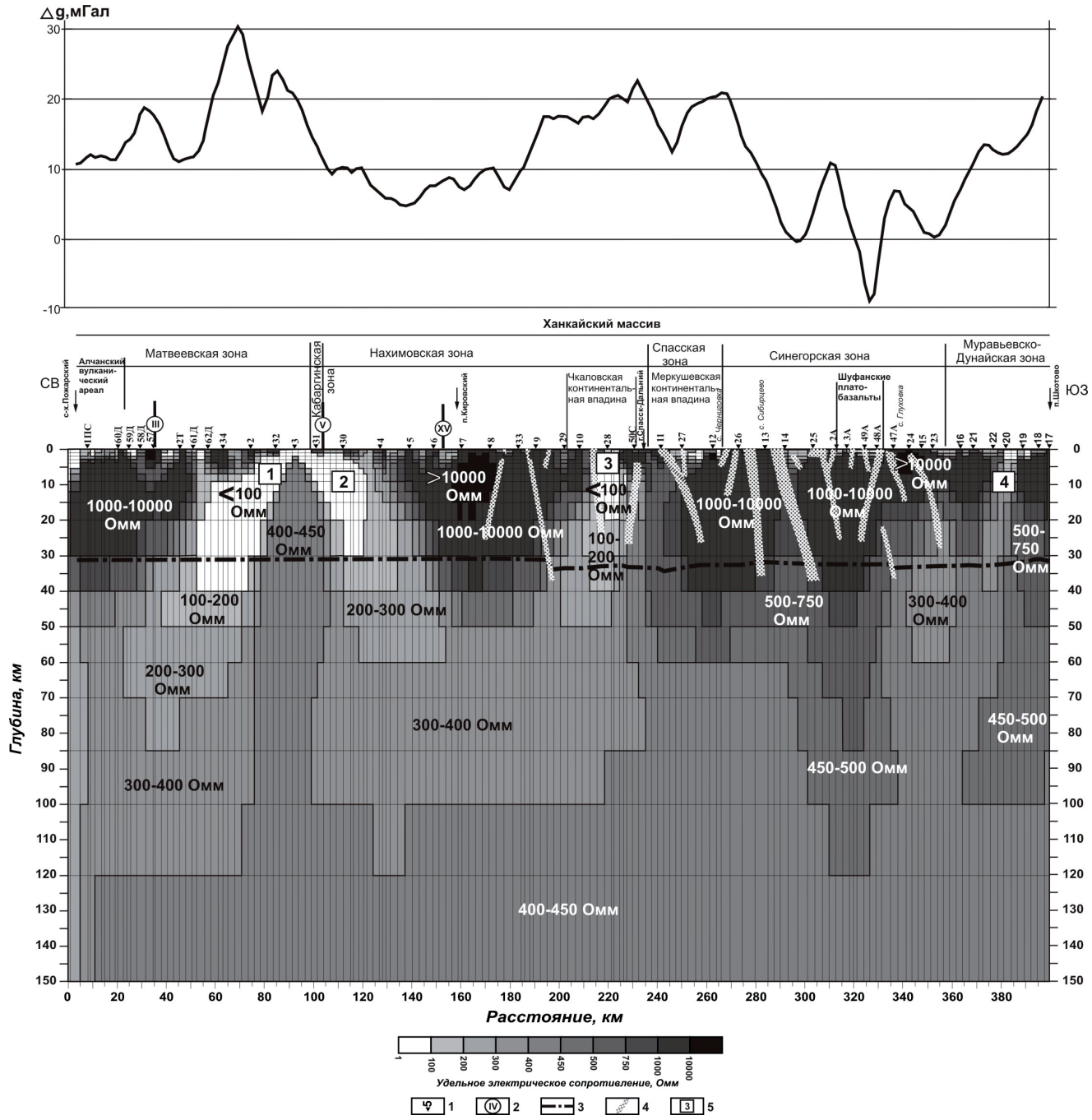


Рис.1. Геоэлектрический разрез профиля с. Пожарское – п. Шкотово
по данным магнитотеллурических зондирований.

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: II – Дальнереченский, III – Кабаргинский, XI – Среднеханкайский; 3 – подошва земной коры по данным ГСЗ [1]; 4 – разломные зоны по данным ГСЗ [1]; 5 – зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Матвеевская, 2 – Нахимовская, 3 – Чкаловская, 4 – Артемовско-Синегорская.

Над разрезом показан график гравитационного поля вдоль профиля.

График гравитационного поля Δg (рис.1) показывает, что общий уровень поля северной части геоэлектрического разреза выше, чем в южной. Из графика видно, что для северной части разреза блокам высокого ЭС соответствует понижение уровня гравитационного поля, а для зон низкого ЭС – повышение уровня. Северная граница южной части разреза выделяется локальным минимумом, а сама она характеризуется воронкообразной аномалией с локальными минимумами и максимумами. Два локальных максимума соответствуют границам второго блока высокого ЭС с наложенным на него Шуфанскими платобазальтами, два локальных минимума совпадают с

зонами низких ЭС, ограничивающих блок высокого ЭС Синегорской зоны. Третий локальный минимум, расположенный на восходящей ветви графика в южной части разреза, соответствует зоне низких ЭС Муравьевско-Дунайской зоны. Таким образом, северная часть имеет более низкие значения ЭС верхней мантии и характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля по сравнению с южной частью. Это может свидетельствовать или о различном составе верхней мантии северной и южной частей разреза или о различных Р-Т-условиях.

Сопоставление геоэлектрического разреза с результатами ГСЗ показывает, что в северной части мощность блоков высокого ЭС свыше 1000 Ом·м соответствует мощности земной коры, а в южной части отмечается как превышение, так уменьшение их мощности относительно подошвы земной коры. По данным ГСЗ скачок увеличения мощности земной коры происходит после разлома Белый, который примерно расположен в районе пункта МТЗ №9. Разрез не отражается на геоэлектрическом разрезе, как и большинство основных разломов, которые расположены в пределах блоков высокого ЭС, и лишь отмечается низкими ЭС в самой верхней части земной коры. Однако некоторые второстепенные разломы совпадают с зонами низкого ЭС. Таким образом, хотя нет прямого соответствия между результатами ГСЗ и МТЗ, но наблюдается их косвенное совпадение, что свидетельствует об изменении физических параметров на выделенных границах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН ИТиГ ДВО РАН №075-00378-21-00 и при финансовой поддержке гранта РНФ №16-17-00015.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Глубинное строение Приморья** (по данным ГСЗ). М., Наука, 1976. 92 с.

2. **Государственная геологическая карта** Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52,53) (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.

3. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. №5. С. 31–47.

4. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с.Рощино – п.Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. № 5. С. 3–13.

5. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований по профилю с. Абражеевка – п.Валентин // Тихоокеанская геология, 2020. Т.39. №4. С.3–15.

6. **Сорокин А.А., Макогонов С.В.,** Королев С.П. Информационная инфраструктура для коллективной работы ученых Дальнего Востока России // Научно-техническая информация. Серия 1: Организация и методика информационной работы, 2017. № 12. С. 14–16.

7. **Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K.** ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40–53.

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМА КАК НОВЫЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ ЛЕВОСДВИГОВОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

С.А. Касаткин, А.В. Гребенников, Д.Г. Федосеев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: kasatkin99@mail.ru

В меловое время вдоль восточной окраины Азии в зоне перехода к Тихому океану зафиксирована тектоно-магматическая активность, сопровождавшаяся региональной складчатостью, глобальными левосдвиговыми дислокациями по системам разломов ССВ простирания и формированием различных магматических и дайковых комплексов [3, 4 и др.]. Эти структуры сформированы за счёт взаимодействия континентальной и океанической плит. В течение мелового времени океаническая плита перемещалась относительно генерального ССВ простирания восточной окраины Азии с изменением направления движения в диапазоне от субмеридионального до северо-западного [5], что определило с одной стороны развитие глобальных левосдвиговых дислокаций, с другой – конвергентность структурообразования, соответственно. На рубеже примерно 85 млн лет левосдвиговые дислокации утратили свою активность за счет изменения взаимодействие плит от ССЗ (338–346°) на СЗ (294–314°), сменив, тем самым региональную геодинамическую обстановку от скольжения к субдукции, которая продлилась [по 5] предположительно до 53 млн лет. Однако, новые U-Pb изотопные датирования цирконов [1] свидетельствуют о существовании на юге Сихотэ-Алиня магматической активизации с преобладанием кислых пород А-типа – индикаторов внутриконтинентального растяжения, начиная уже с ~60.5 млн лет назад.

Это несоответствие датировок в изменении геодинамической обстановки послужило отправным моментом для изучения пространственно-временных закономерностей и структурно-геодинамических условий проявления раннепалеогенового магматизма в пределах Южного Сихотэ-Алиня (центрального Приморья) на примере Берёзовской ВТ-системы [по 2]. Она включает грабенообразные вулкано-тектонические структуры (ВТС): Якутинскую, Ноттинскую, Орочёнскую, и Берёзовскую, а также примыкающие к ним кальдеры – Караванную и Южно-Якутинскую (рис. 1). Относительно короткий возрастной период (60.5–53 млн лет) проявления магматизма [1] позволяет предполагать, что формирование этих ВТС происходило в относительно стабильном геодинамическом режиме. Однако, разноориентированные и вытянутые в плане деструктивные формы, обеспечивающие проницаемость коры, ставят под сомнение парагенетическую взаимосвязь этих структур. Поскольку, для внедрения магматических расплавов необходим некий канал проницаемости, образованный развитием разрывных нарушений во вмещающих породах, то степень раскрытия этого канала зависит, прежде всего, от ориентировки этих нарушений и структуры в целом по отношению к вектору сжатия. То есть, простирающиеся субпараллельно к вектору сжатия разрывные нарушения являются структурами растяжения и обладают максимальной проницаемостью для мантийных расплавов и, наоборот, поперечно ориентированные сжатию разрывы останутся зажатыми, образуя структуры торошения. В Берёзовской ВТ-системе, все разноориентированные ВТС заполнены вулканогенными образованиями, подразумевая условия «относительного» растяжения – благоприятного для проницаемости расплавов.

Рассматриваемые ВТС расположены между двумя крупнейшими разрывными структурами Сихотэ-Алиня – Центральным и Восточным разломами (ЦСАР-ВР). В пределах этих структур закартированы серии сближенных субпараллельных левосдвиговых сместителей ССВ простирания, рассекающих меловые терригенные образования на узкие

полосы общей шириной около 60 км. Главной структурной особенностью ВТС является их резкая дискордантность по отношению к структурам складчатого основания.

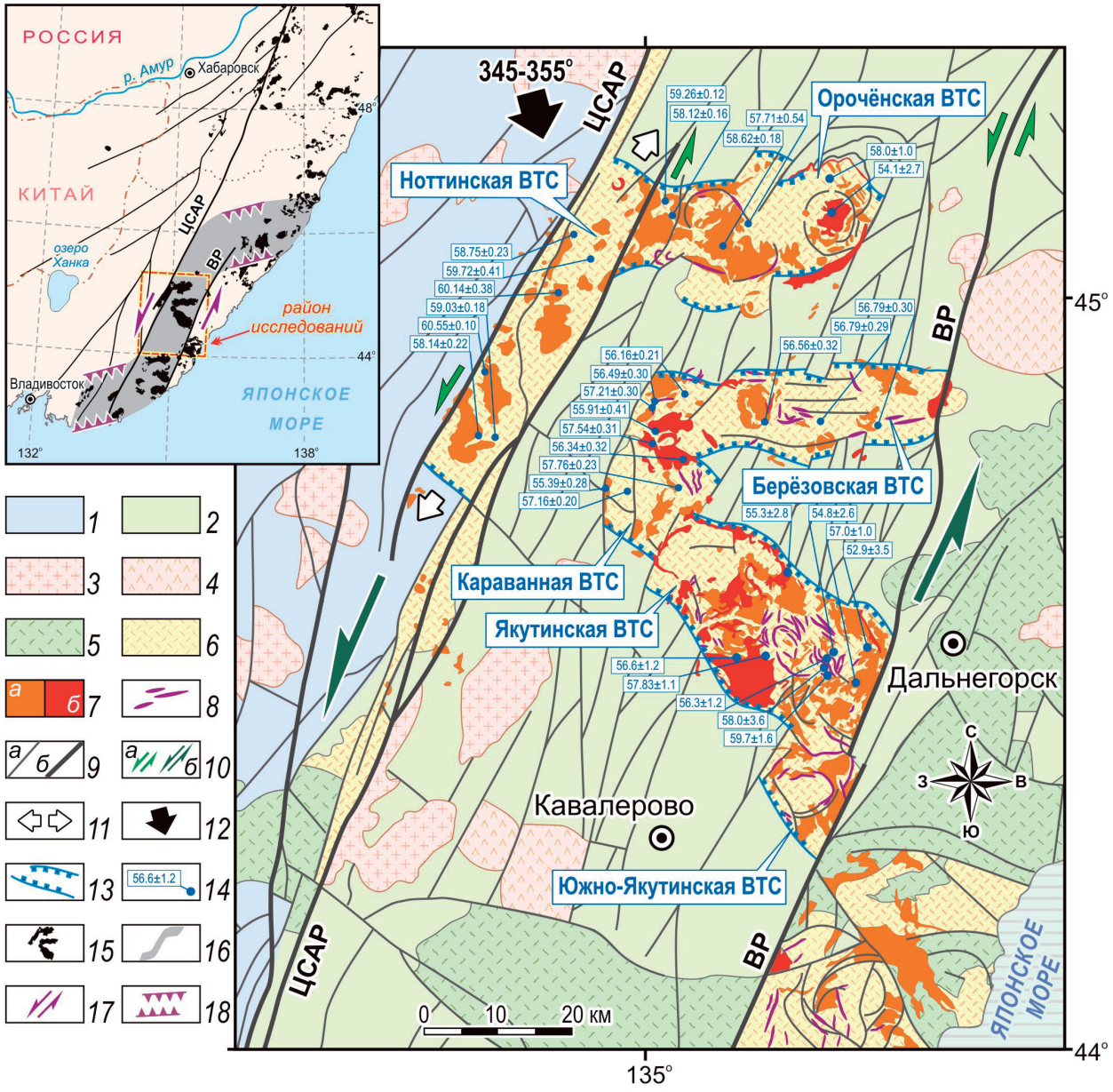


Рис. 1. Геолого-структурная схема распределения палеогеновых магматических образований с элементами геодинамики (по [1] с дополнениями)

1, 2 — терригенные отложения: триасово-юрские Самаркинского террейна (1) и преимущественно раннемеловые Журавлёвского террейна (2); 3 - позднемеловые гранитоиды; 4 - позднемеловые вулканогенные образования; 5 - позднемеловой окраинно-континентальный вулканический пояс; 6-8 - палеоцен-раннеэоценовые магматические комплексы: вулканические (6), экструзивные (7а), интрузивные (76) и дайковые (8); 9 - основные разломы (а) и главные сдвиги (б): ЦСАР - Центральный Сихотэ-Алинский, ВР - Восточный; 10 - направление смещения вдоль сдвигов (а) и динамопары ЦСАР-ВР (б); 11 - ориентировка сосдвигового растяжения; 12 - ориентировка регионального поля напряжений (ССЗ 345-355°); 13 - сбросы; 14 - геохронологические датировки и места их отбора (по [1]). На врезке изображены: 15 - палеогеновые магматические образования; 16 - зона левосдвигового кинк-бенда Южного Сихотэ- Алиня; 17 - сдвиговая часть кинк-бенда; 18 - надвиговые фланги кинк-бенда.

Изучение динамо-кинематических и пространственных характеристик разрывной тектоники позволили установить следующие структурные особенности при формировании ВТС.

Совокупность структурных элементов Якутинской ВТС, таких как система ступенчатых СЗ сбросов, обращённых к центральной части депрессии, косая ориентировка по отношению

к левосторонним сдвигам зоны Восточного разлома ССВ простирания, указывает на её формирование в условиях растяжения под действием ССЗ сжатия. При этом, учитывая значительный максимум отрицательной аномалии силы тяжести, которому на поверхности соответствуют серии дугообразных даек и разломов, Якутинскую ВТС можно охарактеризовать как присдвиговый полуграбен, приуроченный к глубинным левосдвиговым смесителям Восточного разлома.

Динамо-кинематические условия развития левостороннего дуплекса растяжения Ноттинской ВТС, установленные на основе морфологии близодновременных экструзивных образований в форме эшелонированных кулис, указывают на действие ССЗ (345–355°) сжатия, что не совпадает с установленным [5] для этого периода СЗ (314°) полем напряжений. Поскольку, при действии СЗ (314°) сжатия, угол по отношению к граничным разломам ССВ (25–30°) простирания составит около 60°. В этом случае нормальная составляющая вектора сжатия будет в два раза превышать тангенциальную (скалывающую), вследствие чего левосторонние смещения по ССВ разломам будут весьма затруднительны. Для активизации сдвиговых смещений наиболее благоприятной является ориентировка вектора сжатия по отношению к разломам при угле 30–45°.

Субширотное простирание Орочёнской и Берёзовской ВТС не согласуется с обычными представлениями о структурах растяжения для установленного ССЗ сжатия. Их деструктивные формы свидетельствуют о развитии этих ВТС как структур торошения, сопровождавшихся воздыманием рельефа, наложенного на раннемеловую толщу, смятую в складки СВ простирания. В то же время, закартированные здесь вулканогенные образования подразумевают существование каналов проницаемости в терригенно-осадочном основании.

Проявление магматизма в подобных структурах торошения и формирование в них каналов проницаемости в обстановке сжатия остаются сложными для понимания. Изучение условий проницаемости требует комплексного подхода, учитывающего, прежде всего, эволюцию стиля хрупко-пластичных дислокаций и динамо-кинематические характеристики разрывных нарушений на различных структурных и гипсометрических уровнях.

Для Орочёнской и Берёзовской ВТС формирование антиклинальной структуры сопровождалось деструкцией терригенной толщи в корневой части ядра, где вследствие разуплотнения (декомпрессии) создавались благоприятные условия для накопления магматических расплавов, проникающих по сдвигам в фундаменте. В то же время вдоль осевой части замка антиклинали (на поверхности) развивалась обстановка растяжения, сопровождавшаяся субпараллельными ступенчатыми сбросами. По мере разрастания сбросов на глубину и подъёму магмы от ядра антиклинали к поверхности, происходило заполнение депрессии вулканокластическими образованиями вдоль замка антиклинальной структуры.

Таким образом, несмотря на резкие структурные различия ВТС Берёзовской ВТ-системы, выявленное единое ССЗ (345–355°) поле напряжения позволяет предполагать их развитие в тесной парагенетической связи, обусловленной левосдвиговыми смещениями вдоль динамопары ЦСАР–ВР в стабильной геодинамической обстановке.

Зарождающимися деструктивными формами в этот период были эшелонированные кулисообразные разрывы Ноттинской структуры сосдвигового растяжения, сбросовые смещения Якутинского полуграбена, а также структуры торошения, сопровождавшиеся поднятиями с локальным растяжением вдоль замковых областей Орочёнской и Берёзовской антиформ. При этом необходимо отметить, что палеогеновая активизация левосдвиговых дислокаций, с одной стороны, унаследовала деструктивные формы мелового периода, с другой – обусловила формирование новых структур. Согласно детальным геохронологическим исследованиям [1], к началу позднего палеоцена (60–58 млн лет назад) магматизм в пределах Ноттинской ВТС практически полностью завершился. Однако распределение возрастных датировок 58–53 млн лет обнаруживает тенденцию миграции магматической активности к центральной части динамопары ЦСАР–ВР. В рамках этого временного интервала он продолжался в восточной

части Орочёнской ВТС, на всём протяжении Берёзовской и Якутинской ВТС, а также на их сопряжении – кальдере Караванной, что указывает на наиболее зрелый этап развития структур в условиях левосдвигового геодинамического режима при активном динамическом взаимодействии граничных сдвигов. Постмагматический период (с ~53 млн лет) характеризуется завершением магматической активности, что, вероятно, связано с прекращением левосдвиговых дислокаций и указывает на смену трансформной (левосдвиговой) геодинамической обстановки на субдукционную. То есть, произошло очередное изменение взаимодействия континентальной и океанической плит на субортогональное, генерирующее СЗ–ЗСЗ поле напряжений.

Полученные результаты свидетельствуют о тесной взаимосвязи проявления палеогенового магматизма и левосдвиговых дислокаций по разломам под действием ССЗ (345–355°) поля напряжения. Именно активизация системы сближенных субпараллельных ССВ сдвигов, заложенных в меловое время в пределах динамопары ЦСАР–ВР, обеспечила повышенную проницаемость фундамента и терригенной толщи. Таким образом, смена направления движения океанической плиты по отношению к континентальной в палеоцене (начиная ~ 60.5 млн лет) от СЗ к ССЗ с последующим деструктурированием слэба (и/или разрывом его сплошности) способствовало внедрению глубинных мантийных флюидов (подслэбовой) мантии и образованию магматических пород этого особого А-геохимического типа Берёзовской ВТ-системы.

Анализ региональной морфологии и кинематики разрывообразования, прослеженный по простиранию динамопары ЦСАР-ВР, показал закономерный разворот ССВ системы сдвигов к СВ с проявлением надвиговой кинематики на её северном и южном флангах, обнаружив, таким образом, региональную S-образную флексуру типа левосдвигового кинк-бенда на юге Сихотэ-Алиня (рис. 1, врезка).

Учитывая структурно-геодинамические условия проявления среднепалеоцен-раннеэоценового этапа магматизма на всей территории Сихотэ-Алиня [1], значительный интерес вызывает геохимическая типизация магматических пород проявленных в надвиговых флангах выделенного авторами левосдвигового кинк-бэнда Южного Сихотэ-Алиня. На отдельных участках этих флангов следует ожидать близкие по возрасту магматиты с иными, а возможно и с «типично» надсубдукционными характеристиками. Однако эти выводы могут быть получены только в результате сопоставления всего комплекса фактического материала по одновозрастным магматическим породам центральной (сдвиговой) части и примыкающих (надвиговых) флангов кинк-бенда.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19–05–00100.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребенников А.В., Касаткин С.А., Федосеев Д.Г., Ханчук, А.И. Среднепалеоцен–раннеэоценовый (60.5–53 млн лет) этап магматизма на юге Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2020. Т. 39. № 5. С. 34–40.

2. Михайлов В.А. Магматизм Вулкано-тектонических Структур Южной Части Восточно-Сихотэ-Алинского Вулканического Пояса. Владивосток, 1989. 164 с.

3. Уткин В.П. Сдвиговые Дислокации, Магматизм и Рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

4. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, Магматизм и Металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

5. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Special Paper of the Geological Society of America, 1985. V. 206. P. 1–59.

КОНВЕРГЕНЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ТРАНСФОРМНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ И ВНУТРИПЛИТНЫХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ: ПРИЧИНЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Н.Н. Крук

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,

e-mail: kruk@igm.nsc.ru

Магматические ассоциации, формирующиеся в различных тектонических обстановках, характеризуются широким разнообразием набора пород, спецификой их геохимических характеристик. К настоящему времени получен огромный объем геологических, геохимических и петрологических данных, позволивших ограничить спектр магматических ассоциаций, проявленных в «типовых» геодинамических режимах, определить особенности их состава, источники магм и главные механизмы, ответственные за их генерацию и эволюцию. Так, например, показано, что в областях активного океанического спрединга магматизм представлен толеитовыми базальтами и комагматичными им ультрабазиами, а практически единственным источником расплавов является конвектирующая подлитосферная мантия. Вулканические и интрузивные серии островных дуг, сложенные низкотитанистыми известково-щелочными породами, избирательно обедненными высокозарядными элементами, преимущественно являются продуктами плавления метасоматизированной литосферной мантии. Гранитоидный магматизм, резко преобладающий в зонах коллизии, обусловлен, в первую очередь, плавлением пород континентальной коры.

В то же время выяснилось, что отдельные режимы характеризуются чрезвычайной «пестротой» магматических ассоциаций, предполагающей многообразие источников базитовых и кремнекислых магм, различные условия и механизмы их формирования и эволюции. К таким режимам относятся, в первую очередь, трансформные обстановки на границе «континент-океан» и крупные изверженные провинции внутриплитной природы, проявленные в пределах фанерозойских складчатых областей.

Трансформные остановки или обстановки скольжения литосферных плит на границе «континент-океан» – сравнительно недавно обоснованный режим, характеризующийся широким разнообразием магматических ассоциаций. Базальты и андезиты представлены, с одной стороны, низкотитанистыми известково-щелочными сериями с широкими вариациями калия (от умереннокалиевых до шошонитовых), с «надсубдукционными» геохимическими характеристиками, очень схожими с породами АКО андского типа, с другой – умеренно- и высокотитанистыми толеитовыми и щелочными разностями, имеющими геохимические признаки MORB и OIB [4]. Также широко распространены породы с «гибридными» характеристиками – продукты смешения двух упомянутых выше серий расплавов. Кремнекислые породы трансформных обстановок также чрезвычайно разнообразны и в зависимости от состава и степени дифференцированности континентальной коры могут варьировать от низкокалиевых тоналит-трондьемитов до щелочных гранитов, имеющих все характерные признаки пород А-типа [2, 7]. Характерно одновременное проявление в отдельных секторах АКО нескольких геохимических типов риолитов и/или гранитоидов, ареалы которых имеют разную структурную позицию.

Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces, LIP) – области проявления интенсивной магматической активности с формированием очень больших ($n*10^6$ км^3) объемов магматических пород за относительно короткие (первые миллионы лет) промежутки времени. Как правило, образование крупных изверженных провинций связано с активностью мантийных плюмов, независимых от конвективных потоков в верхней мантии и движения литосферных плит. На древних платформах магматизм LIP представлен почти исключительно базит-

ультрабазитовыми ассоциациями (траппы, расслоенные базит-ультрабазитов, часто с Cu-Ni и Pt-металльным оруденением, интрузии щелочных базитов, лампрофиров, карбонатитов). Кислые породы в составе таких провинций редки и представлены почти исключительно разностями А-типа, обогащенными щелочами, высокозарядными и редкоземельными элементами. Существенно иным характером магматизма характеризуются LIP, локализованные в складчатых поясах. Толеитовые базальты, слагающие основной объем континентальных трапповых провинций, проявлены здесь в подчиненных количествах. В большинстве случаев преобладают низкотитанистые известково-щелочные разности умеренной калиевости, близкие по составу к известково-щелочным базитам активных континентальных окраин, а также умереннотитанистые трахибазальт-трахиандезитовые серии, в той или иной мере обогащенные высокозарядными и редкоземельными элементами [1, 5]. Для центральных частей LIP характерны проявления щелочных базит-ультрабазитовых серий с внутриплитными геохимическими характеристиками, однако масштабы их проявления в разных LIP существенно отличаются (вплоть до полного отсутствия).

Второй особенностью крупных изверженных провинций складчатых поясов является широкое развитие кислого магматизма, объемы которого могут на порядок превышать объемы сосуществующих базит-ультрабазитов [3]. Геохимические характеристики кислых пород варьируют крайне широко: от умереннокалиевых гранодиоритов и гранитов до ультракалиевых щелочных гранит-лейкогранитов [6].

Сопоставление спектра магматических ассоциаций, сформированных в обстановках скольжения плит на границе «континент-океан» и в составе крупных изверженных провинций складчатых поясов, проведенное на примере магматических ассоциаций Алтае-Саянской области и Сихотэ-Алиня, показало очень высокую степень конвергенции геохимических и изотопных характеристик магматических пород. Мы полагаем, что она обусловлена многообразием источников базит-ультрабазитовых и кремнекислых магм. Наряду с субконтинентальной литосферной мантией и континентальной корой, которые являются главными источниками расплавов в островных дугах и континентальных окраинах андского типа, в обоих рассмотренных выше случаях значительную роль играют подлитосферная конвектирующая мантия и астеносфра. Первая определяет формирование магнезиальных расплавов, обедненных несовместимыми элементами, в то время как влияние астеносферных диапиров (верхнемантийных в случае трансформных режимов и более глубинных – в крупных изверженных провинциях) приводит к образованию высокотитанистых магм с геохимическими характеристиками OIB. Интенсивное взаимодействие расплавов – производных разных мантийных резервуаров между собой и с породами гетерогенной континентальной коры обеспечивает максимальную «пестроту» магматизма.

Таким образом, проведенные исследования показали невозможность корректной дискриминации магматческих ассоциаций, сформированных в обстановках скольжения литосферных плит на границе «континент-океан» и в крупных изверженных провинциях складчатых поясов исключительно на основе геохимических или изотопных особенностей слагающих их магматических пород. Ключом для диагностики этих ассоциаций этих обстановок являются, в первую очередь, геологические факторы (локализация магматических ареалов и ее соотношение с более ранними геологическим структурами, приуроченость к крупным разрывным нарушениям, характер латерально-временной зональности магматизма).

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН

ЛИТЕРАТУРА

1 Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород и магматические источники // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

3. Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады РАН, 2005, Т. 400. № 4. С. 505–509.

4. Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Доклады РАН, 2012. Т. 446. № 5. С. 550–555.

5. Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Геохимия, изотопный (Sr, Nd, O) состав и петрогенезис раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая (аксайский комплекс) // Геология и геофизика, 2018. Т.59. № 8. С.1129–1151.

6. Gavryushkina O.A, Kruk N.N., Semenov I.V., Vladimirov A.G., Kuibida Y.V., Serov P.A. Petrogenesis of Permian-Triassic intraplate gabbro-granitic rocks in the Russian Altai // Lithos, 2019. V.326. P.71–89.

7. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., and Kovalenko S.V. Cretaceous and paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos, 2016. V. 261. P. 250–261.

ГРАНИТОИДНЫЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РАСПАДА СУПЕРКОНТИНЕНТОВ

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.ru

Тектоническое строение и эволюция Центрального блока (ЦБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискуссионны. 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 [6] или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции [2]. 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 [8].

Время их внедрения, зафиксированное по U-Pb датировкам циркона и монацита, представлено двумя пиками – 1380-1360 и 800-720 млн лет, контролируемыми процессами

растяжения коры в пределах крупных линеаментных структур региона [8, 9]. Ранние события синхронны с процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формированием рапакивиподобных гранитов и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса Енисейского кряжа 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 [7]. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинета Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана [2, 3, 10]. 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. В ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720-750 млн лет.

Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии (рис. 1), подтверждают

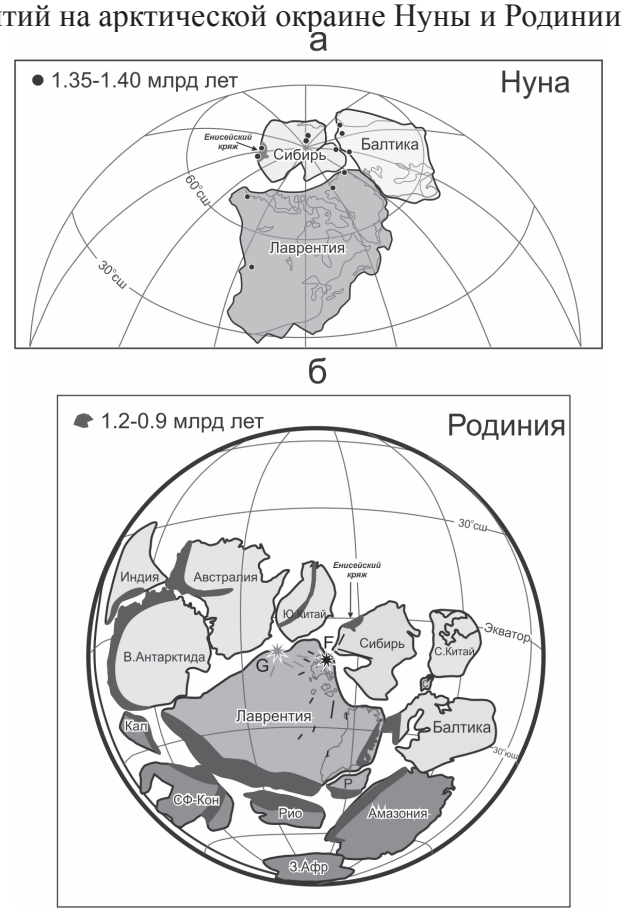


Рис. 1. (а) Реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1900–1200 млн лет по [5]. Черные кружки показывают локализацию возрастных эквивалентов (1.40-1.35 млн лет) тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики. (б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны темным цветом по [10] 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 предполагаемым центрами, обозначенными звездочками тех же оттенков серого по [4].

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 [5, 11] и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций [4].

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.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

ЛИТЕРАТУРА

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.

2. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

3. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника, 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.

4. Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.M. Long-lived connection berween southern Siberia and northern Lavrentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. V. 9. P. 464–469.

5. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology, 2011. V. 39. P. 443–446.

6. Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 115. P. 419–441.

7. Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London, Special Publications, 2019. V. 478. P. 89–115.

8. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research, 2017. V. 300. P. 315–331.

9. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research, 2019, v. 328, p. 128–145.

10. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos, 2018. V. 304-307. P. 468–488.

11. Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science, 2003. V. 300. P. 1379–1381.

ВРЕМЕННЫЕ ИМПУЛЬСЫ КАЙНОЗОЙСКОГО ФРЕАТИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИМОРЬЕ И ЕГО СВЯЗЬ С УГЛЕГЕНЕЗОМ

С.О. Максимов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: hangar7@mail.ru

Пирокластические продукты широко распространены в составе кайнозойских отложений, выполняющих впадины и депрессии Юго-Западного Приморья. Проявления этого кислого вулканизма носили исключительно эксплозивный, фреатический характер и были связаны с мааровыми центрами извержений. В результате эксплозивного процесса сформировались покровы пеплово-пемзовой риолитовой пирокластики с высокой долей терригенной компоненты, включая тефроидные псевдоконгломераты. Отличительной чертой этого вулканизма является отсутствие лавовых, игнимбритовых образований, а также сохранившихся центров извержений. В этом отношении он подобен областям, где также распространены пепловые туфы, но неизвестны породившие их вулканы: Примагаданье, Керченско-Таманский регион, Апшеронский полуостров в Прикаспии, штат Монтана в США. Специфика подобного вулканизма могла определяться существованием в олигоценовое время на территории Западного Приморья области пенеплена, занятого неглубокими озёрными водоёмами [1]. Насыпные конусы фреатических вулканических центров быстро разрушались и денудировались.

Основной целью настоящего исследования являлось датирование различными изотопными методами и геохимическая характеристика тефроидной компоненты из вулканогенно-осадочных толщ стратотипических районов позднего кайнозоя. Проведена корреляция с синхронными вулканическими событиями и геодинамическими обстановками Япономорского региона. Представляет интерес сопоставление абсолютных датировок с возрастными оценками пирокластических отложений, основанными на методах фитостратиграфии с привязкой последних к абсолютной временной шкале.

По результатам изотопного датирования выделено два временных импульса подобного эксплозивного вулканизма. Раннеолигоценовый сопряжён с процессами углегенеза в Южном Приморье и определяет особенности его развития. Основной же объём кайнозойских пирокластических образований традиционно включался в состав усть-суйфунской терригенно-вулканогенной свиты и оценивался поздним миоценом. Однако относительно возраста этих отложений существуют значительные расхождения между датировками, основанными на радиоизотопных методах [3] и на данных фитостратиграфии и палинологии [4]. В настоящее время получены новые результаты датирования U-Pb (SHRIMP-II, La-ICP-MS) методами по цирконам, а также Ar-Ar, K-Ar определения возраста тефроидных образований, играющих значительную роль в составе детально охарактеризованных сборами листовой флоры и палинологией толщ главных стратотипических разрезов среднего верхнего кайнозоя: Пушкинская, Липовецкая, Синеутёсовская и Турийрогская впадины. Для тефроидных образований Раздольненского, Галёнковского, Краснояровского стратотипических ареалов усть-суйфунской свиты на основании U-Pb датирования по цирконам (SHRIMP-II) и K-Ar определений по минералам и породам получен компактный интервал граничных (позднеолигоценовых) значений возраста: 24–23 млн лет. U-Pb (La-ICP-MS) датирование по цирконам пирокластической компоненты из этих отложений, проведённое японскими геологами [7], также показало близкие результаты – 25.1±0.9 и 25.2±0.8 млн лет. Для отложений комплекса «зелёных туфов», аналогичных усть-суйфунским тефроидам, с западного и восточного побережий Японии этими же авторами определены возрасты по цирконам (LA-ICP-MS): 22.9±0.1 и 23.5±0.7 млн. лет. Наконец, на различных полигонах драгирования возвышенностей южной части Японского моря установлена широкая распространенность кислых пирокластических пород (зелёнотуфовый

комплекс), близких по минеральному составу и геохимическим особенностям усть-суйфунским тефроидам [2]. Их K-Ar датировки дали близкие значения: 26.0±1.4 и 24.3±1 млн лет и более редкие в 30 млн лет. Реконструируется региональное вулканическое событие, имеющее общую геодинамическую природу и синхронное началу максимальной акселерации скорости погружения континентального основания Японского моря [6]. Оно сопряжено с региональным растяжением территории, подъёмом астеносферных масс, инициирующих на начальной стадии плавление в головной части мантийного диапира коровых субстратов и проявление кислого вулканизма. Наряду с этим временным импульсом эксплозивных извержений в составе отложений Нежинского угольного разреза (Южное Приморье) и западного побережья оз. Ханка выделены комплексы тефроидов более раннего (раннеолигоценового) возраста, охарактеризован их геохимический состав и проведено датирование различными изотопными методами. Эти пирокластические образования, несомненно, имеют более широкую распространённость на территории Южного Приморья, но из-за подобия микроструктурных и петрографических характеристик усть-суйфунским тефроидам они не получили должной геохимической и возрастной оценки. На северном и северо-восточном флангах Нежинского угольного карьера установлен тефроидный состав подстилающих и углевмещающих отложений, присутствие в основании эруптивных, грубообломочных разностей и пепловый состав многочисленных тонштейновых прослоев (рис. 1).



Рис. 1. Угольные пласты с прослоями пепловых тонштейнов.
(Нежинское буроугольное месторождение, Приморье.)

Угленосная толща, в свою очередь, с несогласием перекрывается горизонтом кайнотипных витрофиров. Этот феномен (в свете классических представлений о механизмах углегенеза) дополняется отсутствием амплитудного погружения угленосной структуры на 3–5 км, требуемого для протекания реакций углефикации. Нежинская угленосная площадь в целом конформна окружающим структурам и величина общего погружения не превышает первых сотен метров. Пепловой компонентой, помимо тонштейнов, насыщено и само угольное вещество, что придаёт ему пластичный характер при тектонических деформациях. Угли содержат минеральную ассоциацию тефроидов: пластинки биотита, санидин и кварц. Основу углей, что особенно отчётливо проявлено в слабо углефицированных лигнитовых слоях, составляет интенсивно

деформированная, преимущественно крупноствольная древесина. Это кардинально отличает их от типовой торфянниковой природы, принимаемой обычно в качестве модельной основы в процессах углегенеза. В составе углефицированной древесины нередко сохраняется практически ненарушенной кольцевая структура, хотя базовая основа приобретает характеристики типичных углей. Целый ряд признаков отражает высокое термоградиентное состояние области углеобразования. Характерны резкие вариации «зрелости» углей, проявление их флюидизации и даже флюидного течения растительных фрагментов. Битуминозные флюидные возгоны проникают и во вмещающие тефродные отложения. Если отпечатки одновозрастной листовой флоры в отложениях, удалённых от угольных скоплений, представляют собой «бестелесные» субстанции, то по мере приближения к угольным пластам, участкам углефикации наблюдаются своеобразные «эпитаксические» псевдоморфозы по ним витринитового аморфного вещества с концентрацией углерода в тысячи раз превышающие эфемерный углеродистый матрикс листовой основы. Длительность функционирования эндогенного теплового поля в пределах угольного разреза подчёркивается образованием вертикально ориентированных термальных газовых колонн. Последние наложены на сформированные угольные, лигнитовые пласты и вмещающие осадочные отложения. В результате теплового воздействия происходит преобразование углей с сублимацией и массовым отложением во вмещающих породах агрегатов крупнокристаллической самородной серы и сульфатов (эпсонита). В пределах этих участков наблюдается смена характера тектонических деформаций с хрупких сколово-сдвиговых на исключительно пластично-пликативные с образованием сложных, часто опрокинутых складок. За пределами этих зон стиль деформаций снова приобретает обычный характер. Подобное явление отчётливо отражает эффект Ребиндера, заключающийся в понижении сил сцепления зерен при флюидизации и нагреве. Маломощными инъекциями пепловых туффизитов, несущих включения углей из подстилающих горизонтов, прорываются даже перекрывающие верхнемиоценовые базальты.

Пепловые туфы угленосной толщи, по сравнению с усть-суйфунскими разностями, характеризуются повышенной щёлочностью, калиевостью, обогащены Nb и Ta, но имеют меньшие европиевые минимумы. Их минеральный состав отличается высокой концентрацией санидина, биотита, ортита, но меньшим содержанием кварца и иной морфологией и цветовой окраской цирконов (короткопризматический тип $К_{уд.}$ =1.5, кристаллы медово-жёлтого цвета). U-Pb изотопный возраст цирконов из пепловых туфов угленосной толщи (SHRIMP-II) показал: 33.86±0.17 млн лет. Ar-Ar датировка по санидину из этих же отложений дала близкое значение: 34.4±0.4 млн лет, отвечающее эоцен-олигоценовой границе. В составе надугленосных отложений был выделен нежинский флороносный горизонт, а затем и нежинская толща [4] мощностью до 35 м с флорой, отвечающей, по мнению этих авторов, раннемиоценовому климатическому оптимуму. В то же время эти флороносные туфоалевролиты насыщены углефицированным детритом и содержат аналогичный угленосным отложениям пирокластический материал. Они перекрываются маркирующим горизонтом кайнотипных биотитовых пепловых витротуфов и пачкой тефроидов, насыщенных пемзовыми бомбами. Эти вулканические породы по всем петрографическим и структурным характеристикам подобны усть-суйфунским тефроидам, отличаясь лишь несколько повышенной основностью. Присутствие пемзовых «бомб» также нехарактерно для нежинских, но типично для усть-суйфунских пирокластических отложений. Аналогична усть-суйфунским пеплам морфология цирконов и стеклянных пепловых частиц. Химический состав тефроидов отвечает риодацитам. U-Pb возраст цирконов из этих кайнотипных биотитовых витротуфов показал значение: 28.95±0.25 млн лет (SHRIMP-II). K-Ar датировки биотитов из пород верхней части горизонта и его выходов в 2 км южнее и 2 км юго-восточнее стратотипического разреза показали соответственно: 27.1±1; 27.5±1; 25.1±1 млн лет. Нежинская угленосная структура по своему генезису может рассматриваться как центр вулканической разгрузки – тип вдавленной компенсационной мульды, образованной в результате фреатических вулканических процессов и представляет фактически мааровый вулкан. Угленосные отложения

формировались в течение относительно короткого временного отрезка. В образовавшиеся озёрные водоёмы шёл массовый снос и захоронение крупноствольного древесного материала. Процесс угленакопления сопровождался эндогенным прогревом и интенсивными пеплопадами, что привело к формированию «пепловых углей». Реконструируется уникальная ситуация, когда состав подстилающих, углевмещающих и перекрывающих угленосный разрез пород представлен кислыми пепловыми отложениями. Эти типовые признаки Нежинской угленосной структуры подобны обстановкам известного катастрофического извержения вулкана Сент-Хелленс (США) в 1980 году, в результате которого произошёл снос и захоронение в озерной котловине Спирит-Лейк миллионов стволов деревьев, испытавших в последующем осаждение, тепловое воздействие и углефикацию (рис. 2). Генетические особенности формирования Нежинского угольного разреза могут иметь важные следствия на природу олигоценового углегенеза, флуктуации биоценозов в этих тепловых «оазисах» и на корректность оценок соответствующих палеоклиматических обстановок.



Рис. 2. Озеро Спирит-Лейк после катастрофического извержения вулкана Сент-Хеленс в 1980 году. https://www.youtube.com/watch v=zPObNoGvEt4

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскакова Л.А. Критерии литостратиграфической корреляции олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья // Тихоокеанская геология, 1986. № 3. С. 14–21.

2. Емельянова Т.А. Петрохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеанская геология, 2008. т. 27. № 4.С. 63–71.

3. Максимов С.О., Сахно В.Г. Первые данные U-Pb-SHRIMP-II датирования по цирконам пепловых отложений из кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья // Доклады РАН, 2011. т. 439. № 2. С. 226–232.

4. Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных олигоцен- миоценовых

отложений Нежинского буроугольного месторождения (Приморье) и поблема палеоген-неогеновой границы в регионе // Тихоокеанская геология, 2012. т. 31. № 4, С. 55–73.

5. Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, Улан-Удэ, 2006. т. 2. С. 273–276.

6. Ingle J. C., Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128 (2). P. 1197 – 1218.

7. Momma K., Tsutsumi Y., Sano T. et al., Chevkinite-bearing tuffs from the Boso and Notoptninsulasin central Japan and from Primorye, Far East Russia // Memoirs of the National Museum of Nature and Science, 2016. № 51. P. 89–98.

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛАОЕЛИН-ГРОДЕКОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, С.А. Касаткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: malinovsky@fegi.ru

Выяснение палеогеодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, расположенных на восточной окраине Азиатского континента, является одной из важнейших задач современной геологии. Решение этой проблемы невозможно без детального изучения вещественного состава терригенных пород и его достоверной генетической интерпретации. Одним из таких фрагментов является расположенный в юго-западной части Приморья, Лаоэлин-Гродековский террейн, в строении которого участвуют раннесилурийские, нижне-среднепермские и верхнетриасовые отложения.

Лаоелин-Гродековский террейн является одной из важнейших тектонических структур восточной окраины Евразийского континента, составляя западное обрамление позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [1]. Террейн образован мозаикой разновозрастных блоков, сложенных нижнесилурийскими, пермскими и триасовыми терригенными и вулканогенными образованиями, общая мощность до 5000 м. Породы сложно дислоцированы, разбиты многочисленными разрывными нарушениями и прорваны гранитоидами позднепермского и раннемезозойского возраста.

Изученные отложения имеют следующее строение. Раннесилурийская кордонкинская свита (2100 м) в нижней своей части сложена базальтами, андезитами, туфами и туффитами, редко алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми породами. В верхней части преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, иногда встречаются прослои гравелитов и конгломератов, горизонты кремнисто-глинистых пород, базальтов, андезитов и их туфов [2]. Ранне-среднепермская решетниковская свита (до 2100 м) в нижней части сложена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов. В верхней части преобладают глинисто-алевритовые породы. Позднетриасовая тальминская свита (500–800 м) состоит в основном из вулканитов: дацитов, риолитов, андезитов, их кластолав и туфов и лишь в ее основании отмечаются пачки и линзы песчаников, конгломератов и гравелитов.

Для выяснения обстановок формирования и определения источников питания отложений террейна изучался вещественный состав песчаных пород. Были изучены их породообразующие компоненты, тяжелые обломочные минералы, а также геохимические особенности. Песчаники кордонкинской свиты относятся к кварцево-полевошпатовым граувакам и состоят из кварца (13–22%), полевых шпатов (32–46%) и обломков пород (34–49%), представленных

вулканическими и терригенными породами, реже кремнями, кварцитами и сланцами. В песчаниках решетниковской свиты, являющихся полевошпатовыми аркозами, преобладает кварц (40–48%), меньше полевых шпатов (25–40%) и обломков пород (15–45%): метаморфических, кислых эффузивных и интрузивных. Тальминские песчаники, также принадлежащие к кварцево-полевошпатовым граувакам, содержат 22–27% кварца, 24–35% полевых шпатов и 41–54% обломков пород, среди которых преобладают средние и кислые эффузивы, гранитоиды, реже обломочные, кремнистые и метаморфические породы.

Среди тяжелых обломочных минералов в песчаниках террейна устанавливается две ассоциации: фемическая, связанная с основными и ультраосновными магматическими породами, и сиалическая, происходящая из кислых изверженных и метаморфических пород. В породах кордонкинской свиты преобладает фемическая ассоциация (в сумме в среднем 92%). Основной минерал ассоциации – хромит (в среднем 55%, а в некоторых пробах до 88%). В меньших количествах встречаются амфибол (до 50%), пироксены (до 30%), магнетит (до 9%), эпидот (до 21%), ильменит и лейкоксен (в сумме до 45%). Вторую ассоциацию образуют циркон, гранат, турмалин и апатит, рутил и анатаз. В сумме их содержание невелико: в среднем 8% и лишь циркон в отдельных пробах составляет 10–18%. В песчаниках решетниковской свиты резко преобладает (в среднем 75%, а в отдельных пробах до 90%) сиалическая ассоциация минералов, в которой основным минералом является циркон (в отдельных пробах до 97%), турмалин (до 7%), гранат (до 3%), сфен (до 3%), а также апатит, рутил и анатаз, содержащиеся в малых количествах. Кроме того, часто присутствуют ильменит и лейкоксен (в сумме до 35%), происходящие, вероятно, из раннепалеозойских ильменитовых гранитоидов Ханкайского массива. Вместе с тем, в песчаниках обычно содержится небольшое количество хромита (в среднем 9%), указывающего на участие в строении источников сноса основных и ультраосновных магматитов. В тальминских песчаниках также преобладает сиалическая ассоциация (в среднем 86%). Но в отличие от решетниковских, здесь доминирует гранат (в среднем 64%), а вот циркона не более 25%. Остальные минералы ассоциации (турмалин, апатит, рутил, сфен) составляют первые проценты, либо находятся в знаковых количествах. Минералы фемической ассоциации составляют не более 14% всех минералов.

По химическому составу песчаники Лаоелин-Гродековского террейна заметно различаются. По основным породообразующим оксидам песчаники кордонкинской свиты однородны: содержания SiO_2 в них невысоки и варьирует от 54.50 до 64.51%, вместе с тем в них повышены содержания суммарного железа $FeO+Fe_2O_3$ (6.63–9.26%), MgO (2.36–7.83%), TiO_2 (0.61–1.19%) и Al_2O_3 (12.22–16.65%). Песчаники характеризуются типичным для граувакк преобладанием Na_2O над K_2O (2.56–4.29% и 0.86–2.13% соответственно). Решетниковские песчаники по химическому составу резко отличаются от кордонкинских, что выражается в значительно более высоком содержаниии SiO_2 (75.22–86.55%), но пониженном TiO_2 (0.15–0.68%), Al_2O_3 (6.71–13.72%), $FeO+Fe_2O_3$ (0.29–2.60%), а также свойственном уже для аркозов преобладании K_2O над Na_2O (1.88–4.06 и 0.96–1.85% соответственно). Песчаники тальминской свиты по химическому составу занимают промежуточное положение между породами кордонкинской и решетниковской свит. Содержание оксидов в них изменяется незначительно: SiO_2 (66.90–71.66%), TiO_2 (0.42–0.92%), Al_2O_3 (13.84–15.02%), $FeO+Fe_2O_3$ (2.68–4.67%), MgO (0.73–1.26%) и CaO (0.64–1.29%), при этом отношение $K_2O/Na_2O \leq 1$ (1.89–3.20 и 1.81–3.22% соответственно), что приближает их к граувакам. По классификации Ф.Дж. Петтиджона [3] песчаники кордонкинской и тальминской свит соответствуют граувакам, а решетниковской – аркозам, частично лититовым аренитам и даже субаркозам.

В песчаных породах изученных свит суммарные концентрации РЗЭ относительно невелики: в кордонкинской свите 55–183 г/т, решетниковской 97–179 г/т и тальминской 97–148 г/т. Спектры распределения РЗЭ во всех свитах характеризуются умеренной степенью фракционирования с невысокими отношениями легких лантаноидов к тяжелым (La_N/Yb_N в кордонкинской свите 3.58–8.97, в решетниковской 4.81–11.29, в тальминской 6.05–8.10). Вместе

с тем, в кордонкинской свите эти спектры характеризуются отсутствием либо слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* 0.71–1.14), в то время как в решетниковской и тальминской она достаточно выражена (0.48–0.79 и 0.55–0.69 соответственно). По сравнению со средним постархейским глинистым сланцем (PAAS) [7] породы всех свит обеднены большинством элементов (от 1.1 до 2.4 раза).

Таким образом, по вещественному составу терригенные отложения террейна существенно различаются, что свидетельствует об их формировании в различных палеогеодинамических обстановках за счет различных источников обломочного материала. Палеогеодинамическая интерпретация полученных данных осуществлена с использованием классических дискриминантных диаграмм, разработанных на основании сравнения результатов изучения древних терригенных пород и современных отложений, формировавшихся в известных геодинамических обстановках [4–6 и др.].

Интерпретация вещественного состава пород кордонкинской свиты свидетельствует, что отложения формировались в бассейне, связанном океанической островной дугой. Областью питания была сама островная дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также магматическими и осадочными образованиями, входившими в состав ее фундамента. Формирование отложений решетниковской свиты происходило в условиях, соответствующих обстановкам бассейнов пассивных континентальных окраин. Источником кластики были преимущественно кислые изверженные породы и метаморфические породы, а также обогащенные кварцем осадочные породы. Накопление отложений тальминской свиты вероятнее всего происходило на активной континентальной окраине в бассейнах рифтогенного происхождения. Источниками кластики были краевые части рифтов, сложенные кислыми и средними изверженными, а также метаморфическими породами.

В целом, полученные результаты позволяют рассматривать Лаоелин-Гродековский террейн как составной [1], образованный тесно сжатыми блоками силурийского, пермского и триасового возраста, имеющими различный состав и формировавшимися в различных палеогеодинамических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00037 и № 19-05-00229).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

2. Изосов Л.А., Смирнова О.Л., Емельянова Т.А. Кордонкинская свита Западного Приморья: тектоно-стратиграфический комплекс // Регион. пробл, 2016. Т. 19, № 1. С. 3–7.

3. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol, 1983. V. 91. P. 611–627.

5. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; London; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551–561.

6. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol, 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

7. Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 378 p.

СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХАБАРОВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

С.Л. Медников[1], А.Н. Диденко[2], Н.Н. Крук[1], А.В. Кудымов[2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: semeneasy@gmail.com

[2] Институт тектоники и геофизики им. А.Н. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Сихотэ-Алинский орогенный пояс на восточной окраине Азиатского континента представляет собой коллаж юрских и раннемеловых террейнов различной природы [1]. Западную часть пояса формируют террейны аккреционных призм юрско-раннемелового возраста (Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджальский). Восточная часть сложена раннемеловыми террейнами различной природы: фрагментами островных дуг (Кемский), аккреционных призм (Таухинский и Киселевско-Маноминский) и синсдвиговых турбидитовых бассейнов (Журавлевский и Амурский террейны).

Неоднократное чередование субдукционных и трансформных геодинамических режимов в ходе эволюции Сихотэ-Алиньского пояса привело к совмещению в его структуре блоков (террейнов), изначально сформировавшихся на значительных расстояниях друг от друга [1, 8]. Поэтому реконструкция источников терригенного материала отдельных террейнов Сихотэ-Алиня является необходимым условием для расшифровки первичной структуры орогенного пояса.

В данной работе приводятся результаты исследования осадочных пород хабаровского аккреционного комплекса (Хабаровско-Воронежская зона Хабаровского террейна). Он представляет собой субдукционный меланж, сложенный разновеликими блоками океанических пород (кремней, базальтов, габброидов, известняков) позднепалеозойского –раннемезозойского возраста, а также раннемезозойских терригенных и метаосадочных пород, прогруженных в юрско-бериасовый турбидитовый матрикс [2, 4, 5]. Исследования проводились на двух участках: в районе п. Воронеж и ж/д моста г. Хабаровск. В первом случае были изучены позднеюрские толщи матрикса, во втором – терригенные породы включений.

Песчаники комплекса обладают плохой сортировкой и варьируют как по размерности зерен (от мелко- до крупнозернистых), так и по степени окатанности обломков (от неокатанных до слабоокатанных). По составу обломочной части они, в большей части, представлены мезомиктовыми кварцевыми разностями и сложены, преимущественно, кварцем (55–67%), полевыми шпатами (9–23%) и обломками различных пород (кремней, известняков, измененных кислых эффузивов; 19–34%). Спорадически встречаются обломки слюдистых минералов (биотит, мусковит и хлорит) удлиненной пластинчатой формы. Акцессорная минерализация представлена, главным образом, цирконом, апатитом и рудными минералами.

Вещественный состав юрских песчаников турбидитового матрикса характеризуется повышенными концентрациями кремнезема (63–76 мас. % SiO_2), невысокими концентрациями фемических элементов (в среднем 5 мас. % $MgO+Fe_2O_3$) и умеренными содержаниями щелочей 4.0–7.5 мас. % K_2O+Na_2O). Позднепалеозойские песчаники из включений в субдукционном меланже характеризуются меньшими вариациями SiO_2 (70–76 мас. %), более высокой в среднем кремнекислотностью, более низкими концентрациями фемических компонентов и кальция. Концентрации щелочей аналогичны наблюдаемым в юрских песчаниках.

Алевропесчаники часто встречаются в позднепалеозойских включениях в субдукционном меланже и относительно редки в юрском матриксе. В целом они характеризуются более низкой, в сравнении с песчаниками, кремнекислотностью (59.59–73.37 мас. % SiO_2), незначительно обогащены фемическими элементами и кальцием, имеют более высокие содержания калия и низкие – натрия.

Алевролиты Хабаровского террейна характеризуются еще более низкими, в сравнении с ассоциирующими песчаниками и алевропесчаниками, концентрациями SiO_2 (61.65–71.17 мас. %,

среднее содержание – 66 мас. %), повышенными концентрациями глинозема и фемических элементов. При этом состав алевролитов юрских и пермо-триасовых толщ значительно различается. В породах юрского матрикса кремнекислотность не опускается ниже 66.6 мас. %, содержания CaO не превышают 0.55 мас. %, а концентрации K_2O достигают в отдельных пробах 3.3 мас. % при Na_2O <1.7 мас. % и отношениях K_2O/Na_2O=1.8–2.6. Пермо-триасовые алевролиты характеризуются широкими вариациями кремнезема (61.6–71.1 мас. % SiO_2) и повышенными концентрациями кальция (1.62–4.59 мас. % CaO). Содержания натрия в них, как правило выше, чем в юрских породах (> 2.8 мас. % Na_2O, до 4.5 мас. % в отдельных пробах), а концентрации K_2O (за исключением одной пробы) не превышают 2.5 мас. % (K_2O/Na_2O=0.31–0.81).

Редкоэлементный состав песчаников характеризуется пониженными, в сравнении с составом постархейского глинистого сланца Австралии (PAAS), концентрациями всей гаммы несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE). Характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N$=6.9–9.5 и европиевым минимумом, наличие Nb и Ta минимумов на мультиэлементных диаграммах. Более мелкозернистые разности (алевропесчаники и алевролиты) имеют более высокие концентрации несовместимых элементов, однако и в них уровень накопления LILE, HFSE и РЗЭ в большинстве случаев ниже, чем в PAAS.

Юрские и пермо-триасовые осадочные породы не демонстрируют кардинальных отличий в редкоэлементном составе. В целом концентрации несовместимых элементов в породах юрского матрикса выше, чем в аналогичных разностях из пермо-триасовых включений.

Результаты исследования детритовых цирконов [2] указывают на резкое преобладание в исследованной популяции цирконов палеозойского и мезозойского возраста (86%). Среди возрастов докембрийских цирконов зафиксировано два главных интервала (700–1000 и 1800–2000 млн лет), соответствующих возрастам формирования суперконтинентов Нуна и Родиния [6, 7] и типичных как для Сибирского и Сино-Корейского кратона, так и для ряда микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Отмеченные пики палеозойских и раннемезозойских эндогенных событий хорошо совпадают с максимумами гранитообразования вулканической активности в террейнах Бурея-Ханкайского орогенного пояса, ограничивающих Сихотэ-Алинь с запада [2, 3, 9].

Полученные данные свидетельствуют, что преобладающим источником кластического материала для терригенных пород хабаровского аккреционного комплекса (по-крайней мере в изученной Хабаровско-Воронежской зоне) являлись палеозойские и мезозойские магматические образования преимущественно кислого состава. Доля «зрелого» древнего материала относительно невелика, а источником его, вероятнее всего, являлись не кристаллические комплексы Сибирского или Сино-Корейского кратонов, а более молодые осадочные толщи микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса, содержащие переотложенный раннедокембрийский материал. Таким образом, с высокой долей вероятности можно предполагать, что Хабаровско-Воронежский субтеррейн имел «автохтонную» природу: в момент своего формирования он находился вблизи своего современного положения и не испытал значительных перемещений в ходе масштабных раннемеловых сдвигов вдоль Тихоокеанской окраины Азии.

Авторы выражают благодарность С.В. Хромых и О.А. Гаврюшкиной за помощь в проведении полевых исследований.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003) при финансовой Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

2. Диденко А.Н., Ото Ш., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В., Мияке Ю., Нагата М. Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеанская геология, 2020. Т.39. №1. С 3-23.

3. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А, Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (южное приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. № 3. С. 32–53.

4. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология, 1991. Т. 20. № 5. С. 3–23.

5. Натальин Б.А., Борукаев И.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника, 1991. № 1. С. 84-96.

6. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian research, 2015. V. 259. P. 58–77.

7. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U, Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Longlived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. V. 9. No. 6. P. 464-469.

8. Khanchuck A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 120. P. 117-138.

9. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences, 2011. V. 41. P. 1-30.

ЦИРКОНОМЕТРИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, УЗБЕКИСТАН

А.А. Перфилова[1,2], И.Ю. Сафонова[1,2,3], Д.Л. Конопелько[1,4], Г.С. Бискэ[4], О.Т. Обут[1,5], П.Д. Котлер[1,2]

[1]Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: alinalopolina@gmail.com

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[3]Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

[4]Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

[5]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

Южно-Тяньшанский ороген (ЮТШ) протягивается на 2500 км от Узбекистана до северо-запада Китая и находится в юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЦАСП - крупнейший в мире фанерозойский ороген тихоокеанского типа, развитие которого связано с эволюцией и последующим закрытием Палеоазиатского океана (ПАО). В рифей-позднепалеозойское время ЮТШ представлял собой активную окраину Туркестанской ветви ПАО [1, 2, 11]. Формирование структуры ЮТШ произошло в результате закрытия Туркестанского океана и коллизии между древними континентальными блоками Казахстана на севере и Каракумского и Таримского континентов на юге в позднепалеозойское время [4, 5, 10]. В отличие от достаточно изученных процессов эволюции Таримского континента [12, 13, 14] информации о неопротерозойской и палеозойской эволюции самого западного пояса Тянь-Шаня получено гораздо меньше.

В Кызылкум-Нуратинском сегменте ЮТШ на территории Узбекистана распространены палеозойские отложения в районе пустыни Кызылкум и хребта Нуратау. Он представляет собой протяженный аккреционный комплекс, сформированный в южной части Туркестанского океана на активной окраине Каракумского континента. ЮТШ ограничен с севера поясом офиолитов, обнажающихся в районе хребта Нуратау и прослеживающихся под мезозой-кайнозойскими осадками северной части пустыни Кызылкум. Южная граница проходит по нескольким шовным зонам, включая ордовикские вулканиты гор Кулджуктау и серпентиниты южного хребта Нуратау [4]. Магматические комплексы ЮТШ изучены достаточно хорошо [3, 7, 10] по сравнению с обломочными породами, предположительно сносимыми с магматических дуг Туркестанского океана, состав, возраст и источники которых до сих пор остаются предметом дискуссий.

Нами были изучены песчаники Кызылкумов в пределах горных поясов Тамдытау, Букантау и Нуратау Узбекского Тянь-Шаня. Коренные выходы песчаников массивные и слоистые, находятся в ассоциации с алевролитами и аргиллитами, и представляют собой турбидитовую толщу. В пределах этих участков распространены терригенно-осадочные отложения трех свит: бесапанской, байменской и калтадаванской. Возраст этих свит долгое время оставался дискуссионным, несмотря на наличие в них палеонтологических находок. Визуально песчаники представлены мелко-среднезернистыми разностями тёмно-серого или серо-зелёного цвета. Обломочная часть представлена преимущественно моно- и поликристаллическим кварцем (до 70%), полевыми шпатами (10–20%), осадочными и метаморфическими породами (10%) и слюдами (2%). Размер обломков – от 0.1 до 0.8 мм. Степень окатанности обломков – от низкой до высокой. Морфология обломков неправильная, удлинённая (полевые шпаты и кварц), изометрическая (кварц). Типы цемента – поровый, полный контурный, реже контактовый. По составу цемент – глинистый и гидрослюдистый. Зерна кварца имеют прямое, волнистое и облачное погасание. Зерна КПШ пелитизированы, а плагиоклаза - серицитизированы. Слюды представлены биотитом и удлиненными пластинками мусковита. Осадочные породы в обломках – кремни и кремнистые аргиллиты. Метаморфические породы – гранобластовые кварциты и сланцы, сложенные лепидобластовым глинисто-хлорит-мусковитовым агрегатом. Циркон является акцессорным минералом.

U-Pb датирование детритовых цирконов проведено для 9 образцов песчаников. Для образца гор Нуратау (Uzg-17-25/2) получено 71 конкордантное значение возраста (±5%). Возрастная популяция цирконов находится в интервале 2750-542 млн лет с основными пиками на уровне 2498, 962, 774 и 564 млн лет. По трем образцам гор Тамдытау (Uz-05-17, Uzg-17-18, Uz-24-17) получено 197 конкордантных значений с возрастным интервалом 3080–541 млн. лет и основными пиками на уровне 2481, 1883, 987, 788, 624 и 587 млн лет. Для пяти образцов гор Букантау (BM-3, BM-4, Uz-27-17, Uz-30-17, Uz-32-17) получено 140 конкордантных значений U-Pb возраста в интервале 2880–434 млн лет с главными пиками на уровне 2497, 957, 821, 783 и 445 млн лет.

Для изученных песчаников характерно высокое содержание SiO_2 = 72–84 мас. % и большой разброс значений по основным породообразующим окислам (TiO_2 = 0.4–0.9, Al_2O_3 = 6.5–12, Fe_2O_3 = 2.5–5.4, MgO = 0.4–1.7 мас. %). На классификационной диаграмме $\log(Na_2O/K_2O)$-$\log(SiO_2/Al_2O_3)$ [9], используемой при классификации и разграничении зрелых и незрелых пород псаммитовой размерности, изученные образцы попадают преимущественно в область литаренитов, реже в поле граувакк. Высокое отношение SiO_2/Al_2O_3 и низкое Na_2O/K_2O связано с преобладанием К-полевых шпатов и К-слюд над Na-плагиоклазом. Значения химических индексов зрелости (CIA) и интенсивности (ICV) выветривания пород [6, 8] для изученных образцов по сравнению с PAAS (67.4 и 1.05 соответственно) повышенные для CIA (67.5–72.7) и близкие по ICV (0.9–1.2). На диаграмме CIA-ICV точки составов попадают как в область незрелых, так и зрелых пород. Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту, обогащены в области легких РЗЭ и дифференцированы в области тяжелых РЗЭ (La/Yb_N = 7.8–11.9, Gd/Yb_N = 1.6–2.1). В целом,

спектры РЗЭ близки по форме и уровню концентраций к таковому для PAAS, но отличаются пониженным содержанием La в некоторых образцах (18–38 ppm). Мульти-компонентные спектры, нормированные по примитивной мантии, для песчаников Кызылкумов выше относительно PAAS. Для них характерны отрицательные аномалии по Ta и Nb относительно La (Nb/La_{pm} = 0.29–0.44, Ta/La_{pm} = 0.35–0.51) и Th (Nb/Th_{pm} = 0.08–0.15, Ta/Th_{pm} = 0.1–0.17).

Изотопный состав Nd является надежным фактором определения характера источника сноса для осадочных пород. Для трёх образцов песчаников Тамдытау получены отрицательные значения $\varepsilon Nd(t)$ = -8.5, -10.0, -16.3 с модельным возрастом T_{DM} = 1.9, 2.0, 2.5 млрд лет. Песчаник Нуратау имеет еще более отрицательный $\varepsilon Nd(t)$ = -14.8 с модельным возрастом 2.5 млрд лет. Для трех образцов песчаников Букантау также получены отрицательные значения $\varepsilon Nd(t)$ = -6.5, -8.8, -9.4 с модельным возрастом T_{DM} = 1.8, 2.0, 2.1 млрд лет. Эти данные позволяют предположить наличие в области сноса переработанного материала докембрийской континентальной коры, что подтверждается наличием во всех образцах древних возрастных пиков на U-Pb гистограммах. Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был получен для 74 точек в шести образцах. Значения $\varepsilon Hf(t)$ распределены в широком интервале от -20 до +10, что свидетельствует о наличии в области сноса не только материала древней континентальной коры, но и материала более молодого ювенильного источника.

Все песчаники, несмотря на формальную принадлежность к разным свитам, имеют схожие спектры распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов с «молодыми» пиками 570–540 и 440 млн лет, т.е. основная часть осадочного комплекса всего региона (Тамдытау, Нуратау) сформировалась в течение 30–50 млн лет в позднем неопротерозое – раннем кембрии, а отложение турбидитовых толщ Букантау завершилось в силуре. Химический и изотопный состав песчаников отвечает зрелым осадкам, сформированным из материала континентальной коры с небольшой примесью ювенильного компонента. Возрастные и изотопно-геохимические характеристики указывают на схожие обстановки осадконакопления турбидитовых толщ Кызылкум и снос материала из схожих по составу источников сноса. Полученные данные в совокупности позволяют предположить, что эти толщи были образованы за счёт разрушения протяженной системы магматических дуг, существовавшей на северной окраине Каракумского континента, который, вероятно, был частью северной окраины Гондваны. В геологической структуре региона турбидитовые толщи Кызылкумов вероятно представляют собой различные тектонические пластины, надвинутые друг на друга в результате аккреции и последующей коллизии. Поэтому отнесение их к разным свитам, возможно, нуждается в пересмотре.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проекты № 20-77-10051 и №21-77-20022), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-90091) и госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Результаты U-Pb-(SHRIMP)-датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География (1), 2012. С. 3–25.

2. Рахматуллаев Х.Р. Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид (на примере Южного Тянь-Шаня) // Ташкент, Фан., 1992. 233 с.

3. Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Y.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc–continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Research, 2016. 39. P. 261–291.

4. Biske Yu.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals–Turkestan oceans // Gondwana Research, 2010. 17 (2-3). P. 602–613.

5. Burtman V.S. Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic // Geotectonics, 2015. 49 (4). P. 302–319.

6. Cox R., Lowe D.R., Cullers R. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995. 59. P. 2919–2940.

7. Dolgopolova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research 2017. 47. P. 76–109.

8. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982. 299. P. 715–717.

9. Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks // Third Edition: New York, Harper and Row, 1983. 628 p.

10. Safonova I., Biske G., RomerR.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S., Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research, 2016a. 30, P. 236–256.

11. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian postcollisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Science, 2011. 42. P. 821–838.

12. Wang X.-S., Klemd R., Gao J., Jiang T., Li J.-L., Xue S.-C. Final assembly of the southwestern Central Asian Orogenic Belt as constrained by the evolution of the South Tianshan Orogen: Links with Gondwana and Pangea // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2018. 123.

13. Xiao W., Windley B.F., Allen M.B., Han Ch. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // Gondwana Research, 2013. 23. P. 1316–1341.

14. Zhang, C.-L., Zou, H.-B., Li, H.-K., Wang, H.-Y. Tectonic framework and evolution of the Tarim Block in NW China // Gondwana Research, 2013. 23. P. 1306–1315.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ФРАГМЕНТ В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ПОЛЯРНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МЕТАМОРФИЗМ, ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

А.М. Пыстин, И.Л. Потапов, Ю.И. Пыстина

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,

e-mail: pystin@geo.komisc.ru

К настоящему времени можно считать установленным фактом присутствие на Урале нижнедокембрийских образований. Они встречаются в составе высокотемпературных и сложнодислоцированных (полиметамофических) комплексов пород, выступающих на земной поверхности в относительно небольших тектонических блоках, площадью до первых тысяч кв. км.

Выделяется более 20 таких комплексов [2]. Но все ли они относятся к нижнему докембрию, остается вопросом: не во всех случаях возраст высокотемпературных метаморфитов является, бесспорно, раннедокембрийским. Имеются данные о позднедокембрийском и даже палеозойском возрасте глубокометаморфизованных пород, в том числе и в составе тех комплексов, где ранее традиционно выделялись нижнедокембрийские стратоны (селянкинская толща ильменогорского комплекса на Южном Урале, уфалейский и салдинский комплексы на Среднем Урале, марункеуский комплекс на Полярном Урале и другие).

В настоящее время не вызывает споров принадлежность к архейско-палеопротерозойскому разрезу только нескольких полиметаморфических комплексов Урала. Во-первых, это тараташский и александровский комплексы Южного Урала. Они обрамляются слабометаморфизованными мезопротерозойскими отложениями и по ним получены надежные геохронологические данные, однозначно указывающие на раннедокембрийский возраст метаморфизма пород. Кроме того, в последнее время появились надежные изотопно-геохронологические данные, указывающие на палеопротерозойский возраст раннего этапа метаморфизма няртинского комплекса на Приполярном Урале, что дает основание отнести этот комплекс к нижнедокембрийским образованиям [7].

Имеющиеся раннедокембрийские возрастные датировки для других уральских полиметаморфических комплексов интерпретируются по-разному. Поэтому, их отношение к нижнедокембрийскому разрезу многими исследователями оспаривается. К таким объектам относится один из крупнейших полиметаморфических комплексов Урала – харбейский, расположенный в южной части Харбейско-Марункеуского антиклинория Центрально-Уральской зоны на Полярном Урале. Он слагает одноименный тектонический блок, выступающий на земной поверхности на площади более 2000 кв. км.

Четко выраженный для Харбейского блока поперечный к Уралу северо-западный структурный план, аномально высокая степень метаморфизма пород (достигающая высоких ступеней амфиболитовой фации) в отличие от слабометаморфизованных окружающих верхнедокембрийских и палеозойских толщ (не выше средних ступеней зеленосланцевой фации), наличие отдельных датировок возраста, превышающих 1.7 млрд лет, дает основание большинству исследователей относить харбейский комплекс к нижнедокембрийским образованиям. Однако в последнее время сложившееся представление о возрасте и стратиграфической позиции харбейского метаморфического комплекса, и слагающих его стратонах, подвергается ревизии. Так, на основании сравнительно недавно полученных изотопно-геохронологических данных Л.И. Зылева, А.Л. Коновалов и их коллеги [5 и др.] пришли к заключению, что формирование протолитов плагиогнейсов и амфиболитов ханмейхойской свиты – одного из стратонов в составе харбейского комплекса происходило не раньше позднего рифея.

Среди выделяемых в составе харбейского комплекса стратиграфических подразделений (лаптаюганская, ханмейхойская и париквасьшорская свиты) наиболее обоснован раннедокембрийский возраст пород париквасьшорской свиты (вернее раннего этапа метаморфизма пород) – 1896 млн лет (циркон, NORDSIM [6]). Поэтому, узловым в решении проблемы возраста является остродискуссионный вопрос о стратиграфической позиции париквасьшорской свиты, занимающей центральную часть Харбейского блока. При этом, одни исследователи считают, что эта свита является наиболее древней в составе харбейского комплекса и слагает архейско-нижнепротерозойский Париквасьшорский выступ [1 и др.], другие придерживаются альтернативного представления о синклинальном залегании париквасьшорской свиты, подстилаемой нижнепротерозойскими гнейсами и амфиболитами, известными как лаптаюганская и ханмейхойская свиты [2, 4 и др.].

Нами в результате изучения макро- и микроструктур было установлено, что начиная с этапа формирования изоклинальных складок (первый этап деформации для пород париквасьшорской свиты и второй – для пород ханмейхойской и лаптоюганской свит), структуры всех трех стратонов развивались совместно.

Как уже было отмечено выше, породы харбейского комплекса отличаются от окружающих верхнедокембрийских и палеозойских образований высокой степенью метаморфизма. В разрезе самого харбейского комплекса по степени метаморфического преобразования выделяются две группы пород. Породы ханмейхойской и лаптоюганской свит изменены в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. По Н.С. Уляшевой [2] PT параметры кристаллизации развития раннего метаморфического парагенезиса (чермакит-паргаситовая роговая обманка + олигоклаз) соответствуют значениям: T > 700ºC, P = 5.5–10 кбар). Условия образования метаморфических пород париквасьшорской свиты (парагенезис гранат+ставролит+кианит) оцениваются температурой 600–590ºC и давлением 5.5–6 кбар [3].

Таким образом, различия в характере складчатости, в уровне метаморфизма пород, а также установленные нами геологические взаимоотношения толщ, слагающих харбейский комплекс, приводят к выводу, что париквасьшорская свита является наиболее молодым стратоном рассматриваемого комплекса, слагающим Париквасьшорскую синклиналь.

Судя по данным о возрасте метаморфогенного циркона из гнейсов париквасьшорской свиты (1896 млн лет), весь разрез харбейского комплекса относится к нижнедокембрийским

(скорее всего палеопротерозойским) образованиям. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что в составе рассматриваемого комплекса существенно метабазитовые породные ассоциации (ханмейхойская свита) верх по разрезу сменяются переслаивающимися амфиболитами и парагнейсами (лаптоюганская свита) и далее высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и кварцитами (париквасьшорская свита). Установленная последовательность метаморфических толщ, слагающих харбейский комплекс, и имеющиеся данные об их возрастных ограничениях выводят на новый уровень решение вопросов расчленения и корреляции разрозненных фрагментов нижнедокембрийского основания в структурах Уралид.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2500000 / Главный редактор Б.А. Яцкевич. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

2. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.

3. Голубева И.И. Первичный состав и условия образования метаморфических пород париквасьшорского выступа // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1991. С. 75-88 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 74).

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / В.А. Душин, О.П. Сердюкова, А.А. Малюгин и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка / Л.И. Зылева, А.Л. Коновалов, А.П. Казак и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

6. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.

7. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. Нижний докембрий в структуре палеозоид на Приполярном Урале // Докл. РАН, 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.

МОРФОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ УРАЛА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА

Ю.И. Пыстина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: pystin@geo.komisc.ru

Изучая многие годы полиметаморфические комплексы Урала, в том числе его северной части, мы собрали материал, на основе которого попытались сделать обобщения, касающиеся как морфологии цирконов, так и их геохимических особенностей, позволяющих использовать минерал при реконструкции конкретных метаморфических событий и интерпретации геохронологических данных [1,7 и др.]. В последние годы нами были получены также новые результаты по морфологии и геохимии цирконов из гранитоидов северной части Приполярного Урала [4]. В совокупности это дало возможность для сравнения разных морфологических типов магматических и метаморфических цирконов.

Докембрийские образования, особенно дорифейские, претерпевшие метаморфизм, как правило, испытывали его неоднократно, т.е. являются полиметаморфическими. Соответственно, цирконы вновь образованные, либо преобразованные из ранее существовавших, в процессе этих событий должны были приобрести некие новые свойства, выраженные в изменении морфологии кристаллов, внутреннего строения, геохимического состава. Что мы и наблюдаем в цирконах из различных полиметаморфических комплексов Урала, в том числе, расположенных

в его северной части: няртинском на Приполярном Урале и харбейском на Полярном Урале, где выделяется до пяти морфологических типов этого минерала, но преобладающими являются два: «гранулитовый» и «мигматитовый» типы. Первый представлен в основном округлыми цирконами с четко выраженной кристаллографической формой, обусловленной развитием граней (311), (111), (110), (100), темно розовой, либо светло желтой окраски. Второй, цирконами призматического габитуса, главные формы: (100), (110), (113), (112), присутствуют (311), прозрачными, светло окрашенными.

Внутреннее строение всех морфотипов характеризуется наличием ядер неправильной или округлой формы, в «мигматитовом» типе обычно отмечается осцилляторная зональность, «гранулитовый» тип наиболее гомогенный. Следует отметить, что среди выделенных морфотипов цирконов в полиметаморфических комплексах преобладают «гранулитовый» и «мигматитовый» типы. Если по морфологическим признакам и внутреннему строению цирконы полиметаморфических комплексов уверенно разделяются на морфотипы, которые можно связывать с теми или иными метаморфическими событиями или процессами, то по геохимическому составу рассеянных элементов четкого разделения не получается. С одной стороны, это связано с крайне низким содержанием самих элементов, наиболее часто циркон обогащен лишь Hf, Y, U, Th. С другой стороны, характер распространения этих элементов в кристалле, их количественные вариации не дают оснований для разделения одних морфотипов циркона от других за редким исключением. Например, в «мигматитовых» цирконах из гнейсов харбейского комплекса распределение Hf уменьшается от центра кристалла к краю, в то время как в других морфотипах цирконов из этих же пород увеличивается от центра к краю. В то же время в гнейсах няртинского комплекса во всех выделенных морфотипах, включая «мигматитовый» тип, содержание Hf, увеличивается от центра кристалла к краю. Такая же картина, по нашим данным, наблюдается в цирконах из пород метаморфических комплексов Южного Урала: александровском и ильменогорском (Селянкинский блок). Th/U отношение в цирконах «мигматитового» и «гранулитового» типов из гнейсов няртинского комплекса варьирует от 0.02 до 0.39, однако два значения из проанализированных нами цирконов существенно выбиваются из общей картины – 0.75 и 0.68, что значительно выше обычного для метаморфических цирконов. Изотопный возраст этих кристаллов, полученный U-Pb SHRIMP-II-методом – 503±8 млн лет и 498±8 млн лет, соответственно. Это цирконы призматического габитуса, выделенные нами в «мигматитовый» тип. Их образование связано с метаморфизмом амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизацией. Поэтому, условия, при которых образовался этот морфотип, схожи с условиями гранитообразования, вероятно, отсюда и высокое Th/U отношение. Еще более четкая картина получается по цирконам «гранулитового» типа из александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале где Th/U изменяется от 0.23 до 0.31, изотопный возраст всех кристаллов близок и составляет примерно 2.1 млрд лет [3, 7].

Цирконы из пород разных гранитоидных комплексов северной части Приполярного Урала, занимающих разную геологическую позицию и различающихся по изотопному возрасту, отличаются по набору морфотипов, их количественным соотношениям, в некоторой степени и по геохимическим особенностям [4]. В гранитах Николайшорского (PR_1), Кожимского (PF_{2-3}), Бадьяюского (RF_3–V) и Яротского (RF_3–V) массивов [4] нами установлено присутствие акцессорных цирконов весьма разнообразных по форме, характеру зональности, наличию включений, окраске, степени метамиктности и другим признакам. Суммарно они представляют все основные морфологические типы цирконов по И.В. Носыреву [2]: цирконовый, гиацинтовый, копьевидный, торпедовидный и циртолитовый. Все перечисленные морфологические типы могут относиться к генерациям цирконов либо синпетрогенного, либо наложенного генетических типов [2].

Внутреннее строение всех выделенных морфотипов цирконов характеризуется осциляторной зональностью, иногда отмечаются ядра округлой или неправильной формы.

В неизмененных наложенными процессами гранитах цирконовый морфотип относится к раннемагматической генерации, гиацинтовый – к позднемагматической, копъевидный – к пегматитовой, торпедовидный – к пневматолитовой, циртолитовый – к гидротермальной. Образование двух последних морфотипов (торпедовидного и циртолитового), редко копьевидного, может быть связано с наложенными процессами и в этих случаях они относятся к наложенному генетическому типу [2]. Кроме того, в гранитах Николайшорского массива, залегающего среди глубокометаморфизованных пород няртинского гнейсо-мигматитового комплекса, присутствуют детритовые цирконы. Они встречаются в виде окатанных зерен, в которых первичные морфологические особенности кристаллов утрачены.

Общим для гранитоидов всех массивов является один морфотип – торпедовидний. Копьевидный циркон установлен только в породах Николайшорского гранитного массива. Здесь также встречаются детритовые цирконы, отсутствующие в гранитоидах других масивов. Граниты Кожимского массива отличаются от других гранитоидов наличием циркона циртолитового морфотипа. Наличие этого типа цирконов является признаком метасоматической (или метаморфической) переработки пород [6]. Кроме того, в них, в отличие от гранитов Бадьяюского и Яротского массивов, отсутствуют цирконы гиацинтового типа. Что касается геохимической характеристики, то набор элементов-примесей в цирконах разных морфотипов идентичен. Наиболее высокие концентрации характерны для Hf, Y, Yb, Nd, Th и U, но все они, за исключением Th и U в цирконах циртолитового морфотипа, очень низки. Лишь в отдельных случаях удается установить некоторые различия в распределении отдельных элементов в различных морфотипах. Так анализ распределения U в копьевидных цирконах Николайшорского массива показывает, что при преобладающем развитии пирамиды содержание U уменьшается от центра кристалла к краю, а по мере развития призмы, напротив, увеличивается. По мнению некоторых исследователей, обогащение краевых частей кристаллов цирконов U может объясняться влиянием последующих метаморфических преобразований пород, что вполне соответствует реальной ситуации. Содержание U в цирконах циртолитового морфотипа в гранитоидах Кожимского массива увеличивается от центра кристалла к краю, что, вероятно, связано с метаморфическими преобразованиями гранитоидов, на это указывают также и включения в цирконах (скорее всего, новообразованные) торита и уранторита.

По характеру распределения элементов-примесей торпедовидные цирконы в породах Бадьяюсского и Яротского массивов различаются от аналогичных цирконов в породах Николайшорского и Кожимского массивов. Более того, в породах Николайшорского и Кожимского массивов торпедовидные цирконы при близких геохимических характеристиках заметно различаются по содержанию Y. В первых они имеют наиболее низкие значения отмеченного элемента для этого морфотипа цирконов, в Кожимских гранитах, напротив, наиболее высокие. Th/U отношение в цирконах из гранитоидов Николайшорского, Кожимского, Хаталамбо-Лапчанского и Лапчавожского в среднем составляют 0.73; 0.61; 0.51; 0.79, соответственно и лишь в отдельных случаях выбиваются из общей картины, составляя 0.22 и 0.15, что вовсе не характерно для магматических цирконов. Если учесть, что возраст этих кристаллов циркона, полученный U-Pb SHRIMP-II-методом –703.9±8 млн лет и 795±41 млн лет, а возраст остальных цирконов 550–580 млн лет, можно предположить, что образование древних цирконов связано с более ранними этапами гранитообразования и повышенное Th/U отношение объясняется последующим метаморфизмом гранитов ранней генерации.

Таким образом, приведенные данные показывают, что Th/U отношение в цирконах магматического и метаморфического происхождения могут быть использованы для их различия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутиловых эклогитов Максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН, 2017. 477. №3. С. 342–346.

2. Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орса В.И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.

3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры // Труды Карельского научного центра РАН, № 7. Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, 2015. С. 3–18.

4. Пыстина Ю.И., Денисова Ю.В., Пыстин А.М. Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. №12. С. 3–15.

5. Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С. и др. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии // Геохимия, 2009. №9. С. 958–971.

6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zirkon. Reviews in mineralogy & geochemistry, 2003. Vol. 53. P. 27–62.

7. Pystin A., Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // International Geology Review, 2015. Vol. 57, Is. 11–12. P. 1650–1659.

СТРОЕНИЕ КЫЛЛАХСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Е.П. Развозжаева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск,

e-mail: rep@itig.as.khb.ru

Кыллахская надвиговая зона (КНЗ) является самой западной, пограничной с Сибирской платформой, зоной Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП). Тектоника Южного сектора ВСНП подробно описана в работах [1, 3]. В нем выделяют три зоны: Кыллахскую, Сетте-Дабанскую и Аллах-Юньскую. Зоны различаются своим осадочным выполнением и тектоникой. Такое деление отражает миграцию депоцентра осадочного бассейна на восток в течение рифея – палеозоя, а структурный стиль в них определяется близостью Сибирской платформы и распределением устойчивых, компетентных пород в осадочном чехле [3]. Нелькано-Кыллахским надвигом КНЗ отделяется от Алдано-Майской плиты (АМП) Сибирской платформы. Обе структуры (КНЗ и АМП) составляют Алдано-Майский осадочный бассейн (АМОБ) рифейского заложения, осадконакопление в котором продолжалось на протяжении полутора миллионов лет. За этот период накопилась толща осадков мощностью до 16 км. АМОБ подвергся значительным деформациям на этапе мезозойской тектонической активизации, связанной с коллизией Верхоянской пассивной окраины с Колымо-Омолонским микроконтинентом [2].

Из трех зон Южного сектора ВСНП КНЗ наименее деформирована складчато-разрывными дислокациями. Осадочные комплексы КНЗ аналогичны АМП и представлены преимущественно рифей-вендскими, кембрийскими и юрскими последовательностями, сложенными песчано-глинистыми и карбонатными породами. Мощные жесткие песчаные и карбонатные толщи предопределили развитие крупных надвиговых пластин с простым внутренним строением [3]. Надвиги КНЗ имеют субмеридиональное простирание, их протяженность составляет сотни километров (рис. 1Г). Фронты надвигов хорошо выражены в рельефе благодаря гребневидным формам эродированного форланда. Субпараллельно Нелькано-Кыллахскому надвигу расположены Гувиндинская и Челатская (Чагдинская по [1]) надвиговые пластины. Улахан-Бомская - Акринская надвиговые системы отделяют КНЗ от Сетте-Дабанской складчатой зоны ВСНП [1, 3]. Надвиги КНЗ имеют листрическую форму. Крутые вблизи поверхности, с глубиной они выполаживаются и соединяются. Фундамент надвигами не затронут. Детачмент

приурочен к подошве компетентных пачек и параллелен слоистости осадочных отложений. При этом висячие крылья не несут следов складчатых деформаций, в лежачих крыльях, в узкой зоне проявляются складки, малоамплитудные надвиги, срывы [1]. В КНЗ выделяются (с юга на север) Майский, Центральный и Кыллахско-Эбейке-Хаятинский сегменты [1]. По мнению [3] сегменты различаются по приуроченности базального детачмента к разным стратиграфическим подразделениям, что указывает на присутствие поперечных поднятий домезозойского возраста. Существуют глубинные разрезы всех трех сегментов КНЗ и дана оценка перемещений по надвигам, определенная по геологическим данным [1, 3].

В период 2005–2014 гг. территория АМОБ изучалась сейсморазведкой с целью уточнения его углеводородного потенциала. Несколько сейсморазведочных профилей были пройдены по КНЗ. Сравнение сейсмических и геологических разрезов показало правильность геологических построений, но сейсмические разрезы значительно уточнили строение КНЗ. Для примера, приведен сейсмогеологический разрез по профилю, пройденному по границе Кыллахско-Эбейке-Хаятинского и Центрального сегментов (рис.1А, Б).

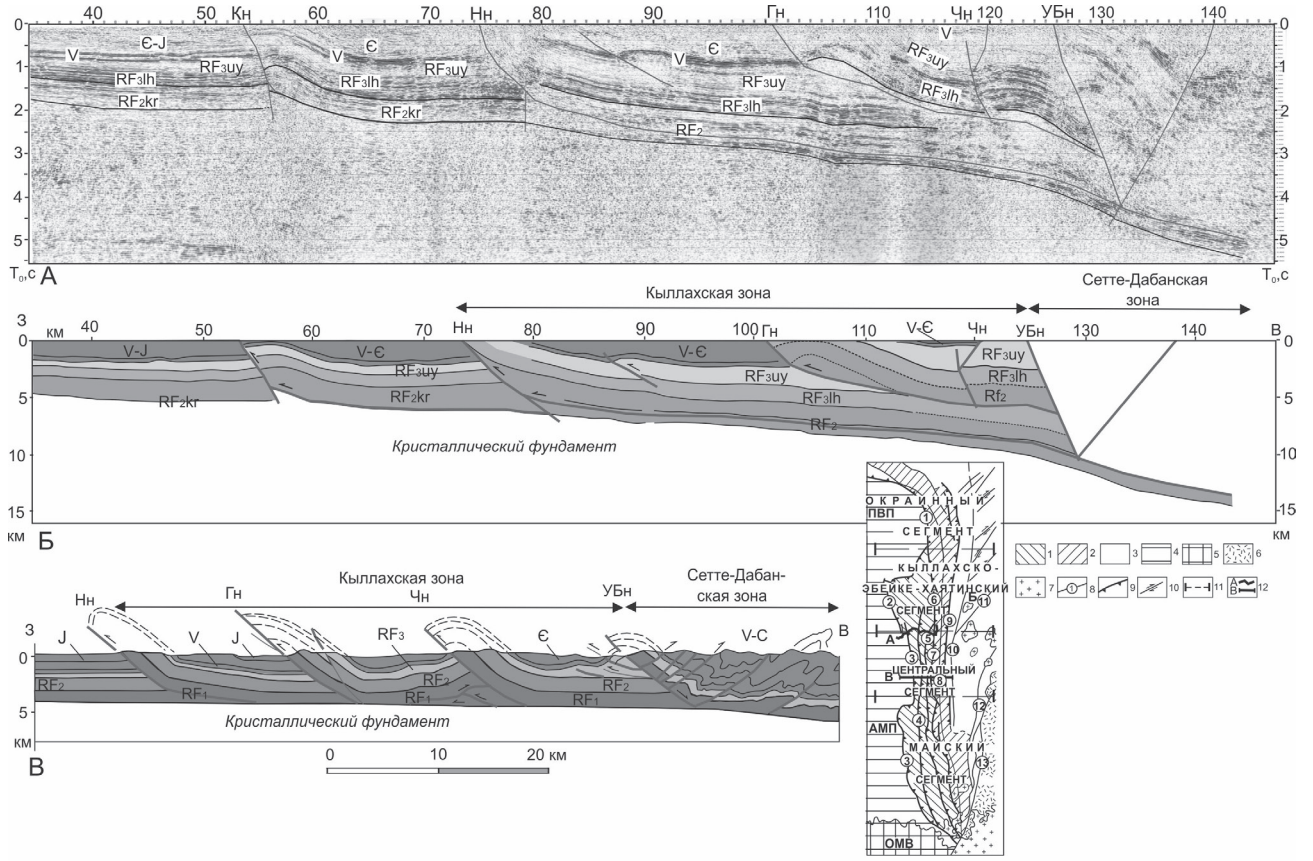


Рис.1 Временной (А), сейсмогеологический (Б) и геологический [2] (В) разрезы Центрального сегмента Кыллахской надвиговой зоны и схема тектонического районирования западной части Южного Верхоянья [1] (Г).

На разрезах: T_0, с – двойное время пробега отраженной волны; V – венд, R_3uy – уйская серия верхнего рифея, R_3lh – лахандинская серия верхнего рифея, R_2kr – керпыльская серия среднего рифея, R_2 – средний рифей (керпыльская и аимчанская серии). Кн – Кыллахский надвиг, Нн – Нельканский надвиг, Гн – Гувиндинский надвиг, УБН – Улахан-Бомский надвиг.

На схеме:1 – Кыллахская; 2 – Сетте-Дабанская; 3 – Аллах-Юньская складчатые зоны; 4 – Сибирская платформа; 5 – Алданский щит; 6 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 7 – граниты; 8 – основные разломы региона (1 – Окраинный, 2 – Кыллахско-Эбейке- Хаятинский, 3 – Нельканский, 4 – Гувиндинекий, 5 – Чагдинский, 6 – Акринский, 7 – Улахан-Бомский, 8 – Бурхалинский, 9 – Восточно-Сетте-Дабанский, 10 – Минорский, 11 – Анчинский, 12 – Юдомский, 13 – Билякчанский); 9 – взбросы и надвиги; 10 – сдвиги; 11 – границы сегментов; 12 – линии разрезов: А – сейсмического, В – геологического. ПВП – Предверхоянский краевой прогиб, АМП – Алдано-Майская плита, ОМВ – Омнинско-Батомгский выступ.

Сейсмические разрезы убедительно показали, что перемещения по надвигам не затрагивают фундамента, как предполагалось на ранних этапах изучения этого региона (рис.1А). На разрезах видно, что внутри надвиговых пластин сохраняется структура осадочных слоев, хотя и осложняется мелкими дислокациями. Это позволило уточнить мощности стратиграфических подразделений в КНЗ и включить их в состав АМОБ. Потеря корреляции отражающих горизонтов (ОГ) происходит только во фронте надвиговых пластин, где они резко воздымаются, выходят на поверхность и со временем подвергаются эрозии (рис.1А, Б).

Относительно положения базального детачмента также картина стала более наглядной, хотя некоторые сомнения остаются в связи со сложностью идентификации отражающих горизонтов через область форланда надвиговой пластины.

На представленном (рис.1А, Б) сейсмическом разрезе осадочный чехол включает следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): аимчанскую и керпыльскую серии среднего рифея, лахандинскую и уйскую серии верхнего рифея, венд-кембрийские, а в плотформенной части еще юрские осадочные образования. Он пересекает Кыллахский и Нельканский надвиги, отделяющие КНЗ от Сибирской платформы (рис.1Г). Кыллахский надвиг пересечен в его южном окончании и проявлен на сейсмическом разрезе в виде приразломной складки с перемещением надвиговой пластины порядка первых километров. Базальный детачмент Кыллахского надвига проходит по кровле фундамента, так как наблюдается воздымание всего осадочного чехла (рис.1А, Б). Более значительные перемещения происходили по Нельканскому надвигу, о чем свидетельствует крутое воздымание тектонической пластины, изменение мощностей осадочных комплексов до и после надвига. Из-за невозможности оценить мощность эродированной части разреза точное перемещение по надвигу вычислить нельзя, но для сохранившейся части оно составляет около 5 км. По Гувиндинскому надвигу тектоническая пластина надвинута как минимум на 20 км. Челатский надвиг пересечен линией разреза в зоне его затухания и слияния с Улахан-Бомским разломом. Вероятно, поэтому он слабо проявлен на этом разрезе. Детачмент Нельканской и Гувиндинской надвиговых пластин проходил, видимо, по границе терригенной и карбонатной частей керпыльской серии среднего рифея. В поле отраженных волн идентифицировать ОГ Улахан-Бомской пластины невозможно, прослеживаются только отдельные фрагменты крутопадающих ОГ. Улахан-Бомский разлом разделяет КНЗ и Сетте-Дабанскую зону. Восточнее сейсмическая картина вообще не поддается расшифровке. Это объясняется крутыми разломами противоположной вергентности, преобладающими в Сетте-Дабанской зоне [1, 3] (рис.1В). В восточном направлении плавно возрастает мощность осадочного чехла АМОБ, но после Улахан-Бомского разлома фундамент довольно резко погружается (рис.1А, Б). Для сравнения приведен геологический разрез по линии, проходящей южнее сейсмического профиля, но также в Центральном сегменте КНЗ (рис.1В). На сейсмическом разрезе уточнены мощности осадочных подразделений, их стратиграфическая привязка, положение базального детачмента. Анализ сейсмических разрезов, проходящих через КНЗ показал, что деформации усиливаются в северном направлении. На особенности тектоники Кыллахско-Эбейке-Хаятинского сегмента повлиял нижнерифейский осадочный комплекс, слагающий ряд прогибов северо-восточного направления в основании АМОБ. Приведенные результаты являются предварительными и будут в дальнейшем уточняться. Автор благодарит специалистов ООО «Якутскгеофизика», а также А.В. Прокопьева за предоставленные геолого-геофизические материалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья / Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1989. 189 с.

2. Прокопьев А.В. Мезозойский орогенез в Южном Верхоянье // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017.

3. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure:examples from the Neoproterozoic–Mesozoic east Siberian passive margin // Tectonophysics, 2003. V. 365. P. 23– 43.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

И.А. Савинский[1], И.Ю. Сафонова [1,2,3], Ш. Маруяма [4], А.А. Перфилова [1,2], А.В. Гурова [1,2]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

e-mail: ilya.savinskiy@gmail.com

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[3]Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Аккреционные комплексы образуются вдоль конвергентных окраин тихоокеанского типа, в месте субдукции океанической плиты под островную дугу или континентальную окраину. Большинство аккреционных комплексов состоят из литологически устойчивых ассоциаций: базальт, известняк, кремни, кремнистые аргиллиты и турбидиты. Эти ассоциации горных пород известны как «стратиграфия океанических плит» (СОП [1]). СОП является одним из основных компонентов аккреционных комплексов в различных местах по всему миру от архея до палеозоя [2]. Породы СОП, сформированные на океанической плите, отделяются от океанической плиты при субдукции и потом надвигаются или поддвигаются, входя в состав аккреционного клина. По мере погружения плиты происходит фрагментация и тектоническое «смешение» пород СОП в результате деформационных процессов. Отделение или «срыв» пород СОП от субдуцирующей океанической плиты происходит вдоль границы скольжения плит, двигающихся во встречных направлениях –поверхности «деколемана». В зависимости от положения «деколеман», т.е. глубины и расстояния от глубоководного желоба, в разных местах аккреционного клина локализуются различные пачки/ассоциации пород СОП.

В результате отделения пород СОП от субдуцирующей плиты и их аккреции происходит последовательное срезание и «смешение» от верхних осадочных пород СОП до мафических пород в основании океанической плиты, затем дальнейшее присоединение пород СОП к ранее существовавшему аккреционному клину. При этом в разломных зонах по мере погружения океанической плиты можно наблюдать как смешение внутри осадочных пачек СОП, так и последовательное преобладание мафических пород СОП среди осадочных толщ. Генезис аккретированных мафических пород различается в зависимости от положения «деколемана» [4]. Если по мере погружения от «деколемана» отделился симаунт, то базальт в составе аккретированных СОП может быть OIB-типа. Если «деколеман» расположен глубже, то мафические породы могут быть представлены базальтами MORB-типа.

Реконструкция истории развития Палеоазиатского океана является важнейшим и актуальным вопросом геологической истории Азии, так как в ходе его эволюции образовался Центрально-Азиатский складчатый пояс, который протягивается от Урала и Тянь-Шаня до Дальнего Востока [6]. В течение всего раннего и среднего палеозоя происходила аккреция фрагментов океанической коры и островодужных систем к активным окраинам Палеоазиатского океана. В ЦАСП выделяют аккреционные комплексы с образованиями СОП ранне-среднепалеозойского возраста, которые идентифицированы в Китайской Джунгарии, центральном Казахстане, Южном Тянь-Шане и северной Монголии [2,4]. Для реконструкции ранне-среднепалеозойской (ордовик-ранний силур) эволюции Палеоазиатского океана нами была изучена Итмурундинская зона северного Прибалхашья центрального Казахстана. В серпентинитовом меланже Итмурундинского комплекса присутствуют фрагменты дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-пироксенитового комплексов, а также полосчатые и изотропные

габбро, фрагменты дайкового комплекса и деформированные плагиограниты. В том числе описаны фенгитовые эклогиты, гранат-фенгит-глаукофановые сланцы, амфиболовые сланцы и метавулканиты с глаукофаном и многочисленные разновидности метасоматических пород, таких как глаукофан-рихтеритовые альбититы, серпентиниты с жилами щелочного амфибола и жадеита. Предварительно оцененные параметры пика метаморфизма эклогитов и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев отвечают P=14–16 кбар и T=550–600 °C [3],

Итмурундинский аккреционный комплекс включает породы 3-х свит (снизу-вверх): итмурундинской, казыкской и тюретайской с возрастом от позднего неопротерозоя до кембрия. Итмурундинская свита (O_{1-2}) сложена базальтами, кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В составе казыкской свиты (O_{2-3}) преобладают кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита (O_3-S_1) представлена в основном кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В целом характер деформаций, взаимоотношение и соотношения пород СОП в Итмурундинском АК меняется с запада на восток, то есть от ультрамафических пород, серпентинитового меланжа к преимущественно осадочным толщам Итмурундинской свиты, Казыкской и Тюретайской свит.

В *Итмурундинской свите* эффузивные породы основного состава представлены пиллоу-лавами, местами сильно рассланцованы с разноориентированными бороздами скольжения. Кремнистые породы, глинистые породы и турбидиты обнаруживаются в виде линз и будин, имеют спорадические выходы по всей зоне распространения Итмурундинской свиты. Зачастую кремнистые породы сохраняют первичную слоистость с сохранением «лент». Однако, они сильно деформированы и раскристаллизованы, до появления муллион-структур, опрокинутых складок и хорс-структур со взбросовой кинематикой. Интенсивность и характер деформаций пород свидетельствуют о многочисленных тектонических этапах в период накопления итмурундинской свиты, о чем также свидетельствует широкое распространение брекчий, гравелитов и гравелито-брекчий. В целом характер деформаций обнажений отражает внутреннюю структуру Итмурундинской свиты. Базальты итмурундинской свиты близки обогащенному типу OIB и E-MORB и формируются в пределах океанических островов или симаунтов [5].

Казыкская свита преимущественно сложена переслаивающимися кремнями, алевролитами, разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Брекчии состоят из остроугольных обломков кремней, кремнистых аргилитов, алевролитов, песчаников, порфиритов основного состава, реже кислых эффузивов, сцементированных алевролито-песчаниковым материалом. На некоторых участках появляются эффузивы основного состава, среди осадочных пород появляются горизонты базальтов. Базальты струями «втекают» в толщи кремней, возможно, внедрение базальтов происходило, когда они были слабоконсолидированы. Среди базальтов наблюдаются линзы и будины кремней. Кремни обнажаются в основном по хребтам возвышенностей. Отложения кремней слагают опрокинутые крутопадающие складки с западным падением шарниров, флексуры, коробочатые складки. Хемипелагические породы представлены мощными пачками разноцветных кремнистых аргилитов и алевролитов (красные и зеленые), среди которых находятся толщи песчаников, кремней и линзы базальтов. Деформации, проявленные в казыкской свите, могут проявляться в поздних этапах скучивания.

Тюретайская свита представлена на юго-востоке Итмурундинского аккреционного комплекса и представляет собой так называемый перевернутый дуплекс, названный по аналогичной структуре разреза Инуяма аккреционного комплекса Мино на острове Хонсю в Японии — эталона мирового типа СОП [1]. В состав тюретайской свиты на данном участке входят преимущественно отложения кластических пород, они слагают крупные антиклинальные структуры на востоке Итмурундинской зоны. Примерно половина мощности свиты представлена гравелитами, брекчиями и песчаниками. Обломки брекчий представлены кремнями, базальтами, алевролитами, кремнистыми алевролитами. Структурно в этом районе свита представляет собой относительно большую изоклинальную складку с осевой плоскостью параллельно основным разломам. Ядро складки состоит из эффузивов основного состава, тогда как фланги

представляют собой кремнистые аргиллиты, алевролиты, серые песчаники с крупными линзами базальтов. Складка локально нарушается разломами. Это свидетельствует о том, что при формировании пород крыльев складки были захвачены породы из центральной части посредством формирования дуплексов; затем произошло образование крупных складчатых структур. Базальты тюретайской свиты сопоставимы с вулканитами океанических спрединговых центров N-MORB [5].

Таким образом, Итмурундинская зона по структурным и литологическим особенностям относится к конвергентным окраинам тихоокеанского типа, а именно, к аккретированным элементам стратиграфии океанической плиты (СОП). В Итмурундинском АК зафиксировано последовательное срезание, фрагментация и «смешение» верхних осадочных пород СОП с мафическими и ультра-мафическими породами океанической плиты, тем самым отражая степень вовлечения пород СОП в состав аккреционного клина вдоль деколемана.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проекты № 20-77-10051 и №21-77-20022), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-90091) и госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan Tectonophysics, 1990. 181. P. 179–205.

2. Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Pola A., Santosh M., Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research, 2013. 24. P. 501–547.

3. Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A. First find of phengite eclogites and garnet-glaucophane schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan) Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / Eds. C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng. Petrozavodsk: KRC RAS, 2019. P. 65.

4. Safonova I., Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy,petrology, and geochemistry. Gondwana Research, 2016. 33. P. 92–114

5. Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. P. 49–69.

6. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Asia // Nature, 1993. 364. P. 299–307.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭПИЗОДОВ СУБДУКЦИОННОЙ ЭРОЗИИ НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ

И.Ю. Сафонова[1,2,3], А.И. Ханчук[4,5]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,
e-mail: inna03-64@mail.ru

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[3] Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

[4]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

[5]Геологический институт РАН, г. Москва

Процессы субдукционной или тектонической эрозии происходят на конвергентных окраинах тихоокеанского типа (КОТТ). Недавние детальные исследования геологии и стратиграфии современных КОТТ выявили наличие среди них двух контрастных типов:

аккретирующих и эродирующих. Аккретирующие КОТТ включают отложения древних аккреционных и фронтальных призм и растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает. Эродирующие КОТТ характеризуется разрушением призмы, сближением желоба и дуги и обычно формируются в случае пологой и быстрой субдукции с участием элементов рельефа океанического дна, а также при плоской субдукции, когда отсутствует надсубдукционная магматическая дуга. Механизм тектонической эрозии включает деструкцию океанического слэба[1], островных дуг, аккреционной призмы, передовой дуги и преддугового клина. Процессы субдукционной эрозии широко проявлены на КОТТ Циркум-Пацифики: Южной и Центральной Америки, желобов Тонга и Нанкай, Аляски, но также реконструируются в составе складчатых поясов, образованных на месте закрытия древних океанов, например, в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), образованного в процессе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО).

В истории Земли в целом и в фанерозойской истории Азии в особенности были периоды, когда на КОТТ преобладали процессы аккреции, но были таковые, когда большая часть вновь образованной континентальной коры островных дуг и аккретированных океанических пород разрушалась. Разрушение магматических дуг и снос эродированного материала в преддуговой бассейн и глубоководный желоб приводит к формированию характерных обломочных осадочных пород – граувакковых песчаников, в том числе и входящих в состав турбидитов. Турбидиты, отлагающиеся в глубоководном желобе, формируются за счет размыва прилегающей внутриокеанической или континентальной дуги. Состав турбидитов отражает либо состав собственно внутриокеанической дуги, либо состав континентальной дуги и других террейнов континента, находящихся в области сноса, соответственно. На этом этапе связь таких турбилитов с тектонической эрозией не очевидна. Но внутриокеаническая дуга может быть аккретирована к активной континентальной окраине и эродирована на последующем этапе субдукции. На ее разрушение будет указывать состав песчаников и детритовых цирконов в них, а также присутствие фрагментов надсубдукционных офиолитов в аккреционной призме. То есть при субдукционной эрозии континентальной окраины могут быть полностью или частично эродированы более древние аккреционные призмы, преддуговые структуры и магматические дуги. В этом случае состав песчаников, возраст и изотопный состав детритовых цирконов в них будет отражать разрушение континентальной коры. Таким образом, граувакковые песчаники и турбидиты, связанные с внутриокеаническими зонами субдукции, по валовому составу практически идентичны магматическим продуктам «материнских» дуг. Такие обломочные породы часто содержат детритовые цирконы, возраст которых отвечает таковому субдукционного магматизма. Напротив, продукты эрозии окраинно-континентальных дуг отражают в составе увеличение доли сиалических источников сноса и могут содержать более древние детритовые цирконы.

Вследствие субдукционной эрозии при субдукции и закрытии океана магматические дуги могут быть частично или даже полностью утрачены из геологической летописи. В отличие от них большая часть турбидитов и песчаников остается на поверхности, позволяя нам определить природу бывшей магматической дуги - внутриокеаническую или окраинно-континентальную. Если геохимические характеристики песчаников соответствуют среднему составу основных и средних островодужных магматических серий (толеитовые и известково-щелочные базальты и андезиты), изотопный состав Nd в породе и Hf в цирконах соответствует ювенильной коре (положительные эпсилон Nd и Hf), а распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов из песчаников имеет унимодальный

1 Под деструкцией океанического слэба имеется в виду образование системы разломов и связанной с ними системы горстов и грабенов, его изгибе при приближении к зоне субдукции. Вклад в субдукционную эрозию обеспечивается как за счет этого рельефа, который разрушает висячее крыло зоны субдукции, т.е. дугу и призму, снизу, за счет проникновения в слэб воды и развития эффекта гидравлического растрескивания и за счет сноса в грабены материала собственно слэба.

характер, то исходная с высокой долей вероятности дуга была внутриокеаническая. Если состав песчаников предполагает доминирование в источниках сноса андезитов и кислых разностей (дациты-гранодиориты и риолиты-граниты), их величины эпсилон Nd и Hf имеют отрицательные значения, а распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов полимодальное, то разрушалась, скорее всего, континентальная дуга (или активная континентальная окраина).

При формировании Азиатского континента, особенно его ядра – ЦАСП, процессы аккреции доминировали на КОТТ ПАО в позднем неопротерозое - раннем палеозое и позднем палеозое - раннем мезозое, а тектонической эрозии – в среднем палеозое. Эпизоды тектонической эрозии были реконструированы в ЦАСП на основе изучения надсубдукционных и аккреционных комплексов СЗ Алтая, центрального и восточного Казахстана, южного Забайкалья – северной Монголии, южного (Кыргызстан, Узбекистан) и северного (Кыргызстан) Тянь-Шаня. В складчатых поясах тихоокеанского типа этих регионов имеются признаки исчезновения больших объемов континентальной коры (сокращенное расстояние между одновозрастными надсубдукционными и аккреционными образованиями) и/или широко проявлены песчаники грауваккового состава, а одновозрастные и схожие по составу (геохимические характеристики, изотопный состав) магматические комплексы находятся в резко подчиненном количестве. В целом, геологическими критериями тектонической эрозии являются: (1) малые размеры магматических тел с надсубдукционными геохимическими характеристиками (по сравнению с современными дугами); (2) уменьшенное (по сравнению с актуалистическими аналогами) расстояние между желобом и магматической дугой, если таковая сохранилась, (3) присутствие в серпентинитовых меланжах, характерных для многих орогенов тихоокеанского типа, фрагментов пород магматических дуг. С практической точки зрения перспективным представляется корреляция между процессами тектонической эрозии и процессами образования медно-порфировых месторождений по аналогии с таковыми, трассирующими зоны субдукции тихоокеанской окраины Южной Америки.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022) и госзадания МОН РФ № АААА-А19- 119072990020-6.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ГРАНИТОИДОВ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю.В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,

e-mail: smirnova@ascnet.ru

Северо-восточный фланг Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса в российской литературе обычно рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна [2]. Он сложен фаунистически неохарактеризованными условно верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями [2]. Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами. История формирования Нора-Сухотинского террейна рассматривалась с различных тектонических позиций, однако, существующие модели являются, во многом, дискуссионными. Это обстоятельство, в первую очередь, связано с отсутствием надежных геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических данных для геологических комплексов, слагающих данный террейн. Важное значение для понимания строения и эволюции Нора-Сухотинского террейна имеют гранитоиды, несущие информацию о характере геодинамических событий. В данной публикации

рассматриваются химические особенности гранитоидов массива горы Медведка с целью выявления геодинамической обстановки их формирования. Массив прослеживается вдоль русла реки Селемджа в северо-восточном направлении от реки Сингуч до реки Уландочка при ширине 20 км и протяженности около 60 км. Массив перекрыт кайнозойскими рыхлыми отложениями Амуро-Зейской депрессии и лишь в северной части граниты прорывают вулканогенно-осадочные образования неклинской толщи Нора-Сухотинского террейна. Возраст гранитоидов массива горы Медведка согласно результатам проведенных U-Pb геохронологических исследований составляет 378± млн лет [1]

В строении массива горы Медведка преобладают слабогнейсовидные гастингсит-биотитовые граниты. Главными породообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат – микроклин, микроклин-микропертит (30–35%), кварц (25–30%), плагиоклаз – альбит (25–30%). Темноцветные минералы представлены амфиболом (5–7%) и биотитом (3–5%). По составу амфиболы близки к гастингситу и ферроэденитy. Структура гипидиоморфнозернистая гранитовая мелко-среднезернистая. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, ильменит, гидроксиды железа.

Для определения наиболее вероятной геодинамической обстановки формирования позднедевонских гранитоидов использовались наиболее известные и опробированные дискриминационные диаграммы, в основе которых лежат содержания и соотношения основных породообразующих компонентов и микроэлементов. Так на бинарных диаграммах (Nb+Y) – La/Yb, (Nb+Y) – Gd/Yb, (Nb+Y) – Sm/Yb [7] фигуративные точки составов гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка близки к составам гранитов А – типа. Подобный вывод следует из анализа диаграмм ($CaO+Al_2O_3$) – ($CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$) и Al_2O_3 – ($CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$) [4].

В свою очередь, рассматриваемые гастингсит-биотитовые граниты характеризуются повышенными значениями соотношений Y/Nb и Yb/Ta, лежащих в основе диаграммы, предложенной [5], и соответствуют гранитам A_2 – типа. Такой же вывод следует из диаграмм Y – Nb – Zr/4, Y – Nb – Ce, Y – Nb – Th*3, Y – Nb – Ga*3 [5].

Граниты A_2-типа встречаются в различных геодинамических обстановках [5, 7 и др.]. Помимо широко распространенной точки зрения, согласно которой граниты этого типа образуются в поздне- и пост-коллизионной обстановках, в последние годы убедительно показано, что они формируются также при смене геодинамической обстановки субдукции на сдвиговое перемещение литосферных плит, что соответствует понятию трансформная континентальная окраина [3]. С учетом того, что коллизионные процессы приходятся на раннюю пермь и фиксируются син- или пост-коллизионными щелочными гранитами [6], то, вероятнее всего, позднедевонские граниты массива горы Медведка отражают проявление обстановки трансформной континентальной окраины в истории формирования Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса // Тихоокеанская геология (в печати).

2. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240 – 243.

4. Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos, 2007. V. 93. P. 215 – 233.

5. Eby G.N. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992. V. 20. P. 641 – 644.

6. Tong Y., Wang T., Jahn B.M. Sun M., Hong D.W., Gao J.F. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: geochronology, petrogenesis and tectonic implications // American Journal of Science, 2014. V. 314. N 1. P. 80 – 109.

7. Whalen J.B., Hildebrand R.H. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos, 2019. V. 348 – 349. P. 1 – 19.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОР БУКАНТАУ

Б.Н. Урунов

Университет геологических наук, г. Ташкент, Узбекистан,

e-mail: urunovbaxrom@mail.ru

Определение главных факторов локализации рудных полезных ископаемых является необходимым условием повышения эффективности их прогнозирования и поисков. Одним из путей успешного выявления факторов локализации служит изучение региональных и локальных особенностей геологического строения территорий, предопределяющих закономерности размещения месторождений.

Главными факторами размещения оруденения, кроме структурных, являются стратиграфические, литологические, магматические и др.

Для Букантау характерна взаимодополняющая роль региональных рудоконтролирующих разрывных тектонических структур и брахиформных складок, во многом предопределяющих позиции рудных полей и месторождений [1].

Бозтауская, Кокпатасская и Окжетпесская антиформы прослеживаются цепочкой в центральной части гор Букантау. Строение названных структур схожее между собой и вытянуты в запад-северо-западном направлении и трассируют зону развития Кокпатасского глубинного разлома. Важную роль в локализации прожилково-вкрапленных, золотосульфидных руд играют рудоэкранирующие поверхности, которыми являются обычно, также плоскости надвигов [2].

В структурном плане каждая из возвышенностей имеет довольно сложное строение. Основная складчатость СЗ ориентировки с простиранием главных осей по азимуту 290° – 300°, представлена системой линейных сильно сжатых складок часто изоклинальной формы.

Из схематической карты рудоносности рассматриваемой территории (рис. 1) достаточно отчетливо прослеживается взаимное благоприятное сочетание стратиграфо-литологических и геолого-структурных факторов контроля размещения золотого оруденения, проявляющееся в следующих.

1. Основные выявленные месторождения (более 80%) пространственно приурочены к периферийным частям карбонатного ядра брахиоподнятий Бозтау, Кокпатас и Окжетпес.

2. Все месторождения и проявления золота Букантау размещаются в пределах протяженных внутриблоковых зон смятия и дробления. Последние обычно субсогласны с вмещающими толщами в пределах объектов Кокпатасского рудного поля. В тоже время в пределах Бозтауского и Окжетпесского поднятий наблюдается преимущественное развитие секущих, зачастую крутопадающих зон смятия и рудных тел. Эти зоны играют роль рудоконтролирующих структур и могут быть сопоставимы с рудоподводящими разломами. Кроме смятия и дробления, для зон характерны мелкие штоки и дайки формации малых тел пестрого состава, образующие часто пояса и пучки, иногда отмечается повышенное количество кварцевых жил и прожилков.

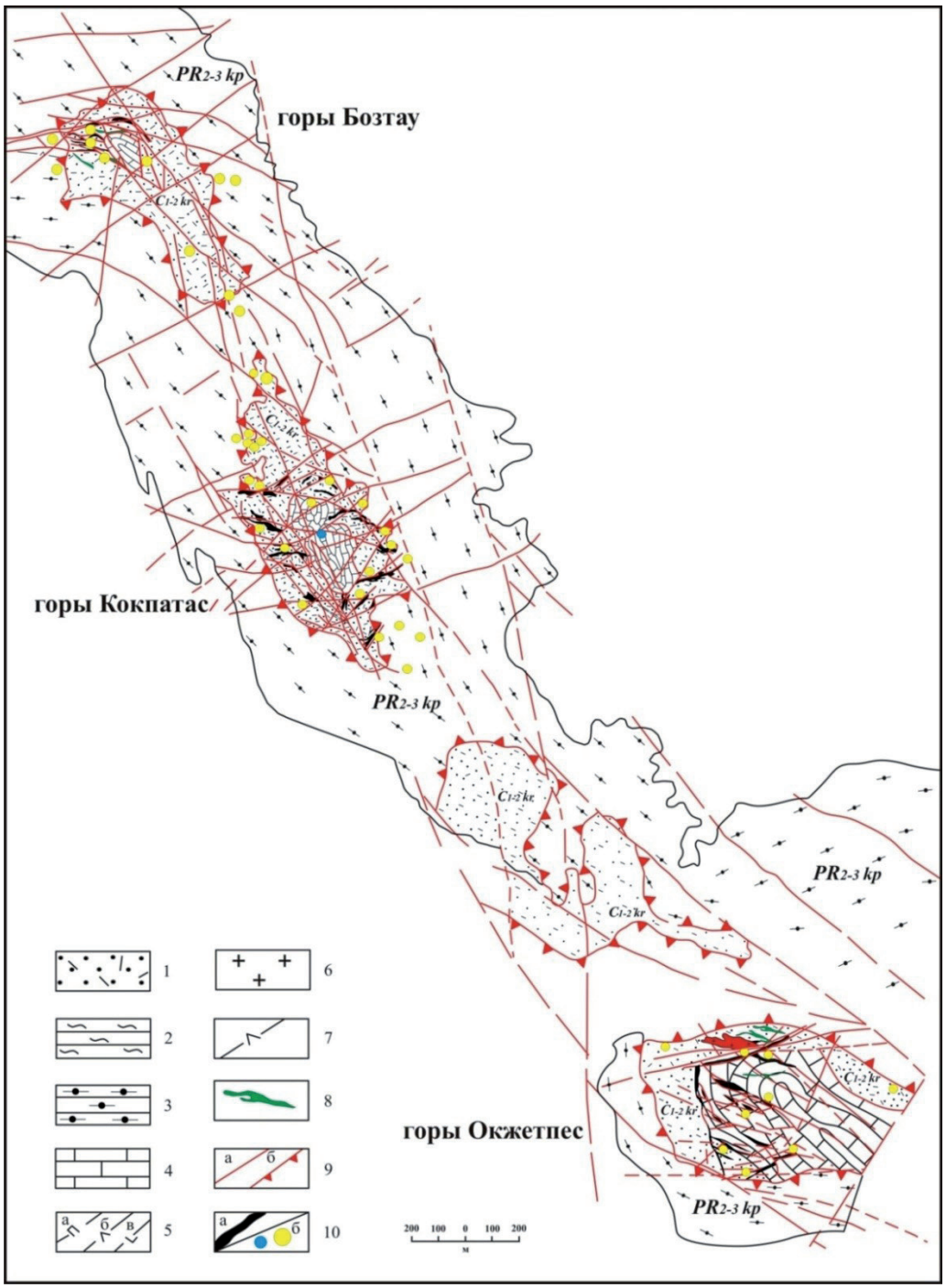


Рис. 1. Схема структуры и рудоносности зоны центральной части гор Букантау.

1 – Карашахская свита (C_2): песчаники, алевролиты, сланцы, туфоалевролиты, туфобрекчии; 2 – кокпатасская свита (R_{2-3}): микрокварциты, известняки, доломиты, сланцы, алевролиты, песчаники; 3 – кокпатасская свита (R_{2-3}): кремнистые породы; 4 – джускудукская свита (C_1): известняки; 5 – саутбайский габбро-сиенит-граносиенитовый комплекс (P_1): спессарититы (а), диоритовые порфириты (б), керсантиты и вогезиты (в). Кокпатасский кварцево-диорит-гранитовый комплекс (C_2): 6 – кварцевые порфиры; 7 – гранодиориты, адамеллиты; 8 – букантауский гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс (C_2): базиты, гипербазиты; 9 - разломы (а), надвиг (б); 10 – рудные тела (а), рудные участки (б).

3. Роль рудоконтролирующих структур играют поперечные и диагональные разрывы и зоны разрывов разного порядка: от мелких, влияющих на локализацию рудных тел и столбов на месторождениях, до региональных, вблизи и на пересечении которых с продольными зонами локализуются крупные рудные зоны и месторождения.

4. Многочисленны разрывные нарушения, разбивающие основную складчатую структуру региона на серию различных по размерам и форме тектонических блоков. В ядре и приядерной частях антиформ развиты мелкие разрывные нарушения, характеризующиеся зонами дробления, метасоматического и жильно-прожилкового окварцевания, доломитизации и сульфидизации, часто несущие золоторудную минерализацию. Мощность подобных структур от 5–10 м до 25–30 м.

Основные рудовмещающие породы в пределах рассмотренных обектов относятся к группе существенно кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитов (березитов), состав которых зависит, главным образом, от исходных литологических разностей пород. Исследования свидетельствуют, что повышенные содержания рудных компонентов устанавливаются в интенсивно окварцованных породах, кремнистых брекчиях и роговиках преимущественно в местах их осложнения секущими разломами [1].

Стратиграфический фактор свидетельствует о том, что золоторудные залежи и рудопроявления сульфидно-вкрапленных руд кокпатасского типа приурочены в основном к отложениям карашахской свиты среднего карбона (C_2b+m_1 kr). Причем золотосульфидная минерализация в породах карашахской свиты распределена неравномерно. Около 50% разведанных запасов золота приурочено к породам третьей пачки (C_2b+m_1 kr_3); около 40% – к породам второй пачки, а остальное приходится на породы первой пачки.

Литологический фактор проявился в приуроченности золотосульфидной минерализации к песчаникам, туфопесчаникам в породах первой и второй пачек. В отложениях третьей пачки золотосульфидная минерализация, в основном, приурочена к тонкополосчатым углисто-кварц-хлоритовым сланцам, которые локализуются в кровле и подошве пачки.

Магматический фактор проявился в широком развитии на площади штоко- и дайкообразных тел имеющегося здесь крупного интрузива кварцево-диоритового состава, с которым связывают парагенетическую связь золотого оруденения района. [4]. При благоприятном сочетании литологических и структурных факторов высокие концентрации золотого оруденения могут формироваться в интенсивно окварцованных породах и кремнисто-карбонатных брекчиях, преимущественно в местах развития разноориентированных секущих крутопадающих разломов (табл. 1).

Таблица 1. Основные факторы контроля размещения золотого оруденения гор Букантау

Региональные	**Структурно-тектонические**	1. Месторождения и рудопроявления пространственно приурочены к периферийным частям карбонатного ядра брахиоподнятий Бозтау, Кокпатас и Окжетпес. 2. Многочисленные разрывные нарушения, осложняющие основные складчатые структуры, характеризуются зонами дробления, метасоматического и жильно-прожилкового окварцования, доломитизации и сульфидизации, часто несущие золоторудную минерализацию. 3. Золотое оруденение пространственно связано: - с основным структурным элементом площади – зоной главного Кокпатасского надвига; - со структурами северо-западного направления и зонами их влияния; - с зонами разломов северо-восточного простирания или клиньев, которые они образуют со структурами субмеридионального и диагонального направлений; Наиболее благоприятными локальными структурными факторами являются: - зона пересечений разломов; - клиновидные структуры и участки разветвления разломов; - поднадвиговые позиции, осложненные разломами и др.
	Стратиграфические	Благоприятны для локализации золотого оруденения терригенно-карбонатные образования Карашахкой толщи. Локализуясь преимущественно среди образований карашахского СВК. В пределах Кокпатасского рудного поля около 50% разведанных запасов золота приурочено к породам третьей пачки (C_2b+m_1 kr_3), около 40% - к породам второй пачки (C_2b+m_1 kr_2).

Локальные	Магматические	Наличие крупных интрузивов гранитоидного состава и штоко-дайковых тел кварцево-диоритового состава, с которыми пространственно совпадают зоны золоторудной минерализации.
	Литологические	Тела минерализованных рудовмещающих пород характеризуются развитием окварцования, карбонатизации и беритизации. При благоприятном сочетании литологических и структурных факторов высокие концентрации золотого оруденения могут формироваться в интенсивно окварцованных березитоподобных породах и кремнисто-карбонатных брекчиях, преимущественно в местах развития разноориентированных секущих крутопадающих разломов.
	Минералогические	Золотое оруденение отмечается в следующих ассоциациях: 1. Прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды с дисперсным сингенитичным с сульфидами золотом; 2. Прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды с дисперсным и самородным золотом пылевидного класса в сульфидах; 3. Вкрапленные кварц-пиритовые с дисперсным золотом; 4. Золото-кварцево-прожилково-жильные руды. Наиболее продуктивны первые два типа. Золото тонкодисперсное. Пробность-600-900. Наиболее высокой пробностью отличаются золото в гетитах и гидрогетитах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оранский Н.И. Положение Бозтау-Окжетпесского грабена в региональных структурах Кызылкумов. / Узб. геол. журн., 1984. №4. С.73–75.

2. Рахматуллаев Х.Р. О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас) // Итоги петрометаллогенических исследований. - Ташкент: Фан, 1972. С. 154–170.

3. Седельников Л.В. «Перспективы расширения минерально-сырьевой базы окисленных золотосодержащих руд месторождении гор Центрального и Южного Букантау». // Горный вестник Узбекистана, 2006. № 1. С. 3–7.

4. Тангиров А.И., Исаходжаев Б.А. Прогнозно-поисковые критерии скрытого золотого оруденения месторождений Бозтау-Кокпатас-Окжетпесского тренда // Геология и минеральные ресурсы. Научно-практический журнал, 2016. №3. С. 23–29.

ФОРМЫ НАДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ПРЕДПАТОМСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

М.Н. Шапорина, В.Н. Беспечный, А.Е. Селиванов

АО СНИИГГиМС, г. Новосибирск, e-mail: shaporina@sniiggims.ru

Исследуемая территория расположена на юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), в зоне его сопряжения с Предпатомским региональным прогибом. Антеклиза представляет собой надпорядковую положительную структуру докембрийской Сибирской платформы [2]. Она наиболее четко выражена в рельефе фундамента и в перекрывающих его венд-нижнекембрийских горизонтах осадочного чехла. В составе антеклизы выделяется крупное

поднятие I порядка (Непский свод). В строении поднятия отчетливо выражена асимметрия в строении северо-западного и юго-восточного склонов. Юго-восточный склон Непского свода, сравнительно короткий и крутой, северо-западный – протяженный и пологий. Вершина свода смещена к юго-востоку, к зоне сочленения с Нюйско-Джербинской впадиной, где наиболее отчетливо выражены дизъюнктивные дислокации в фундаменте и низах осадочной толщи. Последние образовались на разных стадиях формирования Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба и являются одним из важных критериев структурно-тектонического районирования территории.

Южнее располагается западный борт Предпатомского регионального прогиба - периферийной структуры Сибирской платформы. Прогиб отделяет Непско-Ботуобинскую антеклизу от Байкало-Патомского нагорья. Ширина прогиба составляет 100–110 км. По данным сейсморазведки мощность осадочного чехла в прогибе быстро нарастает от 1.5–2.0 км до 8–9 км в предгорной части. В настоящее время имеются сейсмические данные и материалы глубокого бурения, позволяющие говорить о том, что Предпатомский прогиб имеет чешуйчато-надвиговую структуру [3].

Вопросами тектоники территории НБА и близрасположенных крупнейших структур Восточной Сибири занимались многие исследователи (Е.В. Павловский, Д.А. Туголесов, М.М. Одинцов, М.Н. Благовещенская, Т.Н. Спижарский, С.П. Ситников, Мигурский А.В., Шемин Г.Г. и другие)

Рифейско-нижнепалеозойские осадочные образования Непско-Ботуобинской антеклизы, подвергшиеся дислокациям, представлены тремя структурно-литологическими комплексами: вендским терригенным, венд-нижнекембрийским карбонатным и кембрийским галогено-карбонатным.

Интерпретация новейших и ретро-сейсмических материалов позволила авторам построить детальную модель тектонического строения, выделить несколько видов надвиговых дислокаций в венд-нижнекембрийском карбонатном комплексе и в кембрийском галогено-карбонатном комплексе. Нижележащий терригенный комплекс венда дислоцирован в меньшей степени. В основании карбонатного венд-нижнекембрийского комплекса залегает пачка, представленная каменной солью с прослоями доломитов, мергелей, аргиллитов, ангидритов. Именно эта пачка солей послужила региональным базальным горизонтом скольжения при формировании надвиговых структур. Соли, перекрывающие карбонатный комплекс– апикальный горизонт скольжения аллохтона.

Протяженные разрезы по сейсмическим профилям юго-западного простирания, ориентированные параллельно фронту надвига, позволили предположить неоднородное строение покровно-надвигового комплекса, который представлен серией латерально расположенных пластин разной степени дислоцированности (рис. 1).

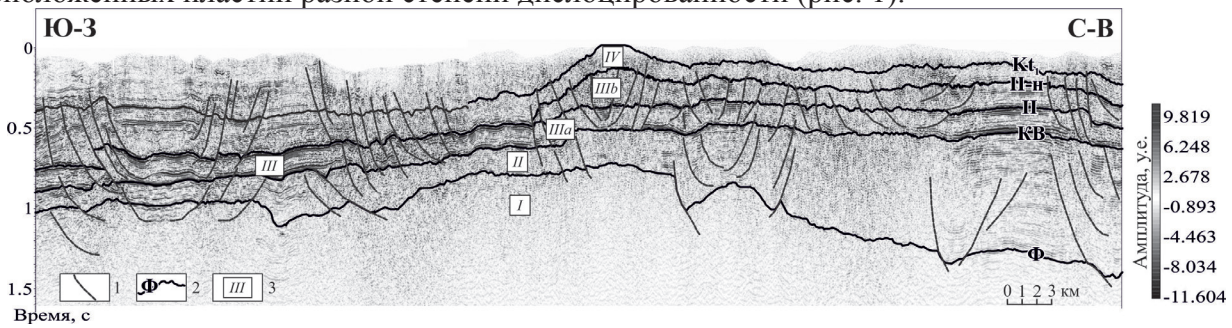


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по профилю, параллельно фронту надвига

1 – разрывные нарушения, 2 – отражающие горизонты и их индексы: Ф – кровля кристаллического фундамента, КВ – кровля терригенного комплекса, II – карбонатного комплекса, II-н – кровля аллохтона, Kt1 – кровля галогено-карбонатного комплекса, 3 – структурно-литологические комплексы: I – породы фундамента, II – терригенный комплекс, III – карбонатный комплекс (a – автохтон, b – аллохтон), IV – галогено-карбонатный комплекс.

Северо-восточная часть исследуемой территории характеризуется развитием протяженного надвигового покрова (шарьяжа). Юго-западнее зона развития шарьяжной структуры постепенно затухает, превращаясь в зону развития чешуйчатого веера с фронтальной последовательностью формирования надвигов (рис. 2). Предполагается, что чешуйчатый веер и покровно-надвиговая структура представляют собой обособленные в плане тектонические пластины, тем не менее, объединяющиеся в единую региональную надвигово-покровную структуру (рис. 1).

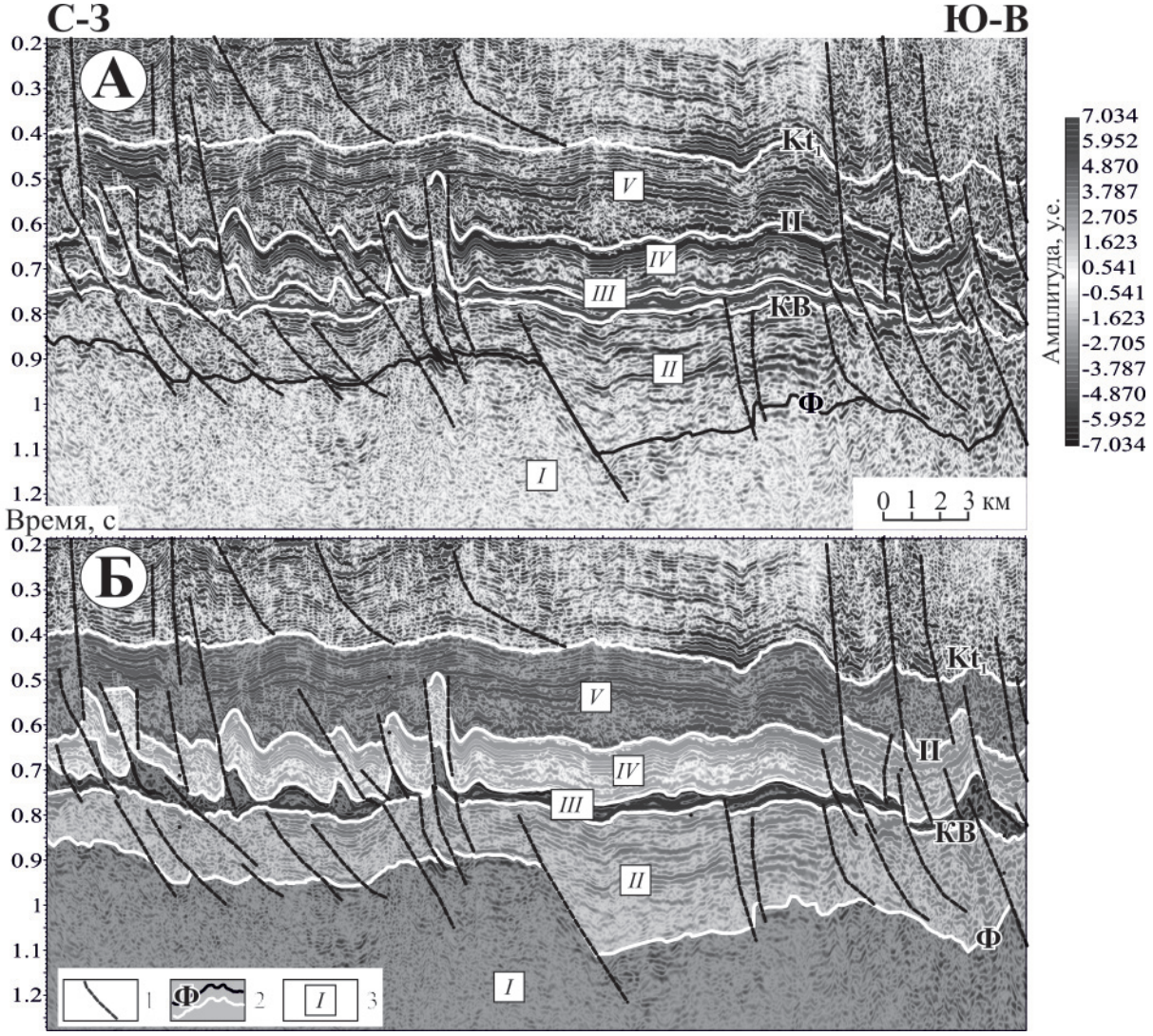


Рис. 2. Сейсмогеологическая модель по профилю, секущему зону развития чешуйчатого веера с фронтальной последовательностью формирования надвигов: А – сейсмогеологический разрез, Б – сейсмогеологическая модель.

1 – разрывные нарушения, 2 – отражающие горизонты и их индексы: Ф – кровля кристаллического фундамента, КВ – кровля терригенного комплекса, II – кровля карбонатного комплекса, Kt1 – кровля галогено-карбонатного комплекса, 3 – структурно-литологические комплексы: I – породы фундамента, II - терригенный комплекс, III – соли, IV – карбонатный комплекс, V – галогено-карбонатный комплекс.

Шарьяжная структура по простиранию в северо-восточном направлении имеет так же неоднородное строение и сложена, по всей видимости, серией латеральных тектонических сегментов, разделенных зонами меланжа (рис.1). Удвоение разреза венд-нижнекембрийских карбонатных отложений вскрыто рядом скважин и освещено в многочисленных научных работах [1, 3]. Ширина покровной части составляет 10 и более км. Нижний срыв, как уже упоминалось выше, расположен в толще солей в подошве карбонатного комплекса. В результате тектонических напряжений происходило активное перераспределение солей. В зоне срыва, перед зоной образования надвигового покрова, соли образуют раздувы – подушки толщиной до

120–200 метров. Такие раздувы хорошо интерпретируются на сейсмических разрезах и вскрыты некоторыми скважинами.

Галокинез так же активно проявлен в зонах между латеральными тектоническими пластинами и во фронтальных частях чешуйчатого веера. Здесь образуются взбросо-складки – антиклинальные складки продольного изгиба, иногда со срывами вдоль осевых поверхностей (рис. 2). Подобные структуры формируются при наличии пластичных слоев солей. В замках антиклинальных складок отчетливо интерпретируются раздувы – «подушки» солей, которые образовались за счет перераспределения соляной толщи в условиях сжатия. На сейсмических разрезах так же фиксируются исключительные случаи прорыва солей в вышележащие отложения, срывов и «всплытия» карбонатных толщ в вышележащие соленосные толщи. Толща солей, перекрывающих дислоцированные карбонатные отложения – апикальный горизонт, так же претерпевала пластическое перераспределение и накапливались в виде подушек и линз в замках синклинальных складок.

Таким образом, интерпретация сейсмических данных позволила нам детализировать строение надвиговой структуры - определено и детализировано ее латеральное и вертикальное строение. Различные тектонические пластины, следующие друг за другом в северо-восточном направлении, имеют индивидуальное строение, усложняющееся в том же направлении от чешуйчатого веера до образования шарьяжа. Наибольшим деформациям подвергались толщи карбонатного подсолевого комплекса вследствие наличия соленосных толщ в его подошве и кровле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мигурский А.В. Масштабные латеральные перемещения пород и флюидов на Сибирской платформе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2010. №1. С. 53–57.

2. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1986. 246 с.

3. Шемин Г.Г. и др., Перспективы нефтегазоносности региональных резервуаров Предпатомского регионального прогиба / (Сибирская платформа). – Новосибирск: Из-во СО РАН, 2018. 315 с.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ КАК ИНСТРУМЕНТ ИЗУЧЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОСАДКОВ РЕКИ РЯЗАНОВКА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Е.А. Элбакидзе

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: Ekato21@mail.ru

Метод диатомового анализа позволяет определить условия образования осадков, и, тем самым, обозначить конкретные индикаторы межледниковых и ледниковых эпох, часто обладающих рекуррентностью. Подготовка образцов для проведения диатомового анализа проводилась по классической методике [1]. Для приготовления постоянных препаратов использовались стандартные покровные стекла 24х24 мм и высокопреломляющая смола NAPHRAX с индексом преломления 1.65. Определение и подсчет диатомей выполнялись с помощью светового (Axio Lab.A1 Zeiss) и сканирующего (Carl Zeiss EVO 40) микроскопов. Для идентификации видового состава диатомовой флоры использовались определители и монографии отечественных диатомологов, а также классификация, принятая большинством российских исследователей [2], с учетом последних таксономических изменений, указанных в диатомовых базах Algaebase (http://www.algaebase.org/search/species/) и EDD (http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/index.jsp). Изучены отложения 4-метровой аллювиальной террасы нижнего течения реки Рязановка (ЕК-8), одной из крупных рек юго-западного Приморья, впадающей

в бухту Бойсмана (Японское море). Диатомовая флора отложений представлена 60 видами и внутривидовыми разновидностями, относящимися к 18 родам. Полученные в результате диатомового анализа данные позволили выделить 3 экозоны, отражающие палеоклиматические изменения во время накопления осадков [3, 5].

Осадки *экозоны 1* (инт. 3.00-2.05 м) сложены алевритом со следами ожелезнения и остатками растительности. Доминантами экозоны являются бентические аркто- и северо-бореальные виды *Pinnularia viridis* var. *fallax* Cl. (16%), *P. brevicostata* Cl. (14%), *P. episcopalis* Cl. (10%), *Eunothia praerupta* Ehr. (10%), *Stauroneis phoenicenteron* (Nitz.) Ehr. (8%). Встречены южно-бореальные умеренные *Cymbella tumida* (Breb.) Heurck (7%), *C. cymbiformis* Agardh (8%), *Encyonema elginense* (Kram.) Mann (7%), и субтропические *Sellaphora americana* (Ehr.) Mann (6%).

Осадки *экозоны 2* (инт. 2.05-1.80 м) представлены алевритом с песком, остатками растительности и следами ожелезнения. На фоне сохранения численности пресноводных аркто- и северо-бореальных видов *P. viridis* var. *fallax* Cl. (14%), *P. brevicostata* Cl. (13%), *P. episcopalis* Cl. (8%), наблюдается исчезновение умеренно теплолюбивых видов диатомей. В спорово-пыльцевых спектрах этого интервала отложений фиксируется увеличение числа холодолюбивых берез: *Betula sect*. Nanae, на фоне уменьшения численности пыльцы широколиственных родов: *Quercus, Pinus* [3]. Палинологический и диатомовый анализы отражают похолодание климата на границе суббореала и субатлантика, что подтверждается и полученной по остаткам древесины из подошвы зоны радиоуглеродной датировки 2595±20 лет (СОАН-286) [3].

Осадки *экозоны 3* (инт. 1.80-0 м) представлены алевритом и торфом. Доминантными видами данной зоны, являются бентические *P. episcopalis* (15%), *E. praerupta* (8%), *P. viridis* var. *fallax* (6%), при полном отсутствии пресноводных олигогалобов. Данный комплекс диатомей характерен для заболачивающихся пойменных участков реки. Из остатков древесины, найденных в этом интервале отложений, получена радиоуглеродная датировка в 1310±20 лет (СОАН-285) [3].

Исходя из полученных данных по распределению диатомей и их экологических групп, можно сделать вывод о том, что в начале позднего голоцена климатические условия были близки к современным или были чуть теплее. Комплекс диатомей этого времени характеризовался присутствием южно-бореальных или даже субтропических видов (5%). В самом раннем суббореале климатические условия отражают похолодание, которое характеризовалось высоким процентом бентических холоднолюбивых видов.

Высокая численность представителей рода Eunothia свидетельствует о заболачивании территории и смене алкалифильного типа флоры на ацидофильную. Заканчивается климатическая сукцессия (экозона 3) увеличением видового разнообразия, повторным появлением теплолюбивой флоры диатомей.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Диатомовые водоросли СССР**: Ископаемые и современные. Ленинград: Наука, 1974. 400 с.

2. **Диатомовые водоросли СССР** (ископаемые и современные). Т. II, вып. 2. - СПб.: Наука, 1992. - 125 с.

3. **Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.** Четвертичные отложения Приморья // Наука.1980. С. 234.

4. **Элбакидзе Е.А.** Масштабы голоценовой ингрессии Японского моря в Южном Приморье // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 102-109.

5. **Элбакидзе Е.А., Петухова М.В.** Диагностика экологической дестабилизации окружающей среды на основе изучения морфологических особенностей диатомовой и палинологической флоры реки Неприметная (Южное Приморье) // Асимметрия. 2018. Т. 12, № 1. С. 63-70.

6. **Avramenko A.S., Cherepanova M.V., Pushkar, V.S., Yarusova S.B.** Diatom characteristics of the Far East siliceous organogenic deposits // Russian Geology and Geophysics. 2015. Vol.56. P.947–958.).

7. Elbakidze E.A., Petukhova M.V. The Impact of Environmental Factors on the Composition of the Pavlovka River Diatoms (Primorsky Krai, Russia). Earth Sciences. Vol. 5, No. 6, 2016, pp. 111-114.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА «БЕЛЫХ ГРАНИТОВ» АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКОГО МАССИВА, ЯКУТИЯ

В.И. Алексеев

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург,

e-mail: alekseev_vi@pers.spmi.ru

Благодаря усилиям М.Г. Руб, Б.Л. Флерова, Ю.Д. Недосекина и многих других геологов, в последней трети XX века в перспективных рудных районах Востока России были выявлены интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов. Очевидная связь с такими интрузиями вольфрамово-оловянных месторождений и сопутствующего редкометалльного оруденения делают актуальной разработку критериев выделения и оценки генезиса редкометалльных гранитов региона [1, 3].

В докладе рассмотрены минералогические особенности лепидолит-микроклин-альбитовых пород – «белых гранитов» (БГ) Кестёрского оловянно-редкометалльного месторождения в Арга-Ыннах-Хайском гранитном массиве, расположенном в Восточной Якутии, в междуречье Яны и Борулаха. Кестёрское месторождение представляет собой грейзеновую залежь в эндоконтактовой зоне одноименного гарполита БГ. Долгое время гарполит рассматривали как интрузию «аляскитов», преобразованную в сводовой части в апограниты – «белые граниты». Магматическими минералами БГ считались лишь микроклин, кварц-1, циркон и апатит, а породообразующие альбит, лепидолит, кварц-2 и акцессорные топаз, амблигонит, касситерит относились к постмагматическим минералам [4, 6]. Со временем утвердились представления о магматическом происхождении БГ, обладающих геологическими, петрографическими и петрогеохимическими признаками литий-фтористых гранитов, и был выделен кестёрский комплекс редкометалльных гранитов [5]. Минералогические данные позволяют подтвердить эту точку зрения.

БГ Арга-Ыннах-Хайского массива содержат характерные для высокофосфористых редкометалльных гранитов акцессорные минералы: амблигонит-монтебразит, топаз, касситерит, танталит-колумбит, фторапатит, монацит, ксенотим [5]. Наши наблюдения позволили дополнить и уточнить этот список. В составе БГ выявлены, помимо названных минералов, вольфрамоиксиолит, микролит, ферберит, стрюверит, ильменорутил.

Вновь найденные и известные акцессории характеризуются типохимическими признаками минералов литий-фтористых гранитов. Касситерит, рутил и ферберит существенно обогащены примесями тантала и ниобия. Особо следует отметить аномально танталоносный касситерит – в среднем 5.33 % Ta_2O_5 [2] и танталоносный вольфрамит – 3.03 % Ta_2O_5. Акцессорные танталониобаты обогащены оловом (в среднем SnO_2, мас. %): танталит (0.55), вольфрамоиксиолит (0.29), ильменорутил (0.74), стрюверит (0.55). Как и в других литий-фтористых гранитах Востока России [1], тантало-ниобаты содержат примесь вольфрама (WO_3, мас. %): колумбит-(Fe) 1.59–7.12, колумбит-(Mn) 0–6.07, танталит-(Mn) 0–4.72, микролит 0–3.64, ильменорутил 0–3.39. Циркон БГ богат изоморфными примесями HfO_2 5.69 % и UO_2 2.94 %. Отношение Zr/Hf в цирконе снижается до 3.84.

Наблюдаемые онтогенические особенности акцессорных минералов БГ характерны для минералов редкометалльных литий-фтористых гранитов. Так, в танталит-колумбите наблюдается ростовая зональность, отражающая эволюцию состава расплава с увеличением отношения Ta/Nb. Предельное увеличение концентрации тантала [2] сопровождается ростом содержания олова и вольфрама и образованием вольфрамоиксиолита в парагенезисе с тантал-ниобиевым ферберитом и вольфрамсодержащим колумбитом-(Fe). Взаимоотношение минералов отражает замещение колумбита вольфрамоиксиолитом, который многими исследователями признается минералом-индикатором редкометалльных гранитов.

Таким образом, «белые граниты» Арга-Ыннах-Хайского массива характеризуются минералогическими признаками редкометалльных гранитов. Изученные породы являются аналогами литий-фтористых гранитов многих редкометалльных месторождений Евразии. Сложенные ими Кестёрский гарполит, сопутствующие малые интрузии и дайки онгонитов образуют самостоятельный интрузивный комплекс, входящий в состав Дальневосточной суперпровинции редкометалльных гранитов [1]. Литий-фтористые граниты Востока России контролируют крупные вольфрамово-оловянные месторождения, способные служить источниками попутных редких металлов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50064.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.И. Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидного магматизма Востока России // Записки Горного института, 2019. Т. 243. С. 259–265.

2. Алексеев В.И., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л. Экстремальное накопление изоморфного тантала в касситерите литий-фтористых гранитов (Арга-Ыннах-Хайский массив, Якутия) // Доклады РАН. Науки о Земле, 2020. Т. 490. № 2. С. 21–24.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

4. Протопопов Р.И. Проблема выделения Кестёрского комплекса редкометалльных гранитов (малых интрузий) // Вестник Госкомгеологии, 2014. № 1 (13). С. 47–52.

5. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Роев С.П. Высокофосфористые литий-фтористые граниты Восточной Якутии (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. № 1. С. 64–79.

6. Флёров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. 318 с.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ВУЛКАНА КАМБАЛЬНЫЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ

Н.Н. Беловежец[1,2], Я.М. Бережнев[1,2], И.Ю. Кулаков[1,2], Н.М. Шапиро[3]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

e-mail: rector@nsu.ru

[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

[3]Институт физики земли РАН, г. Москва

После 600 лет молчания 24 марта 2017 г. произошло сильное эксплозивное извержение вулкана Камбальный в форме эмиссии газа и пепла [1]. Данные об его исторических извержениях отсутствуют, а возраст самой поздней пирокластики – примерно 600 лет, при этом соотношение пирокластики и лав типично для базальтовых стратовулканов [5]. Исследование представляет собой первую обработку непрерывных сейсмических данных временной сейсмической сети (2018-2019 гг.), установленной с участием ИНГГ СО РАН. Его целью было определение структуры верхней коры под вулканом Камбальный с помощью шумовой томографии.

Работа с данными проводилась в несколько этапов [2]: предварительная обработка, построение кросс-корреляционных функций, построение дисперсионных кривых с помощью алгоритма CBAH (FTAN) [3], построение трехмерных распределений скорости поперечной волны с помощью алгоритма SURF_TOMO [4]. Предварительная обработка включала в себя предварительную фильтрацию, внесение инструментальной поправки, удаление среднего, линейного и полиномиальных трендов, полосовую фильтрацию в окне 0.06 Гц – 4 Гц, понижение частоты дискретизации, однобитную нормализацию и спектральное отбеливание в окне

фильтрации до и после нормализации во временной области. Кросс-корреляции считались в скользящем окне длиной 30 минут с шагом 15 минут и усреднялись. Дисперсионные кривые выделялись вручную из-за сильной зашумленности данных. Далее строились непрерывные двумерные распределения групповых скоростей поверхностных волн и трехмерные распределения скоростей S-волн (поперечных волн). Для дополнительной проверки проводился тест «шахматная доска». Также было проведено сравнение с полученными независимо по объемным волнам результатами (предоставлены В. Комзелевой, ИНГГ СО РАН).

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод, что в строении вулкана Камбальный можно наблюдать сложную, ассиметричную структуру, которая изменяется и по латерали, и по глубине. По вертикальным сечениям с абсолютными скоростями можно выделить в постройке вулкана аномалию с относительно низкой скоростью, причем у западного склона скорости значительно ниже. Это может быть объяснено накоплением большого количества рыхлых вулканогенных и осадочных отложений со слабой консолидацией в ложбине между двумя возвышенностями. Интенсивные отрицательные аномалии скорости S-волны в западной и восточной части разрезов, находящиеся на глубинах порядка 2–2.5 км могут быть связаны с термальными источниками, которые обнаружены при геологическом изучении постройки вулкана. Повышенные значения скорости S-волны на глубинах порядка 1 км и ниже скорее всего приурочены к высокоскоростному фундаменту вулкана, сложенному основными породами.

Полученные результаты согласуются с известной геологической информацией, а также с независимыми результатами, полученными с помощью другого метода.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 20-17-00075.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2017. Т. 14. № 2. С. 263–267.

2. Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N. M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophysical Journal International, 2007. Vol. 169. P. 1239–1260.

3. Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V., Bukchin B.G., Barmin M.P., Ratnikova L.I., Its E.N. Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth / ed. Keilis-Borok V.I. D.: Springer, 1989. P. 304.

4. Koulakov I.Y., Maksotova G., Jaxybulatov K., Kasatkina E., Shapiro N.M., Luehr B.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic centers of Central Java modeled from ambient noise tomography // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2016. Vol. 17 (10). P. 4195–4211.

5. Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2006. Vol. 158. No. 1–2. P. 117–138

ВЫЯВЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ В СТРУКТУРЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЕМ 20.12.2017 Г. ПО ДАННЫМ КОРРЕЛЯЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Я.М. Бережнев[1,2], Н.Н. Беловежец[2], И.Ю. Кулаков[1,2], Н.М. Шапиро[3], К. Сенс-Шёнфельдер[4]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

e-mail: rector@nsu.ru

[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

[3]Институт физики земли РАН, г. Москва

[4] GFZ German Research Centre for Geosciences

Вулкан Безымянный относится к Ключевской группе вулканов, Камчатка. Его извержения продолжаются практически непрерывно уже более 50 лет, однако еще ни разу подготовка извержения, а также оно само не были записаны сейсмическими станциями. Взрывное извержение 20.12.2017 г. [1] уникально тем, что и оно само, и период его подготовки были инструментально зафиксированы, что дало уникальную возможность выявить его предвестники. Данное исследование представляет собой обработку непрерывных сейсмических данных временной сети, установленной на вулкане Безымянный в 2017-2018 гг. Целью исследования было выявление вариаций сейсмических скоростей под вулканом Безымянный по результатам корреляции сейсмического шума.

Обработка состояла из следующих этапов [2]: предварительной обработки, частотно-временной нормализации, построения кросс-корреляционных функций и выявления по ним вариаций сейсмических скоростей. На этапе предварительной обработки производилась предварительная фильтрация, внесение инструментальной поправки, удаление линейного тренда, полосовая фильтрация в окне 0.1–1.1 Гц, понижение частоты дискретизации. Частотно-временная нормализация представляет собой: спектральное отбеливание, однобитную нормализацию и повторное спектральное отбеливание. Полосы пропускания для спектрального отбеливания были выбраны на основе томографической модели [3] и ядер чувствительности волн Релея для Ключевской группы вулканов [4] следующим образом: 1 – 3 с, 2 – 4 с, 3 – 6 с, 3 – 8 с. Кросс-корреляции вычислялись в двигающемся окне суммирования шириной 30 минут с шагом 15 минут. Выявление вариаций сейсмических скоростей производилось по осредненным в 3-дневном скользящем окне кросс-корреляционным функциям методом без использования эталонной кросс-корреляционной функции на основе кросс-спектрального анализа в скользящем окне и Байесовской инверсии методом наименьших квадратов [5].

Опираясь на предыдущие исследования [6] и полученные результаты в подготовке к взрывному извержению 20.12.2017 можно выделить 3 этапа: понижение скоростей на длинных периодах, что было вызвано высвобождением флюидов из среднекорового магматического очага; повышение скоростей на средних и коротких периодах, что связано с образованием приповерхностного газового резервуара; разрушение горных пород перед извержением.

Полученные результаты согласуются с имеющимися геолого-геофизическими исследованиями вулкана Безымянного.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 20-17-00075.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирина О.А., Лупян Е.А, Мельников Д.В., Маневич А.Г., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Уваров И.А., Кашницкий А.В. Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2018. т. 15. №3. с. 88–99.

2. Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N. M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophysical

Journal International, 2007. Vol. 169. P. 1239–1260.

3. Koulakov, I., Plechov, P., Mania, R. Walter T.R., Smirnov S.Z., Abkadyrov I., Jakovlev A., Davydova V., Senyukov S., Bushenkova N., Novgorodova A., Stupina T., Droznina S.Ya. Anatomy of the Bezymianny volcano merely before an explosive eruption on 20.12.2017 // Scientific Report, 2021. Vol. 11. 1758

4. Егорушкин И.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М., Гордеев Е.И., Яковлев А.В., Абкадыров И.Ф. Структура верхней коры под вулканами Ключевской группы по данным шумовой томографии // Геология и геофизика, 2021. Т. 62. № 1. С. 85–102.

5. BrenguierF., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N.M., Briand X., Emoto K., Miyake H. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // Science, 2014. Vol. 345. P.80–82.

6. Donaldson C., Caudron C., Green R.G., Thelen W.A., White R.S. Relative seismic velocity variations correlate with deformation at Kīlauea volcano // Science Advances, 2017. Vol. 3. №6.

ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО МЕТОДУ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Ю.А. Бишаев[1,2], М.М. Буслов[1,2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

e-mail: yura@igm.nsc.ru,

[2]Казанский федеральный университет, г. Казань

Все выделенные к настоящему времени комплексы метаморфических ядер Забайкалья локализованы в первых сотнях километров к юго-востоку от озера Байкал. Они достигают 20–30 км в поперечном сечении и простираются на 50–150 км с юго-запада на северо-восток. Структурный и кинематический анализ указывает, что основную роль в их становлении играли сдвиги по зонам глубокопроникающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. Считается, что такие движения способствовали возникновению синтетических листрических сбросов и формированию рифтовых впадин [1, 6].

Заганский комплекс метаморфического ядра слагает одноименный хребет северо-восточной ориентировки, окруженный позднемезозойскими вулканогенно- осадочными образованиями Хилокской и Малетинской впадин. В его строении выделяются зона ядра, большая часть которого сложена разнообразными гранитоидами, и зона хрупкопластического течения, которая окаймляет ядро и формирует антиформную структуру. Выше располагаются неметаморфизованные образования, относящиеся к покрову или к верхней плите [1, 6]. Формирование Заганского комплекса метаморфического ядра по структурно-геохронологическим данным произошло в юре – раннему мелу.

Методом трекового датирования в ИГМ СО РАН и Казанском федеральном университете были исследованы апатиты из пород ядра, зоны детачмента и покрова Заганского комплекса метаморфического ядра по двум профилям, в юго-западной и центральной частях. Согласно полученным данным в тектонотермальной истории слагающих его пород, четко выделяются три этапа. 1) В позднем мелу – раннем палеогене мы наблюдаем высокие скорости охлаждения апатита с температур выше температуры полного отжига треков до температур 60–80° С. Это соответствует эксгумации горных пород, слагающих ядро в период 110–50 млн лет до глубин около 2 км, что связано с повсеместно протекающими процессами горообразования в регионе. Скорость эксгумации оценивается в 100 м/млн лет. 2) В эоцене – неогене (50–5 млн лет) наступил период слабой тектонической активности (пенепленизации). 3) Последние 5–3 млн. лет тектоническая активность резко возросла, скорость эксгумации (эрозии) возросла до 400 м/млн лет, что является максимальным наблюдаемым нами значением за весь период с момента формирования ядра. Буквально за несколько последних миллионов лет породы фундамента

Заганского комплекса были стремительно выведены на поверхность, что связывается с реактивацией процессов горообразования и удалённым воздействием индоевразийской коллизии.

Сопоставив полученные данные с датировками, полученными другими радиоизотопными методами, становится возможной достаточно точная реконструкция термотектонической истории Заганского комплекса метаморфического ядра. Так, для гранитоидов из центральной части ядра, U-Pb возраст по циркону составляет 260 млн лет [6]. Они прорваны огнейсованными гранитами Маргитуйского массива с возрастом 153 млн лет [4], которые по времени становления считаются синтектоническими и отражают начальные процессы формирования комплекса. Для кристаллических сланцев и гнейсов из зоны хрупкопластического течения Rb-Sr методом установлены значения возраста 134±4 млн лет [1]. Эти же данные указывают на время проявления динамометаморфических преобразований, которым подверглись верхнепалеозойские гранитоиды в ядре Заганского поднятия. Ar-Ar датирование амфибола и биотита из амфиболовых сланцев, залегающих среди милонитовых гнейсов, позволило определить временной интервал вывода на верхнекоровый уровень образований зоны хрупкопластического течения. Для синтектонической роговой обманки получены значения 127±2 млн лет, а для синтектонического биотита – возрастной спектр 119 и 112 млн лет [1]. Таким образом, можно предполагать, что породы Заганского комплекса метаморфического ядра во время формирования синтектонического биотита (119–112 млн лет) находились на глубинах 9–12 км.

Учитывая, что в период 119–112 млн лет порода Заганского ядра находились на глубинах 9–12 км, а около 50 млн лет на глубине 3 км, то следует предполагать, что в позднем мелу – раннем палеогене (112–50 млн лет) происходило интенсивное гороообразование и денудация пород мощность в 6–9 км, что указывает на нахождение метаморфического ядра под крупной горной системой. Средняя скорость денудации в этот период времени составляла 130–100 м/млн лет. По данным трекового датирования за последние 3 млн лет было подвержено денудации около 1200 м вертикальной мощности пород со скоростью денудации 330–400 м/млн лет.

На термотектонических моделях Забайкалья повсеместно наблюдается высокая скорость охлаждения (денудации) пород в период 80–50 Ma [2, 5], что можно связать с обширной денудацией крупного Монголо-Охотского орогена, на начальной стадии формирования которого были образованы метаморфические ядра. Четвертичная история, показывающая резкое увеличение скорости охлаждения пород, а, следовательно, и резкое увеличение тектонической активности и денудации для Забайкалья связана с дальним воздействием Индо-Евразийской коллизии [2, 3].

Исследования выполнены в рамках гранта Правительства РФ (14.Y26.31.0029).

ЛИТЕРАТУРА

1. Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Издво СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. С.182.

2. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. J.Asian Earth Sci. 2007. 29. P. 188–204.

3. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonicsof the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume. Int. Geol. Rev., 1996. V.38. P. 430–466.

4. Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165 (1). P. 405–421.

5. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L.,

Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fi ssion track thermochronology // Tectonics, 2009. V. 28, TC3008.

6. Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. Metamorphiccorecomplexofthe Transbaikalia: Review. Geodynamics & Tectonophysics, 2011. V.2(2). P. 5–125.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РЕДКИХ K-AL-TI-СОДЕРЖАЩИХ ФАЗ (ИМЭНГИТА, ПРАЙДЕРИТА И МАТИАСИТА) ПРИ 5 ГПА И 1200 °С

С.С. Воробей[1,2,3], В.Г. Бутвина[1], О.Г. Сафонов[1,2], В.К. Гаранин[4]

[1]Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, г. Черноголовка, e-mail: butvina@iem.ac.ru

[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва

[3]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

[4]Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, Moscow

Модальный метасоматоз является важнейшим процессом в верхней мантии, определяющий не только многообразие парагенезисов самих мантийных пород, но и образование при их частичном плавлении специфических по составу магм [1; 6]. Модальный мантийный метасоматоз выражается в образовании нехарактерных для перидотитов и эклогитов минеральных фаз [6]. Среди них особое место занимают минералы групп кричтонита, магнетоплюмбита и голландита. Образование K-Ba-титанатов характеризует, по-видимому, наиболее высокую степень метасоматических изменений пород в условиях высокой активности калия большей, чем это необходимо для образования флогопита и калиевого рихтерита [1].

С целью изучения реакций образования редких титанатов (имэнгита, матиасита и прайдерита) в процессе метасоматического изменения основных пород в мантийных условиях были поставлены эксперименты в системе, близкой к природным условиям - хромит + ильменит/рутил с флюидом H_2O-CO_2-K_2CO_3 при 5 ГПа и 1200 °С. Эксперименты проводились на аппарате высокого давления «наковальня с лункой» НЛ-13Т в ИЭМ РАН, г.Черноголовка.

Возможность образования этих минералов при взаимодействии минералов перидотитов с калиевыми флюидами различного состава ранее экспериментально не изучалась.

Полученные результаты экспериментов в системе хромит-рутил-флюид свидетельствуют о появлении в продуктах опытов прайдерита в ассоциации с хромитом и рутилом, который образует ксеноморфные или субидиоморфные зерна размером до 40 мкм. Встречаются как отдельные зерна прайдерита, так и его включения в рутиле.

В продуктах эксперимента в системе хромит-ильменит-флюид наряду с прайдеритом был идентифицирован имэнгит, который ассоциирует также с хромитом, ильменитом и небольшим количеством флогопита (образовавшегося, вероятно, благодаря присутствию каких-либо силикатных фаз – включений в стартовом ильмените). Здесь наблюдаются ксеноморфные или субидиоморфные зерна прайдерита размером 10 – 100 мкм местами содержат включения хромита, ильменита и имэнгита. Помимо включений в прайдерите имэнгит образует срастания с хромитом, схожими со срастаниями, известными в природных ассоциациях.

Приведены результаты первых экспериментов по совместному синтезу матиасита и хромистого прайдерита в системе хромит – рутил - флюид при 5 ГПа и 1200 °С. Показана возможность кристаллизации матиасита без участия ильменита, т.е. для образования матиасита в результате метасоматоза наличие ильменита не является обязательным условием, как предполагают исследователи [2], достаточно присутствие хромита и рутила.

Проведённые эксперименты впервые показали возможность совместной кристаллизации матиасита и K-Cr прайдерита в результате реакции высокохромистой шпинели и рутила с

калиевым водно-карбонатным флюидом (расплавом) в условиях верхней мантии. Была показана возможность кристаллизации матиасита без участия ильменита, т.е. для образования матиасита в результате метасоматического метасоматоза наличие ильменита не является обязательным условием, как предполагают исследователи [2] достаточными минералами-донорами являются железистый хромит и рутил.

Экспериментально продемонстрирована совместная кристаллизация имэнгита и прайдерита в результате реакции хромита и ильменита с калиевым водно-карбонатным флюидом, что подтверждает возможность совместного образования титанатов в результате метасоматоза верхнемантийных перидотитов с участием карбонатных флюидов или расплавов в условиях высокой активности калия [1].

Однако в проведенных экспериментах не удалось получить имэнгит при реакции флюида напрямую с хромитом, что наблюдается в природных ассоциациях [4, 5, 7, 3]. Синтезированные имэнгиты отличаются от природных высоким содержанием Ti и Fe, а также Nb, что наследуется от ильменита, за счет которого имэнгит образовывался.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Реакции – индикаторы активности K и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование // Геохимия, 2016. № 10. С. 893–908

2. Almeida V., Janasi V., Svisero D., Nannini F. Mathiasite-loveringite and priderite in mantle xenoliths from the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: genesis and constraints on mantle metasomatismv // Open Geosciences, 2014. 6 (4). P. 614–632.

3. Bulanova G.P, Muchemwa D.G., Pearson B.J., Griffin S.P., Kelley S., Klemme C.B. Interaction of Titanium Minerals and Their Melts with Diamond-Forming Media (Experiments at 7–8 GPa) // Lithos, 2004. V.77 P. 181–192.

4. Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle. In: Lindsley, D.H. (Ed.), Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance // Reviews in Mineralogy, 1991. V. 25. P. 355–416.

5. Nixon P.H., Condliffe E. Yimengite of K–Ti metasomatic origin in kimberlitic rocks from Venezuela // Mineral. Mag., 1989. V. 53. P. 305–309.

6. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism. In: Harlov D.E. and Austerheim H. (Eds.) Metasomatism and the chemical transformation of rock, Berlin Heidelberg: Springer, 2013. P. 471–533.

7. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D. M. DeR., Kaminsky F.V., Lavrentyev Yu.G., Usova L.V. Composition and Processes of Deep-Seated Zones in Continental Lithosphere. Novosibirsk, 1998. P. 185–186.

РЕЛИКТЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: gladkochub@mail.ru

Ольхонский композитный террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является одним из террейнов раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса, который сформировался вдоль южной границы Сибирского кратона на начальных стадиях закрытия Палеоазиатского океана в его северной части за счет причленения различных по возрасту и геодинамической природе террейнов к окраине кратона. В настоящее время надежно установлены основные рубежи реализации аккреционно-коллизионных процессов, проявившихся на интервале от ~510 до ~460 млн лет (обзор в [5; 6]) и приведших к формированию структуры Ольхонского террейна.

Крайне интересным аспектом для детального изучения является внутренняя структура Ольхонского композитного террейна, которая крайне гетерогенна и представляет собой коллаж отдельных блоков, которые отличаются друг от друга по составу пород, степени метаморфической

переработки, возрасту и геодинамическим условиям их образования. Примечательно, что в его структуре в достаточно значительной степени представлены геологические комплексы широкого возрастного диапазона, сформировавшиеся в надсубдукционных обстановках. Изучение подобных образований и определение их позиции в геологической истории Земли позволяет проследить процессы, протекавшие в пределах палеоокеанов. Применительно к надсубдукционным комплексам Ольхонского террейна речь идет о позднедокембрийских океанах, существовавших до и после распада суперконтинента Родиния.

Метаморфизованные надсубдукционные образования раннего неопротерозоя (Tonian) представлены в структуре зоны Орсо Ольхонского террейна, где отмечается чередование двуслюдяных (иногда с гранатом) гнейсов, отвечающих по своим петрогеохимическим характеристикам составам туффоидов кислого состава ($\varepsilon_{Nd}(t)$ = -2.7…-7.4, Nd модельный возраст 1.7 – 1.9 млрд лет) и амфиболитов. Последние по химическому составу близки умереннощелочным надсубдукционным толеитовым базальтам. В двуслюдяном гнейсе обнаружены цирконы, возраст которых варьируется от 785 до 860 млн лет, образуя два кластера с отметками 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет [2]. Совокупность геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет допускать формирование данной ассоциации пород в пределах активной окраины одного из раннедокембрийских микроконтинентов, развивавшейся за счет процессов субдкуции под него коры палеоокеана Панталасса – 1 (Мировия).

Породы эдиакарского возраста с надсубдукционными характеристиками присутствуют в структуре зон Зундук и Чурноруд. В зоне Зундук они слагают пластину, в которой отмечено чередование кварц-эпидот-плагиоклаз-амфиболовых и эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев, протолитом которых являлись островодужные вулканиты различного состава. Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в сланцах основного и кислого составов практически не различаются и составляют +6.8…+6.9. U-Pb возраст цирконов из сланца кислого состава отвечает интервалу 650 – 630 млн лет, что позволяет рассматривать этот возраст в качестве возраста протолита и возраста островодужной ассоциации зоны Зундук.

В зоне Чернoруд породы с надсубдукционными петролого-геохимическими и изотопными характеристиками эдиакарского периода представлены двупироксеновыми гранулитами, протолитом которых являлись толеитовые базальты островодужной природы. U-Pb возраст по циркону двупироксенового гнейса Чернорудской зоны составляет 624 ± 11 млн лет [1]. Изотопно-геохимические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что исследованные эдиакарские породы зон Зундук и Чернoруд могли быть сформированы в островодужной обстановке. Наиболее вероятно, что эти изученные ассоциации пород представляют собой реликты островных дуг, сформировавшихся на ранней стадии развития Палеоазиатского океана.

В отличие от рассмотренных выше надсубдукционных комплексов позднего докембрия, слагающих, как правило, небольшие пластины в пределах отдельных зон, раннепалеозойские образования подобной природы крайне масштабно представлены в Крестовской зоне Ольхонского композитного террейна. Здесь присутствуют мощные толщи метавулканитов цаганзабинского комплекса и габброиды Бирхинского массива, объединенные в Бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию островодужной природы [3]. Кроме этого здесь же располагаются Крестовский и Бугульдейский габброидные массивы, близкие по своим петролого-геохимическим характеристикам к породам Бирхинского массива. U-Pb возраст по циркону пород Бирхинской вулканоплутонической ассоциации ассоциации составил 500 – 492 млн лет [3], а ее интрузивные и эффузивные образования демонстрируют положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.9...+8.1 [3, 4]. Таким образом, можно предположить, что эта вулканоплутоническая ассоциация представляет собой фрагмент разреза развитой островной дуги позднекембрийского возраста Палеоазиатского океана, который в последующем в результате раннепалеозойских аккреционно-коллизионных событий был включен в структуру Ольхонского композитного террейна.

Приведенный обзор показывает, что в структуре Ольхонского композитного террейна присутствуют свидетельства различных по времени проявления надсубдукционных процессов, развивавшихся как в палеоокеане Панталасса – 1, так и в Палеоазиатском океане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb–изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // Доклады РАН, 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.

2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.

3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Доклады Академии наук, 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.

4. Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия, 2010. № 10. С. 1040–1048.

5. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research, 2017. V. 42. P. 243–263.

6. Fedorovsky, V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

А.Н. Голич, С.В. Высоцкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: agolich@fegi.ru

В современной структуре Сихотэ-Алиня офиолитовые комплексы представляют собой серию габбро-гипербазитовых массивов в тектонической ассоциации с диабазами и кремнисто-вулканогенной толщей, прослеживающуюся на протяжении более 400 км от с. Владимиро-Александровского на юге до бассейна р. Бикин на севере. Большая часть этих массивов (или тектонических пластин) приурочена к верхнему структурному уровню Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, в котором выделяются два офиолитовых комплекса: Калиновский на юге и Бикинский на севере. Калиновский комплекс протягивается цепью массивов на расстоянии примерно в 200 км с юга на север от с. Верхней Бреевки до бассейна р. Откосная. Наиболее крупные из этих массивов получили названия Бреевского, Чугуевского и Самаркинского.

Исследования А. И. Ханчука, И. В. Кемкина и др. дали основания для предположения о том, что габбро-гипербазиты и базальты представляют собой фрагменты единого офиолитового комплекса, образованного около 400 млн лет назад (граница силура и девона) и аккретированного в раннеюрское время [6, 3]. Однако этим выводам противоречат последние датировки японских геологов, которые установили возраст габброидов в 230 млн лет [7].

В результате проведенных нами изотопно-геохронологических исследований установлено, что возраст пегматоидного габбро Бреевского массива составляет не менее

264 ± 2 млн лет, а возраст амфиболового габбро Чугуевского массива не менее 254 ± 4 млн лет. Полученные результаты свидетельствуют о том, что изучаемые габбро-гипербазитовые массивы формировались не в девон-каменноугольное время, как полагалось ранее, а в позднепермско-раннетриасовое.

Дискуссионной остается палеотектоническая модель формирования офиолитовых комплексов Самаркинского террейна. Ранее предполагалось, что офиолиты образовались в спрединговой зоне палеоокеана, а затем были перемещены в основание островодужного склона позднепалеозойской островной дуги [1]. В настоящее время считается, что офиолитовые комплексы Сихотэ-Алиня сформировались в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма [5]. Полученные в рамках данного исследования результаты позволяют предлагать иную интерпретацию геодинамической обстановки формирования Калиновского офиолитового комплекса.

Среди ультрамафитов изученных габбро-гипербазитовых массивов отсутствуют мантийные реститы, основание массивов сложено кумулятивными перидотитами, троктолитами либо пироксенитами. Такое строение не характерно для комплексов океанических плато и, наоборот, свойственно офиолитам, образованным над зонами субдукции.

Габброиды Калиновского комплекса обладают геохимическими признаками островодужного происхождения. Графики распределения микроэлементов в габброидах характеризуются типичными максимумами Rb, Ba, K, Pb, Sr и минимумами Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, что определяет их близость с составами базальтов островных дуг. Кроме того, нанесенные на дискриминантные диаграммы (рис. 1) составы Чугуевских и Бреевских габброидов, как правило, демонстрируют сходство с островодужными вулканитами.

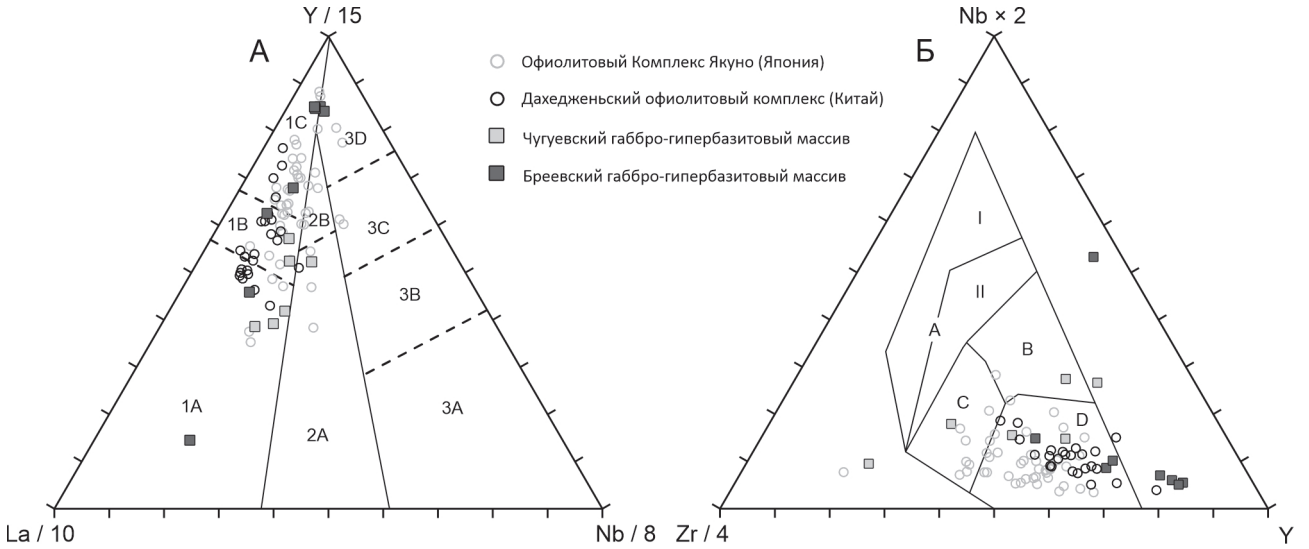


Рис. 1. Составы габброидов из офиолитовых комплексов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня на дискриминантных диаграммах (А) La/10 – Y/15 – Nb/8 и (Б) Zr/4 – Nb×2 – Y. Поля (А): 1A – известково-щелочные островодужные базальты (CAB); 1C – IAT; 1B – перекрытие полей 1A и 1C; 2A – континентальные базальты; 2B – задуговыетолеиты; 3A – известково-щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B и 3C – E-MORB (3B – обогащенные, 3C – слабо обогащенные); 3D – N-MORB. Поля (Б): A-I – WPAB; A-II – WPAB и WPT; B – E-MORB; C – WPT и OAB; D – N-MORB и OAB.

Диаграммы Th_N/Nb_N и Ti/V демонстрируют различия в составах Бреевских и Чугуевских габброидов. На диаграмме Th_N/Nb_N Бреевские габброиды попадают в поля надсубдукционных базальтов и пород молодых передовых дуг, в то время как Чугуевские габброиды близки к N-MORB и породам, не связанным с субдукцией. На диаграмме Ti/V Бреевские габброиды близки к островодужным толетам, а Чугуевские – к N-MORB и BABB. Такое несходство объясняется формированием Бреевского и Чугуевского комплекса в различных частях островодужной системы. Габброиды Чугуевского комплекса, геохимически близкие к N-MORB, вероятно формировались в задуговом или междуговом бассейне, а Бреевские габброиды

представляют собой остатки фундамента, переработанного островодужной магмой (толеит-бонинит-адакитовой серией).

Вулканиты, тектонически ассоциирующие с габбро-гипербазитовыми массивами представлены исключительно базальтоидами [6, 3, 4, 5]. Они перекрыты фациально замещающимися девон?-пермскими кремнями и карбон-пермскими известняками, либо позднепермскими алевроаргиллитами [6, 3]. Контакты базальтов с осадочными породами (если они не нарушены более поздней тектоникой) – седиментационные [3, 4].

Анализ опубликованных данных [4] показал, что среди базальтов можно выделить два петрохимических типа – пермские? островодужные базальты и каменноугольно-пермские? базальты океанических островов. Островодужные базальты ассоциируют с пермскими кремнями и имеют низкие концентрации титана (0.9–1.55 мас. %), калия (0.4–0.5 мас. %) и высокие – магния (Mg# 60–62 %). По характеру распределения РЗЭ они близки к N-MORB, а на спайдер-диаграммах показывают повышенные концентрации Rb, Ba, K, Pb и пониженные Nb, Ta, La, Ce. На диаграмме Zr-Nb-Y их фигуративные точки располагаются в поле базальтов океанических дуг и N-MORB, а на диаграммах Th-Hf-Ta и Th_N/Nb_N – в полях известково-щелочных базальтов островных дуг. Базальты океанических островов ассоциируют с каменноугольно-пермскими известняками и отличаются высокими содержаниями титана (до 4 мас. %) и железа. На геодинамических диаграммах их фигуративные точки попадают в поля внутриплитных щелочных базальтов. Их происхождение связывают с плюмовым мантийным источником [4,5].

На первых этапах исследований предполагалось, что тектонически разобщенные гипербазит-габброидная и базальтоидная части офиолитов сформировались в разное время (от протерозоя до перми) как самостоятельные офиолитовые комплексы [2]. Опубликованные ранее и полученные в рамках данного исследования данные свидетельствуют о правомерности данного предположения. Учитывая полученные нами определения абсолютного возраста габброидов и наличие различных петрохимических типов базальтов, согласно перекрытых осадками разного возраста и состава, можно установить, что в строении верхнего структурного уровня Самаркинского террейна принимают участие несколько различных по возрасту и обстановке образования офиолитовых комплексов. В результате аккреции от них остались лишь небольшие разобщенные пластины и блоки.

В результате проведенных исследований установлено, что:

1. возраст пегматоидного габбро Бреевского массива составляет не менее 264 ± 2 млн лет, а возраст амфиболового габбро Чугуевского массива не менее 254 ± 4 млн лет, изучаемые габбро-гипербазитовые массивы формировались в позднепермско-раннетриасовое время;

2. структурные и геохимические особенности пород Бреевского и Чугуевского массивов указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является островодужная система;

3. в строении верхнего структурного уровня Самаркинского террейна (Себучарского субтеррейна) принимают участие несколько различных по возрасту и обстановке образования офиолитовых комплексов, от которых в результате аккреции остались лишь небольшие разобщенные пластины и блоки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высоцкий С.В., Оковитый В.Н. Офиолиты северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология, 1990. № 5.С. 76–87.

2. Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия / Москва: Наука, 1973.252 с.

3. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое // Москва: Наука, 2006. 258с.

4. Симаненко В.П., Филиппов А.Н., ЧащинА.А. Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 3. С. 23–37.

5. Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитахСихоте-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 1. С. 181–198.

6. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. – Москва: Наука, 1989. С. 218–254.

7. Ishiwatari A., Tsujimori T. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis // The Island Arc., 2003. Vol. 12. № 2. P. 190–206.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В.А. Гурьянов[1], С.Н. Добкин[2], А.Н. Тихомирова[1], Л.Л. Петухова[1]

[1]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

[2] Акционерное общество «Дальневосточное ПГО», Росгеология, г. Хабаровск

Введение. В настоящем сообщении обсуждаются новые результаты U-Pb датирования зёрен циркона из раннемеловых гранитоидов Хунгарийского, Горбилинского массивов и изотопного датирования биотита $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом из гранитоидов Агусинского и Гобиллинского массивов, а также результаты геохимических исследований. Исследуемые массивы расположены в приосевой части северо-восточного окончания выступа Самаркинского террейна - фрагмента юрско-берриасской аккреционной призмы, сформировавшейся в обстановках скольжения литосферных плит на границах «континент-океан» в результате субдукции океанических плит [1, 3]. На изданных листах М-53 и М-54 Госгеолкарты - 1:1000/3 все раннемеловые гранитоиды показаны как магматиты хунгарийского комплекса. В последние годы на территории Северного Сихотэ-Алиня при проведении ГДП-200 был выполнен ряд новых геохронологических исследований, из которых стало очевидно, что сложившиеся для этой территории схемы гранитоидного магматизма нуждаются в корректировке. Решение этой проблемы связано с возрастным, базирующемся на геохронологических данных, расчленением проявлений магматической активности и изучением геохимических особенностей. Работа основана на материалах полевых исследований, новых геохронологических и геохимических данных. Полученные геохронологические данные свидетельствуют о принадлежности раннемеловых гранитоидов северо-восточного фланга Самаркинского террейна к двум разным по возрасту комплексам: хунгарийскому (готерив-барем) и татибинскому (альб). Анализы выполнены с помощью вторично-ионного масспектрометра SHRIMP в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Аналитическая методика исследований ^{39}Ar – ^{40}Ar методом по биотиту изложена в [5].

Фактический материал, результаты исследования.

Хунгарийский комплекс высокоглиноземистых гранитов: граниты биотитовые и двуслюдяные кордиеритсодержащие, гранодиориты на территории листа М-54-XIII распространены в пределах Дагдянинского и Дюкалинского массивов, объединенных М.В. Мартынюком в 1990 г. в петротипический Хунгарийский массив, и в Горбилинском массиве. Хунгарийский массив, охватывающий водораздельные пространства верхних течений рек Хуту и Гур, представлен двумя разрозненными северными своими фрагментами площадью до 25 кв км. С массивом связаны широкие (2–3 км и более) ореолы контактового метаморфизма в песчанико-сланцевых отложениях верхней юры и валанжина, свидетельствующие о погружении его контактов на юг в сторону вмещающих образований. В бассейне р. Гур массив частично перекрыт покровами позднемеловых вулканитов самаргинского комплекса и прорван позднемеловыми гранитоидами баппинского комплекса с U-Pb возрастами по циркону от 72.7±0.5 до 75.83±0.77 млн лет (SHRIMP, 6 определений). Оба массива сложены биотитовыми и биотит-мусковитовыми с кордиеритом гранитами и гранодиоритами. Общая характерная

особенность этих пород – гнейсовидность в краевых частях массивов и сильный катаклаз. Минеральный состав: кварц, нерешётчатый с пертитовыми вростками калишпат, олигоклаз-андезин, биотит, мусковит. Чрезвычайно характерно отсутствие амфиболов и присутствие кордиерита (до 5%), как правило, замещенного зеленовато-бурым гелевидным веществом или спутанно-волокнистым агрегатом серицита и хлорита, реже встречаются силлиманит, андалузит. Акцессорные минералы - ильменит, апатит, рутил, циркон, монацит, гранат и турмалин.

При подготовке листов М-53 и М-54 Госгеолкарты-1000/3 к изданию были получены две датировки U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) для гранитов и гранодиоритов Хунгарийского массива – 127.81±0.98 и 127.7±1.2 млн лет. В этих же пробах выявлены кристаллы явно ксеногенного циркона с возрастом 581±10 млн лет и три типа зональных кристаллов с датировками зон от ядра к периферии: 1) от 186.5±1.0 до 137.3±1.3, 2) от 165.4±2.0 до 131.1±1.6, 3) от 65.8±1.5 до 61.35±0.84 млн лет. Противоречивость датировок объяснима, поскольку они несут признаки анатектического происхождения и среди разных гранитоидов района наиболее подвержены постмагматическим изменениям. В настоящее время для гранитов Горбилинского массива (проба 544) получены по цирконам U-Pb методом (SHRIMP) датировки в 132.6±1,2, 266±3 и 85.1±3.1 млн лет. Для гранодиоритов Хунгарийского массива (проба 2027) установлены по результатам U-Pb датирования цирконов конкордантные значения возраста в 132.7±1.3 млн лет и 184±5 млн лет, а для гранитов этого же массива (проба 2053) - в 131.5±1.1 млн лет.

Геохимические особенности. Граниты и гранодиориты Хунгарийского и Горбилинского массивов отвечают умеренно и высококалиевым породам известково-щелочной серии нормальной щёлочности. Гранитоиды высокоглинозёмистые, магнезиальные, умеренно обогащены Ca, Mg, Ti и P. Концентрации несовместимых элементов в гранитоидах (Rb – 88 -120 г/т, Sr – 123 – 374 г/т, Ba – 440 – 513 г/т, Zr – 3 – 9 г/т, Y – 9.5 – 16.5 г/т, Th – 7.8 – 14 г/т) понижены по сравнению с низкорубидиевыми гранитоидами I-типа, по [5]. Они характеризуются близкларковыми содержаниями REE (106 - 159 г/т), ассиметричными спектрами их распределения с $(La/Yb)_N$ = 8 – 11) и незначительным Eu-минимумом. Отношение Sm/Nd в исследуемых породах колеблется от 0.19 до 0.21, что близко к таковому для верхней-средней коры (0.173). Состав нормальных гранитоидов и значительное их распространение свидетельствуют, что существенная роль в процессах магмогенерации принадлежала коровым источникам. Минеральный состав - наличие мусковита, кордиерита и граната, умеренные концентрации K_2O, CaO и высокоглинозёмистый состав гранитов и гранодиоритов дают основание относить их исключительно к S-типу. Они умеренно обогащены такими элементами, как LILE, LREE, U и Th, в том числе ярко проявлена положительная аномалия Pb, что свойственно продуктам плавления обогащённой мантии. На дискриминационных диаграммах по [4] гранитоиды попадают в поле S-типа. По составу эти магматиты наиболее близки к гранитоидам трансформных окраин [1, 3, 4], принадлежат S-типу, ильменитовой серии, в той или иной мере они высокоглинозёмистые.

Татибинский комплекс гранитоидов слагает Агусинский (760 кв км) и Гобиллинский (360 кв км) массивы, находящиеся в бассейне р. Анюй в приустьевой части р. Гобили. Массивы вытянуты в северо-восточном направлении вдоль разломов, оперяющих Центрально-Сихотэ-Алинский структурный шов. Они сложены мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами с примесью роговой обманки, мусковита, граната и клинопироксена. Для них характерно преобладание олигоклаз-андезина над ортоклазом, наличие кордиерита (до 1 - 5%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, ильменит, ортит, монацит, топаз и касситерит. Гранитоиды массивов содержат многочисленные ксенолиты и шлиры сильно переработанных вмещающих пород. В краевых и экзоконтактовых частях плутонов встречаются дайки мелкозернистых гранатсодержащих мусковитовых лейкогранитов. Вмещающие породы превращены в метапесчаники и сланцы. Для определения возраста гранитоидов Агусинского массива было выполнено изотопное датирование биотита $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом из наиболее распространённых разновидностей гранитов. Биотит из гранитов массива даёт плато и изохронную датировку 107.7±2.9 млн лет, которая соответствует датировке биотита $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом из гранитов

Гобиллийского массива - изохроне 107.2±1.4 млн лет, по [2]. Б.А. Натальиным с соавторами был определён также возраст $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом (по амфиболу и слюдам) мигматитов, гнейсов и амфиболитов из обрамления Гобиллийского массива в 108 - 110 млн лет, близкий к возрасту слагающих его гранитов [2].

Геохимические особенности. Граниты и гранодиориты Гобиллийского и Агусинского массивов отвечают высококалиевым породам известково-щелочной серии нормальной щёлочности. Гранитоиды магнезиальные, слабо недосыщены глинозёмом (метаглинозёмистые) и умеренно обогащены кальцием. Концентрации несовместимых элементов в гранитоидах (Rb – 92 -183 ppm, Sr – 114 – 240 ppm, Ba – 357 – 616 ppm, Zr – 5 – 35 ppm, Y – 8 – 20 ppm, Th – 8 – 14 ppm) несколько понижены по сравнению с низкорубидиевыми гранитоидами I-типа [4]. В целом, уровень содержаний литофильных элементов в породах отвечает уровню содержаний их в средней-верхней коре. Расчитанное среднее значение отношения Sm/Nd (от 0.18 – 0.22) в гранитах массивов близко к верхнекоровому (0.173). Гранитоиды характеризуются близкларковыми содержаниями REE (91 – 155 ppm), ассиметричными спектрами их распределения и незначительным Eu-минимумом. На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Zr, Nb, Ta, Ti и Ba, максимумы по Th, U, Pb и Sn. На дискриминационных диаграммах по [5] граниты попадают в поле S-типа, гранодиориты – в поле I-типа.

Заключение. Возраст высокоглинозёмистых гранитоидов Хунгарийского и Горбилинского массивов на 15-20 млн лет древнее, чем возраст известково-щелочных гранитоидов Гобилийского и Агусинского интрузий. Гранитоиды принадлежат к двум стадиям магматической активности: готерив-баремскому – 132 -127 (130 – 123) млн лет и альбскому (альб-сеноманскому) – 110 – 107 (110 – 98) млн лет, в скобках по [3]. Первая стадия – высокоглинозёмистые гранитоиды S-типа хунгарийского комплекса, вторая стадия - известково-щелочные гранитоиды S- и I-типов татибинского комплекса, обусловленные сдвиговой аккрецией в обстановке трансформной континентальной окраины, по [3]. Сопоставление петрохимических, редкоэлементных и изотопно-геохронологических характеристик исследуемых гранитоидов Самаркинского террейна и слагающих его пород верхней коры (песчаники, алевролиты турбидитового матрикса юрской аккреционной призмы) показывает, что формирование хунгарийских гранитойдов S-типа происходило за счёт анатексиса осадочных пород верхней коры на ранней стадии формирования трансформной континентальной окраины 132 – 123 млн лет назад (готерив-баррем). В отличие от них, по данным [1], формирование татибинских гранитоидов S- и I-типов стало результатом плавления гетерогенного субстрата, включавшего метаосадочные и метабазальтовые породы, и взаимодействие анатиктических выплавок с мантийными магмами.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию (Гос. контракт на подготовку к изданию Госгеолкарты-200 листа М-54-XIII

ЛИТЕРАТУРА

1. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И. и др. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика, 2014. т. 55. № 2. с. 276–302.

2. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Апинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 1994. № 6. С. 3–25.

3. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология, 2019. т. 38. № 3. с. 4–29.

4. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1992. V. 83. P. 1–26.

5. Maluski H., Costa S., Echtler H. Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An ^{39}Ar – ^{40}Ar study of the Montagne Noire, Southern Massif Central, France // Lithos., 1991. N 26. P. 287–304

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС: ТАЙНА 120-ГО МЕРИДИАНА

И.М. Дербеко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,

e-mail:derbeko@mail.ru

Можно отнести к капризам природы тот факт, что 120-ый меридиан, фактически отделив Амурскую область от Забайкалья, разделил ещё и Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП) на западный и восточный фланги. При этом почти 200 км пояса вблизи этого «разделительного» меридиана исчезли, оставив тектоническую границу: Монголо-Охотский разлом - вдоль которой приблизились друг к другу две крупные структуры: Сибирский и Северо-Китайский кратоны. Как правило, исследователи объясняют факт исчезновения части пояса коллизией этих структур.

Позднемезозойские магматические образования в обрамлении МООП формировались почти беспрерывно исинхронно. По временим становления и вещественному составу выделено три этапа, где каждый отражает определённую геодинамическую обстановку, сопровождаемую соответствующими магматическими комплексами. Все эти процессы связаны с эволюцией восточного фланга пояса (ВФ МООП), а фактически с закрытием Монголо-Охотского бассейна.

I этап – 147–122 млн лет. Его начало – 147–138 млн лет назад – отмечено формированием адакитового вулканоплутонического комплекса. По всем геохимическим характеристикам породы соответствуют типичным породам адакитовых серий мира, образованным в условиях субдукции [2]. По времени формирования они предшествовали (а отчасти совпадали) становлению раннемелового дифференцированного гранит-гранодиоритового комплекса (140–128 млн лет). С незначительным отставанием от них по времени формировались гипабиссальные породы монцодиорит-гранодиоритового состава: 130–124 млн лет. Они являются комагматами вулканического комплекса с возрастом 128–122 млн лет. Согласно их вещественному составу, можно констатировать, что в интервале 140–122 млн лет формируются дифференцированные известково-щелочные вулканоплутонические комплексы с едиными геохимическими характеристиками. Что указывает на единство геодинамических условий их становления, которые соответствуют надсубдукционным обстановкам активных континентальных окраин андийского типа [2].

II этап. С полями распространения порода дакитовых серий и дифференцированных вулканоплутонических образований известково-щелочных серий территориально совмещены поля развития бимодальных вулканоплутонических комплексов (рис. 1). Их формирование продолжалось более 20 млн лет: 119–97 млн лет. Анализ всех характеристик этих пород позволяет считать, что они формировались как внутриплитные образования и сопровождали завершение формирования Монголо-Охотского орогена.

III этап. Магматические образования, сменившие породы бимодальной серии (94–88 млн лет назад) представлены породами внутриплитного рифтогенного комплекса: трахиандезиты-абсарокиты. Они развиты в пределах рифтогенных впадин в северном и в южном обрамлении пояса и свидетельствуют о начале деструктивных процессов в регионе.

Дискуссия. Анализ проявления позднемезозойской магматической активности в обрамлении восточного фланга МООП (ВФ МООП) показал, что в интервале конец поздней юры – начало позднего мела происходили синхронные геодинамические процессы, которые сопровождались формированием одновозрастных и родственных по вещественному составу магматических комплексов [1]. В южном обрамлении пояса такие породы установлены в пределах Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского террейна. Здесь их распространение обрезается на востоке структурой Бурея-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1), в пределах которого

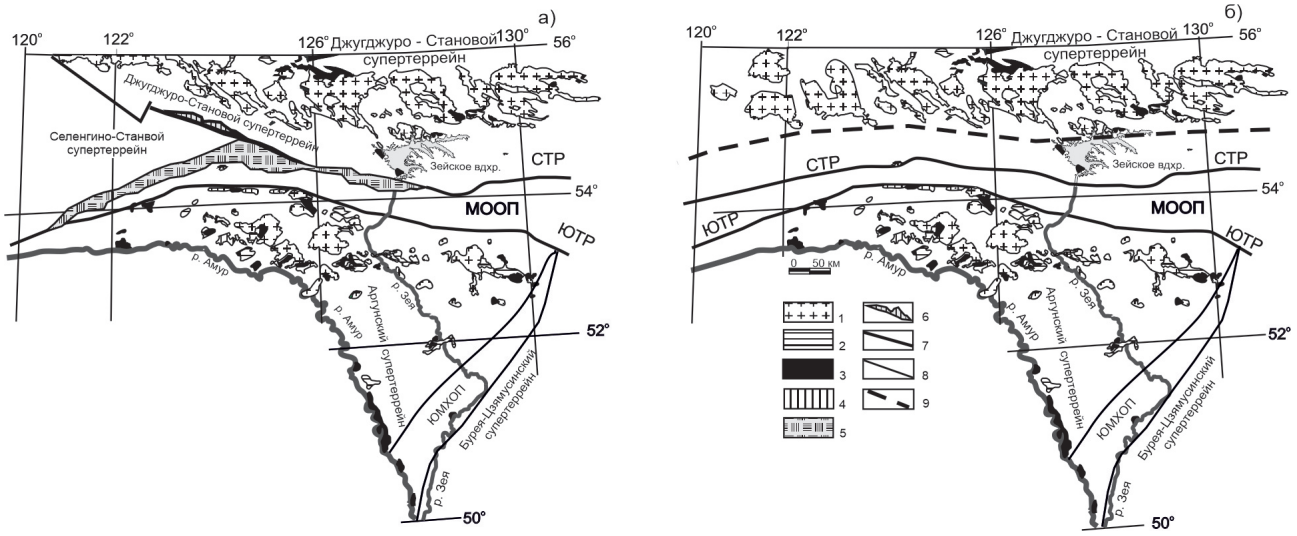


Рис. 1. Тектоническая схема восточного фланга МООП и его обрамления: а) после и б) до кайнозойской тектонической перестройки.

Магматиты, возраст в млн. лет (1-3): 145-97 (1); 130–122 (2); 119–97 (3); (4) 94–88. Зона меланжа (5). Джелтулакская зона разлома (6). Структурообразующие тектонические границы: МООП (7), прочие (8). Граница распространения позднемезозойских магматических комплексов до тектонической перестройки в KZ (9). Разломы: Монголо-Охотский – МОР, Северо-Тукурингрский – СТР, Южно-Тукурингрский – ЮТР. Южномонгольско-Хинганский террейн – ЮХТ.

позднемезозойские магматиты асинхронны по времени формирования породам вышеперечисленных комплексов. Вдоль северного обрамления пояса распространение вышеописанных пород обрезается на западе структурой Селенгино-Станового супертеррейна (ССС), где широко развиты магматиты палеозоя – раннего мезозоя, Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [сводка по 1]. Северная граница ССС с Джугджуро-Становым супертеррейном (ДСС) представлена зоной Джелтулакского разлома (рис. 1а). В пределах этой зоны широко развиты милониты, бластомилониты, бластокатаклазиты, участки послойного рассланцевания пород, кремне-щелочной метасоматоз. Возраст минералов из бластомилонитов показал наличие образований различного возраста (U-Pb метод по цирконам): 1960–1930, 1750–1700, 1600–1500 млн лет; 2000–1350 млн лет (U-Pb метод по пирохлорам) [сводка по 2]. Южная граница ССС представлена зоной тектонического меланжа (800 х до 50 км^2), сложенной метаморфитами от мезозоя до раннего докембрия (рис. 1а).Так как магматические процессы в северном и южном обрамлении МООП происходили синхронно и были связаны с закрытием Монголо-Охотского бассейна, а именно с синхронной субдукцией его отложений в северном и в южном направлениях, правомерно предположить, что к концу позднего мезозоя тела всех магматитов были равноудалены от предполагаемых границ субдукции (рис. 1б). В таком случае положение ССС на тот момент не соответствовало современному. По данным геофизики [3] в основании ССС установлена неоднородная слоистость структуры литосферы, что является признаком горизонтальных перемещений в земной коре и в подкоровом пространстве. Авторами [3] было установлено, что в пределах зоны существуют глубинные наклонные границы раздела как современного, так и более раннего заложения. Современные (позднекайнозойские) границы имеют южное падение, палеограницы — северное. Вероятно, палеограницы северного заложения возникли в результате позднемезозойских субдукционных процессов, когда океаническое ложе Монголо-Охотского бассейна субдуцировало под континентальную окраину южного обрамления Сибирского кратона. Позднекайнозойские границы говорят о существовании тектонических перестроек в этот период времени или о подновлении более древних, маркирующих меловые зоны субдукции. Такие глобальные тектонические преобразования могли быть связаны только с глобальными тектоническими перестройками на соседних взаимозависимых территориях. К

этим процессам можно отнести тектонические события, происходящие при коллизии Индийской плиты и Евроазиатского континента в KZ. Существуют разные предположения о возрасте этого процесса. Но большинство исследователей относят его к периоду 55–50 млн лет. Так же считают авторы работы [6]. По их мнению, первоначально Индийская плита субдуцировала под Евроазиатский континент. Это привело к формированию аккреционной призмы. И только через 25–20 млн лет началась коллизия континент-континент, что привело к экструзии Больших Гималаев вдоль южного Тибета и к началу деформации более удалённых территорий в Центральной Азии: деформации и поднятию Тянь-Шаня. Этот вывод находится в согласии с возрастом постколлизионного магматизма в Южном Тибете, который начался 26 млн лет назад [7]. По мнению [4] зона влияния коллизии Индийской плиты и Евразии состоит из шести тектонических доменов, один из которых домен Центральной Азии с областью деформации, простирающейся от Тянь-Шаня на юге до Байкальской рифтовой зоны на севере. Формирование высокогорного рельефа в Тянь-Шане завершилось в плиоцене [обзор в работе 5]. Длительность этапа орогенеза составляет почти 15 млн лет и соответствует интервалу 25–10 млн лет. Исходя из этих рассуждений, можно констатировать: постмезозойская тектоническая перестройка в северо-западном обрамлении МООП произошла на границе олигоцен – миоцен. Именно в этот период, под влиянием процессов, происходящих между Индийской плитой и Евроазиатским континентом, когда Индийская плита перемещалась в северо-восточном направлении под углом, близком к 20°, ССС был смещён и вклинился между МООП и южным обрамлением Сибирского кратона (ДСС). Вероятно, такому влиянию подвергалось всё северо-западное обрамление МООП. Этому выводу есть косвенные подтверждения. В обрамлении западного фланга МООП развиты симметрично расположенные магматические комплексы палеозоя – раннего мезозоя. На схеме чётко устанавливается смещение этих комплексов вдоль северо-западного обрамления пояса относительно их расположения в юго-восточном обрамлении.

Заключение. Магматическая активность в обрамлении восточного фланга МООП завершилась в начале позднего мела. Фактически с этого времени территория находилась в состоянии покоя: формировались платформенные образования. Но именно в этот период произошла тектоническая перестройка региона. В районе 120 меридиана исчезло около 200 км пояса, а МООП был разделён на два фланга: западный и восточный. Эти процессы произошли в результате того, что ССС вклинился между южным обрамлением Сибирского кратона и МООП, фактически уничтожив здесь структуру пояса. Установлено, регион Центральной Азии от Тянь-Шаня на юге до Байкальской рифтовой зоны на севере представляет зону влияния коллизии Индийской плиты и Евроазиатского континента [4]. Так как описываемые структуры являются взаимозависимыми, это не могло не отразиться на эволюции МООП. Правомерно предположить, что «движущей силой» при перемещении ССС явились коллизионные процессы, происходящие между Индийской и Евразийской плитами на границе олигоцена и миоцена. Вероятно, именно эти процессы изменили контур МООП в постмезозойское время, уничтожив часть пояса в районе 120-го меридиана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дербеко И.М. Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии // Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 142–146.

2. Дербеко И.М. Влияние взаимозависимых структур на постмезозойскую эволюцию восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса. Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 181–185.

3. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

4. An Yin. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics, 2010. V. 488. P. 293–325.

5. Burtman V.S. Geodynamics of Tibet, Tarim and Tien-Shan in the Late Cenozoic // Geotectonics, V. 3. P. 18–46.

6. Van Hinsbergen, Kapp P, Dupont Nivet G, Lippert P.C, DeCelles P.G, Torsvik T.H. Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India // Tectonics. V. 30 (TC5003).

7. Xia L, Li X, Ma Z, Xu X, Xia Z. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of the Tibetan plateau // Gondwana Res., V.19. P. 850–866.

РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ПЛАВЛЕНИЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

К.А. Докукина[1], В.С. Шешуков[1] , В.Б. Хубанов[2], Т.Б. Баянова[3], О.И. Окина[1]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: dokukina@mail.ru

[2] Геологический институт БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ

[3] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате мезо-неоархейской субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино). Эклогитовый метаморфизм всех пород Беломорской эклогитовой провинции был не позднее 2.7 млрд лет назад, а вероятнее всего в интервале 2.82–2.74 млрд лет назад [4]. В регионе установлено не менее трех наложенных высокотемпературных событий плюмового генезиса с возрастами 2.72–2.70, 2.4–2.5 и 1.9 млрд лет [4].

В телах ретроградно измененных субдукционных эклогитах ассоциации Салма локализованы боросиликат-, гранат-, кианит-, фенгит- и корунд-содержащие кварцевые породы (далее Grt-Ph-Ky-Qtz породы) [3]. 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 гиалокластитами 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 осадков в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, представленных тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффитов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах [1].

Grt-Ph-Ky-Qtz порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного фенгита в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10–25 %). Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы. Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями биотит + плагиоклаз (± кианит и гранат), окруженными зональной короной полевого шпата. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из мусковита и/или биотита с кианитом, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, рутила, иногда с участием граната, дюмортьерита и корунда. Короны полевого шпата имеют зональное строение: калиевый полевой шпат на границе с кварцем сменяется альбитом (An3), а альбит в свою очередь сменяется Ca-Na плагиоклазом по направлению к центру псевдоморфозы. Иногда полевой шпат в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен

мезопертитом – регулярными выделениями калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Также в составе пород встречаются области, характеризующиеся повышенным содержанием граната и/или клинопироксена, либо состоящие из цоизита и псевдоморфоз по цоизиту и алланиту в кварце.

В экспериментах по плавлению кварц-фенгитовых сланцев [2], на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава на границе с кварцем. По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Ky-Grt-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. В процессе эклогитового метаморфизма, глиноземистые осадки были преобразованы в Grt-Ky-Ph-Qtz при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650–750°C [3], а в процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений фенгит испытал инконгруентное плавление с формированием полиминеральных псевдоморфоз. На границе с Grt-Ky-Ph-Qtz породами, симплектитовые эклогиты трансформировались в Grt-Cpx-Pl гранулит. Пик высокотемпературного метаморфизма оценивается как 850–900°C.

Методами TIMS и LA-ICPMS были датированы цирконы из Grt-Ky-Ph-Qtz пород и вмещающего их гранулита. Grt-Cpx-Pl порода, проба 4LMy4-12, гранулит основного состава содержит циркон, зерна которого в поперечных сечениях имеют сложные расщепленные формы с неровными скругленными гранями. Зерна характеризуются низкими содержаниями U (23–76 ppm) и Pb (14–39 ppm) и содержат включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца, минералов гранулитовой стадии трансформации породы. ID TIMS датирование циркона в КНЦ РАН, г. Апатиты дало значение возраста 2406±26 млн лет (N=3, СКВО 0.98) [3].

Цирконы из тонкого жильного тела Grt-Ky-Ph-Qtz пород (мощностью до 2-3 см), проба 4LMy4-12-5, локализованного внутри мафического гранулита (проба 4LMy4-12) были датированы методом LA-SF-ICPMS в ЦКП БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ. Зерна циркона в некоторых случаях имеют ядра и каймы, но в целом однородны и характеризуется бесструктурным строением в катодолюминесценции. Циркон содержит включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца. Th/U отношения в ядрах цирконов в целом выше (0.5–1.6), чем в каймах (0.5–0.9), однако значение возраста в ядрах и каймах в пределах погрешности совпадает 2444±22 млн лет (N=29, СКВО 3) [3].

Цирконы из крупного тела Grt-Ky-Ph-Qtz пород (три пробы) были датированы методом LA-ICPMS в Лаборатория химико-аналитических исследований ГИН РАН, г. Москва. Зерна цирконов в пробах 4LMy2-9 и 4LM904 идиоморфные, мутные, серо-желтые или коричневатые со сглаженными ребрами, в CL-метамиктные с явно выраженными процессами перекристаллизации, связанными с ростом светлых в CL кайм. Зерна структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам и имеют высокие Th/U отношения (0.9–1.7), внутри циркона диагностируются включения ксенотима, алланита, плагиоклаза и белой слюды, предшествующей плавлению и формированию псевдоморфоз. Конкордантный возраст цирконов 2468±8 млн лет (N=14, СКВО 0.11) в пробе 4LMy2-9 и 2428±8 млн лет (N=11, СКВО 0.05) в пробе 4LM904 [3]. В пробе 4LM904 цирконы были датированы непосредственно в шлифах и дали дискордию с верхним 2466±37 млн лет и нижним 1958±93 млн лет пересечением конкордии (N=14, СКВО 0.53).

Циркон из крупнозернистой разновидности Grt-Ky-Ph-Qtz пород (проба 4LM901) имеет короткопризматические или удлиненные зерна, в основном светлые прозрачные, иногда мутные бурые в проходящем свете, и неоднородную структуру в катодолюминесценции: в некоторых зернах диагностируются ядра и каймы, другие зерна характеризуются «лоскутной» структурой. Реликтовые ядра цирконов характеризуются высокими Th/U отношениями и относительно высокими содержаниями Th и U, тогда как более молодые области характеризуются значительным снижением концентраций Th и U, с потерей тория вплоть до

нулевых значений. Измеренные значения возраста в ядрах цирконов имеют возраст ~ 2.4 млрд лет, остальные возрасты сползают по конкордии к значениям возраста ~ 1.9 млрд лет (1893±58 & 2414±69 млн лет, N=9, СКВО 0.77) [3]. В шлифе датированы цирконы в пределах небольшого нодуля кальциевых пород, характеризующегося повышенным содержанием ЛРЗЭ, который по-видимому представляет собой метасоматически измененный алланит. Циркон представлен бесцветными идиоморфными и гипидиоморфными зернами, характеризующимися зональной структурой, низкими Th/U отношениями и возрастом 1897±15 млн лет по нижнему пересечению конкордии (N=12, СКВО 1.6)

Сложная форма зерен циркона в мафическом гранулите предполагает, что рост циркона происходил в ограниченных условиях роста внутри твердой породы. Цирконы внутри Grt-Ky-Ph-Qtz пород структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам, характеризуются высокими концентрациями Th, U и Pb и высокими Th/U отношениями, что позволяет предположить, что циркон имеет магматический генезис и формировался из частичного расплава в процессе частичного плавления породы. U-Pb возраст ~ 2.45 млрд лет цирконов из Grt-Ky-Ph-Qtz пород хорошо согласован и, по-видимому, отвечает времени гранулитового метаморфизма, сопровождавшегося формированием новообразованного гранулитового минерального парагенезиса в эклогитах и декомпрессионным плавлением фенгита в составе Grt-Ky-Ph-Qtz пород. Формирование высокобарной эклогитовой-фации минеральной ассоциации в Grt-Ky-Ph-Qtz породах предшествовало росту палеопротерозойского циркона с возрастом ~2.45 млрд лет, так как циркон часто содержит включения белой слюды. Интерпретация включений граната и клинопироксена в цирконе не так очевидна, поскольку по этим минералам нельзя оценить *PT*-условия, однако очевидно, что процессы метаморфизма предшествовали или сопровождали рост раннепалеопротерозойского циркона. Интересной особенностью цирконов Grt-Ky-Ph-Qtz пород является практически полное отсутствие в них ядер с возрастами древнее 2.45 млрд лет. Это достаточно необычно, так как вмещающие Grt-Ky-Ph-Qtz породы эклогиты содержат цирконы мезоархейского и неоархейского возраста. Можно предположить, что изученные цирконы единовременно возникли в раннепалеопротерозойское время ~ 2.4 млрд лет из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и возможно других водосодержащих минералов. Источником для Zr мог быть разрушающийся в присутствии расплава гранат и предположительно присутствовавший в породе ранний циркон, а источником для радиоактивных элементов тот же ранний циркон, а также торий- и урансодержащие фосфаты. Цирконы содержат многочисленные кристаллы ксенотима и характеризуются ториевой спецификой с высокими концентрациями Th (более 2000 ppm) и U (до 1800 ppm). По-видимому, температуры плавления были достаточно высокие для того, чтобы цирконий и радиоактивные элементы, имеющиеся в породе, высвобождались в расплав. По мере того, как породы охлаждались ниже своего температурного максимума, из расплава кристаллизовался новый циркон, а выделившиеся остаточные жидкости вызвали перекристаллизацию существующего древнего циркона. В более позднее время цирконы подверглись воздействию флюидов и метасоматической переработке с разрушением высокоторивых ядер, с нарушением кристаллической структуры циркона, выделением торий- и свинец- содержащих фаз и ростом новообразованных доменов с возрастом ~1.9 млрд лет.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

ЛИТЕРАТУРА

1. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 230 с.

2. Brearley A.J., Rubie D.C. Effects of H_2O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // Journal of Petrology. 1990. 31. P. 925–956.

3. Dokukina, K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I. Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. Precambrian Research, 2021. T. 361. 106260.

4. Mints, M.V., Dokukina, K.A. Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchaean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, Kola peninsula, Russia): A synthesis // Precambrian Research, 2020. V. 350. 105879. P. 1–38.

МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫЕ МАНТИЙНЫЕ ПОРОДЫ И ГРАНАТОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ В ЭКЛОГИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

К.А. Докукина[1], В.И. Пожиленко [2], А.Н. Конилов[1], К.В. Ван[3]

[1]Геологический институт РАН, Москва, dokukina@mail.ru

[2]Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

[3] Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Тела эклогитов Беломорской эклогитовой провинции пространственно и структурно приурочены к активной окраине Кольского палеоконтинента и размещены в мигматизированных ТТГ гнейсах. Протолит эклогитов Салмы представлял собой расслоенный комплекс переслаивающихся габбро, Fe-Ti габбро и габброноритов и был сформирован 2.9 млрд лет назад в процессе эволюции медленно-спредингового хребта, подобного современному Юго-Западному Индийскому хребту [4]. В последние годы в составе эклогитовой ассоциации Салмы обнаружены эклогитизированные пиллоу-лавы первого слоя океанической коры и эклогитизированные метаосадки, сопоставимые с пелагическими мезоархейскими осадками Водлозерско-Сегозерской зенокаменного пояса [1].

В пределах Беломорской эклогитовой провинции имеются конкретные геологические свидетельства геодинамических обстановок, типичных для модели тектоники плит, такие как офиолиты (фрагменты океанической литосферы, сформированной в срединно-океанических хребтах, задуговых или преддуговых бассейнах), породы надсубдукционной метасоматизированной мантии, свидетельства островодужного магматизма и высокобарические комплексы субдукционного происхождения (эклогиты), что позволяет применять для исследования архейских пород модели и подходы, принятые для фанерозойских активных окраин.

В процессе геологического картирования Енского сегмента Беломорской эклогитовой провинции В.И. Пожиленко было выявлено широкое распространение (около 80 участков) в разной степени регрессивно измененных реликтов архейских субдукционных эклогитов ассоциации Салмы; а также несколько десятков тел метаморфизованных ультрабазитов, залегающих конкордантно среди протяженных пластовых тел амфиболитов по эклогитам среди гнейсов ТТГ состава. Гипербазиты и эклогиты часто присутствуют в одних и тех же обнажениях и, судя по всему, генетически связаны.

Были изучены ультраосновные породы, представленные хлоритизированными и карбонатизированными (доломит и кальцит) гарцбургитами с приуроченными к ним гранат-пироксеновым прослоями. Гарцбургиты имеют в своем составе оливин (#Mg 0.84-0.83), ортопироксен (#Mg 0.84-0.83), хромистую шпинель (#Mg 0.14-0.19, #Cr 0.50-0.51, TiO_2 1.22-1.65 вес. %), доломит, серпентин с магнетитом, хлорит. В линейных областях проработки флюидом по породе развивается дендровидный агрегат клинопироксена и кальцит. Исследование состава хромистой шпинели в гарцбургитах свидетельствует об их вероятном формировании в надсубдукционных условиях. Гранат-пироксеновые прослои сильно амфиболизированы.

В неизмененных разновидностях представлены пиропистым гранатом ($Alm_{37}Prp_{40}Grs_{17}Sps_6$), магнезиальным клинопироксеном (#Mg 0.85-0.88), ортопироксеном (#Mg 0.68-0.76). Шпинель в данных породах характеризуется меньшим содержанием хрома и высокой магнезиальностью (#Mg 0.58-0.64, #Cr < 0.1).

Гарцбургиты характеризуются наиболее высокой магнезиальностью (#Mg 0.84-0.89) относительно всех остальных основных и кислых пород в ассоциации эклогитов Салмы, высокими содержаниями MgO (до 34 вес. %), Cr (до 2300 ppm), Ni (до 2000 ppm), низкими содержаниями кремнезема (SiO_2 35-46 вес. %), CaO (до 4 вес. %), TiO_2 (до 0.2 вес. %). По малым и рассеянным элементам гарцбургиты характеризуются наиболее деплетированными составами, обогащением в Rb, Ba, Sr, наличием положительной Sr аномалии, отрицательной Eu аномалией, низкими содержаниями Zr и Hf, низкими содержаниями РЗЭ. Гранатовые пироксениты имеют базитовый состав (SiO_2 45-50 вес. %) и высокую магнезиальность (#Mg 0.62-0.77).

Метасоматизированные гипербазиты, гранатовые пироксениты и эклогиты присутствуют в одних и тех же обнажениях и, судя по всему, генетически связаны и эволюционировали совместно в пределах архейской континентальной окраины. Гипербазиты (по крайней мере часть гипербазитов – гидратированные и карбонатизированные гарцбургиты) представляют собой породы метасоматизированной мантии, которые могли формироваться в надсубдукционных условиях, о чем свидетельствует их тесная пространственная связь с эклогитами, сформированными по коре океанического типа. На достаточно глубинный уровень формирования этих мантийных пород указывает распространенная в породе хромистая шпинель. Гранатовые пироксениты, в таком случае, могут представлять собой остаточные или кумулусные образования от плавления пород мантийного клина в надсубдукционных условиях. С другой стороны, не исключено, что исследованные мантийные породы являются метаморфизованными ультраосновными членами нижних горизонтов офиолитового разреза мезоархейской океанической коры океана Салма.

Взаимоотношения между гарцбургитами и гранатовыми пироксенитами предполагает возможность генетической связи между двумя этими породами, которая может отвечать модели, сформулированной в работе [3], которая частично решает проблему парадокса андезитового состава коры континентального типа. Суть процесса - формирование из расплавов базальтового состава, сформированных в результате частичного плавления метасоматизированной мантии, континентальной коры андезитового состава путем удаления плотных гранатовых пироксенитов (арклогитов), сформированных при метаморфизме нижнекоровых кумулатов фракционированных базальтовых расплавов во время формирования континентальной дуги [3]. Взаимоотношения между гидратированными и карбонатизированными гипербазитами, эклогитами и ТТГ гнейсами также не исключают модель формирования континентальной коры, предложенный [2], в которой андезитовые расплавы отделяются от океанического слэба, погружавшегося в зону субдукции и реагирует с вышележащим мантийным клином.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dokukina, K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I. Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. Precambrian Research, 2021. T. 361. 106260.

2. Kelemen P.B., Hanghoj K., A.R. Greene One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in Treatise on Geochemistry 3.18 (Edited by H.D. Holland and K.K. Turekian), 2003, pp. 593–659, Elsevier, New York.

3. Lee C.-T.A., Morton D.M., Kistler R.W., Baird A.K. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 263, P. 370–387.

4. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: tatiana_donskaya@mail.ru

Сибирский кратон как единая структура был сформирован в раннем протерозое. Образование кратона происходило в три этапа и завершилось на временном интервале 1.90 – 1.87 млрд лет [7]. Однако, собственно первые события, приведшие в дальнейшем к формированию Сибирского кратона, можно отсчитывать с начала процессов субдукции под Олекмо-Алданский и Анабарский архейские континентальные блоки будущего Сибирского кратона на их южных (в современных координатах) окраинах. Предполагается, что в пределах этих континентальных блоков происходило развитие активных окраин, а на некотором удалении от них имело место формирование островных дуг. Индикаторами этих событий являются магматические комплексы с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет, формирующиеся в надсубдукционной обстановке. Эти комплексы располагаются в южной и юго-восточной частях Сибирского кратона, а именно в пределах Байкальского краевого выступа и Алданского щита, а также в породах Маганского террейна Анабарского супертеррейна, скрытых под чехлом. В частности, в этот период были сформированы гранитоиды Байкальского выступа с возрастом около 2.02 млрд лет, а именно граниты Еловского массива Голоустенского блока и граниты чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока [5, 7]. Возраст надсубдукциооных гранодиоритов из керна скважины Маганского террейна Анабарского супертеррейна составил 2.00 млрд лет [6]. В западной части Алданского щита с субдукционным этапом ассоциируют метавулканиты Балаганахского зеленокаменного пояса с возрастом 2.06 – 2.05 млрд лет, габбро и гранитоиды унгринского комплекса (2.04 – 2.02 млрд лет), плагиогнейсы тимптонского комплекса (2.01 млрд лет), а также метаандезиты федоровской толщи (2.01 млрд лет) [1, 3 и др.]. В восточной части Алданского щита на этом этапе были сформированы диориты джагдаканского комплекса и гранитоиды хоюндинского комплекса Батомгского блока с возрастом 2.06 млрд лет [2, 4].

Анализ составов надсубдукционных гранитоидов и вулканитов южной части Сибирского кратона показал, что эти породы обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики, обладают преимущественно пониженной железистостью и имеют составы, близкие гранитам *I*-типа, в том числе и гранитоидам тоналит-трондьемитовой серии (обзор в [7]). Среди надсубдукционных магматических пород существенный объем занимают разности, характеризующиеся положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ [3, 5, 7 и др.]. Геохимические и изотопные данные по магматическим породам с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет южной части Сибирского кратона позволяют рассматривать данный временной интервал как этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору формирующегося Сибирского кратона или как стадию роста раннепротерозойской континентальной коры в пределах кратона.

Совокупность данных по магматическим породам Байкальского выступа, а также гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне Анабарского супертеррейна, позволяет допускать на временном рубеже 2.02 – 2.00 млрд лет развитие активной континентальной окраины Анабарской континентальной плиты с сопряженными с ней островными дугами [7]. Данные по породам западной части Алданского щита (Чара-Олекминский и Западно-Алданский блоки) свидетельствуют о развитии на временном интервале 2.06 – 2.00 млрд лет активной

континентальной окраины Олекмо-Алданской континентальной плиты и Федоровской островной дуги, которые в дальнейшем вошли в структуру Алданского супертеррейна [1, 3]. Результаты исследований пород в пределах Батомгского блока восточной части Алданского щита могут указывать на формирование на временном рубеже 2.06 млрд лет Батомгской островной дуги, также вошедшей впоследствии в структуру Алдданского супертеррейна [2]. В дальнейшем, на временном интервале 2.0 – 1.9 млрд лет, в ходе аккреционно-коллизионных событий, приведших к формированию структуры Сибирского комплекса, все надсубдукционные магматические комплексы вошли в его структуру.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U-Pb возраст федоровской толщи Алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Доклады Академии наук, 2003. Т. 393. № 1. С. 91–96.

2. Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Роганов Г.В., Дымович В.А. Раннедокембрийские гранитоиды Батомгского выступа фундамента юга-востока Сибирской платформы: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Тихоокеанская геология, 2016. Т. 35. № 3. С. 23–44.

3. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург: Издательство СПбГУ, 2003. 78 с.

4. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.Б., Вовна Г.М., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Бадединов З.Г. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 3. С. 45–49.

5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса // Петрология, 1998. Т. 6. № 4. С. 139–164.

6. Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А., Терлеев А.А., Комия Ц., Токарев Д.А. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Доклады Академии наук, 2015. Т. 461. № 5. С. 558–562.

7. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research, 2020. V. 348. 105869.

ХУЛАМСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (СРЕДНЯЯ ЮРА, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ): ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Е.Н. Кайгородова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии,г. Москва, t-mail: katmsu@mail.ru

Рассмотрены новые петролого-геохимические и изотопно-геохронологические данные для магматических пород хуламского вулкано-плутонического комплекса (ХВПК), распространенных в центральной части Северного Кавказа (Кабардино-Балкария). Интерес к этому комплексу вызван в первую очередь тем, что он, согласно стратиграфическим данным, наряду с джалпакским комплексом (Карачаево-Черкессия) маркирует время окончания мезозойского магматического цикла на Большом Кавказе. Соответственно, получение надежных датировок для хуламских пород позволяет установить один из важнейших временных рубежей для всей геологической истории развития Кавказского региона. Кроме того, с гипабиссальными интрузиями ХВПК пространственно ассоциирует единственное на Северном Кавказе России золоторудное месторождение с доказанными запасами – Радужное, что придает дополнительный интерес к комплексному изучению мезозойских пород, распространенных в его окрестностях.

Ареал распространения магматических образований ХВПК расположен в горной части Кабардино-Балкарии в среднем течении рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский у южного подножья квесты Скалистого хребта. Рассматриваемый регион относится к тектонической зоне Главного Кавказского хребта (Эльбрусская подзона, Балкаро-Дигорский блок).

Изученные магматические породы ХВПК представлены контрастной бимодальной ассоциацией габбро-порфириты+трахиандезибазальты – трахиты+риолиты.

Мафические разности пород ХВПК (плутоническая и вулканическая фации) содержат 48.7–56.4 мас.% SiO_2(здесь и далее содержания породообразующих оксидов, приведенные в тексте, нормализованы к 100%), 4.7–6.7 мас.% K_2O+Na_2O, 4.5–7.4 мас.% MgO. Это умеренно-щелочные, в различной степени дифференцированные (*Mg#* от 0.38 до 0.62) умеренно- или низкокалиевые породы. Они характеризуются широкими вариациями концентраций Ba и Sr, повышенными содержаниями Zr и Linо сравнению с кларками этих элементов в основных магматических образованиях [7].

Трахиты ХВПК содержат 59.7–65.5 мас.% SiO_2, 7.7–12.2 мас.% K_2O+Na_2O и относятся к умеренно-щелочной петрохимической серии. Это высокодифференцированные (*Mg#* от 0.19 до 0.55) образования, высококалиевые и шошонитовые. Аналогично с основными породами ХВПК трахиты демонстрируют широкие вариации концентраций Ba; при этом они характеризуются пониженными концентрациями Sr (50–115 г/т) по сравнению с кларками для средних и кислых магматических пород [7].

Риолиты ХВПК (субвулканическая фация) содержат 68.2–84.6 мас.% SiO_2, 2.3–12.3 мас.% K_2O+Na_2O и относятся к умеренно-щелочной и известково-щелочной петрохимическим сериям. Они характеризуются существенными вариациями по соотношению кремнезема и щелочей, в том числе SiO_2 и K_2O, а также отношению K_2O/Na_2O. Последний параметр позволяет разделить риолиты на четыре подгруппы: ультракалиевые ($K_2O/Na_2O>40$), высококалиевые (K_2O/Na_2O от 15 до 40), калиевые (K_2O/Na_2O от 2 до 15) и низкокалиевые ($K_2O/Na_2O<2$). Риолиты аномально обогащены Zr (до 2600 г/т), Nb (до 280 г/т) и Y (до 150 г/т) по сравнению с кларками для кислых магматических пород [7].

На бинарных диаграммах Харкера для породообразующих оксидов (Al_2O_3, TiO_2, MgO, FeO и CaO) наблюдаются негативные линейные тренды, формируемые всеми точками изученных пород ХВПК вне зависимости от их состава.

Вплоть до настоящего времени оставался открытым вопрос о возрасте вулканогенных образований ХВПК. Одни исследователи предполагали его раннеюрским [5], другие – байосским [1], третьи – в диапазоне от тоара до байоса [2]. С целью определения возраста пород рудогенерирующего ХВПК были отобраны индивидуальные зерна цирконов из образцов риолита и трахита. Полученные U-Pb датировки (167±4 млн лет для образца РЦ-5 и 167±3 млн лет для образца Х-13) совпадают в пределах погрешности измерений, что свидетельствует о близком времени формирования кислых и умеренно-кислых магматических образований ХВПК. Средневзвешенное значение изотопного возраста для обоих образцов соответствует середине батского века средней юры. Однако с учетом погрешностей датировок вероятный диапазон образования трахитов и риолитов может быть более строго оценен как байос – келловей.

Петролого-геохимические данные свидетельствуют о том, что ведущую роль в петрогенезисе пород ХВПК играли процессы кристаллизационной дифференциации (FC) с осаждением на ранних стадиях магматического процесса *Ol, Cpx,* основного *Pl*, а также *Ilm*/Ti-*Mag* и *Ap*. На поздней стадии ведущей фазой FC-процесса оставался основной *Pl*. Ассимиляция магматическими расплавами вещества вмещающих коровых образований не имела какого-либо заметного влияния.

По своим петролого-геохимическим характеристикам магматические породы (и кислые, и основные разности) ХВПК близки внутриплитным континентальным образованиям. Изотопно-геохронологические данные показывают, что они были извержены на завершающем

этапе мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа в постколлизионной геотектонической обстановке (после завершения в регионе процессов субдукции и континентальной коллизии) и, скорее всего, приурочены к локальной зоне растяжения, возникшей в тылу бывшей активной континентальной окраины.

Геохимические и Pb-изотопные данные показывают, что мантийный источник магматических образований ХВПК генерировал расплавы с характеристиками, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB) (рис. 1).

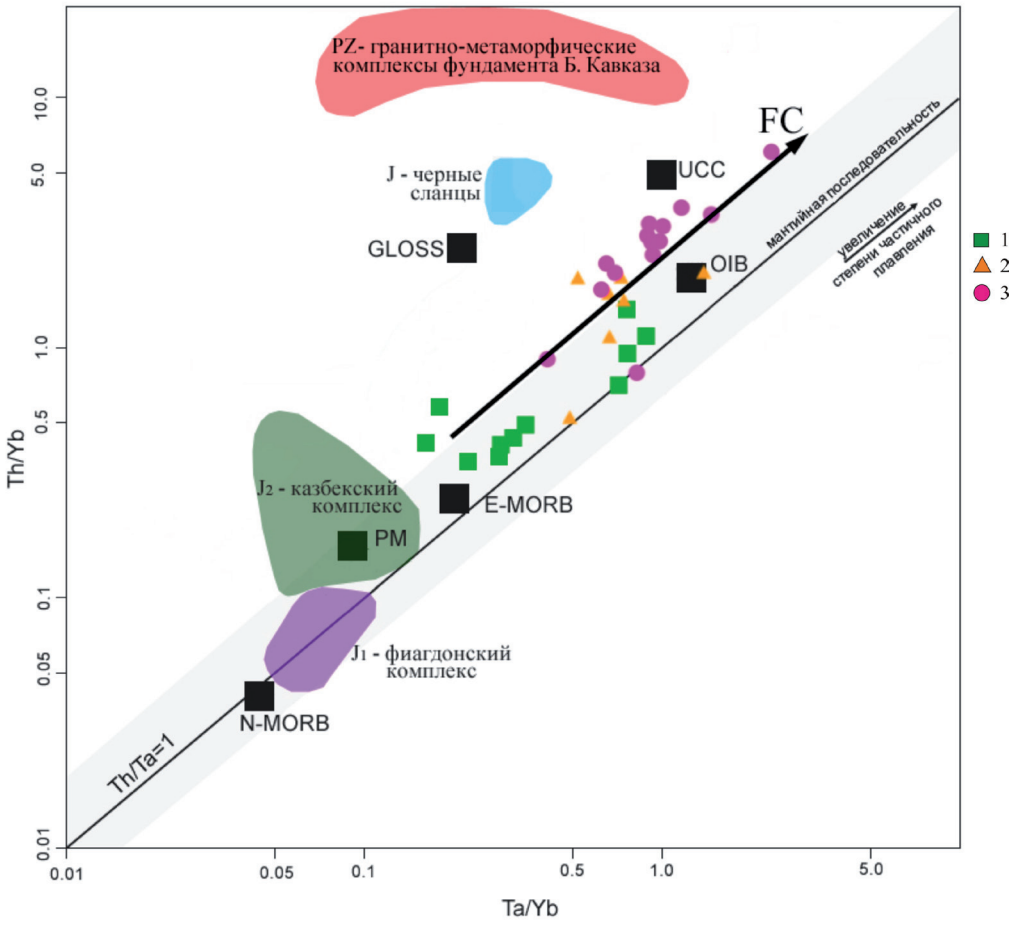


Рис. 1. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1982) для пород ХВПК.
Использованы данные из [4, 5, 6]. 1 – основные породы ХВПК, 2 – трахиты ХВПК, 3 – риолиты ХВПК.

Данный источник, вероятно, располагался на небольших глубинах в верхней части астеносферы, имел состав, отвечающий шпинелевому перидотиту, и сформировался в результате длительных метасоматических преобразований исходной деплетированной мантии, протекавших в период существования активной континентальной окраины (J_{1-2}) и развития процессов субдукции под Большим Кавказом.

Магматические образования ХВПК содержат большинство рудных элементов (кроме Ag) на уровне кларковых значений. Кислые породы в результате FC-процессов заметно обогащены Zr, Nb, Ta и REE, что обуславливает их REE-редкометальную рудную специализацию. Петролого-геохимические особенности изученных изверженных пород не дают оснований рассматривать хуламский комплекс как рудоносный в отношении Au-сульфидной минерализации месторождения Радужное; магматическая активность играла здесь, в первую очередь, рудогенерирующую функцию, а контактовые зоны интрузивных тел нередко становились геохимическими барьерами, где происходило отложение рудного вещества.

Выводы. Магматические породы хуламского вулкано-плутонического комплекса представлены бимодальной ассоциацией габбро-порфириты+трахиандезибазальты – трахиты+риолиты и по своим петролого-геохимическим характеристикам близки типичным внутриплитным континентальным образованиям. U-Pb датировки (SHRIMP, 167±3 млн лет) цирконов свидетельствуют о том, что породы хуламского комплекса образовались в средней юре (байос – келловей) на завершающем этапе мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа в постколлизионной геотектонической обстановке. Магматические расплавы хуламского комплекса, генерируемые мантийным источником под регионом в этот период времени, характеризовались геохимическими характеристиками, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB).

ЛИТЕРАТУРА

1. Безносов Н.В., Казакова В.П. О возрасте вулканогенной толщи Центральной Балкарии // Советская геология, № 6. 1959. С. 130–133.

2. Борсук А.М., Цветков А.А. Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский – Чегем на Северном Кавказе // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая, 1973. № 11. С. 15–26.

3. Газеев В.М., Гурбанов А.Г, Кондрашов И.А. Основные породы среднеюрского задугового дайкового пояса Большого Кавказа (геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация) // Геология и геофизика Юга России, 2018. Т. 8. № 2. С. 16–29.

4. Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И., Гурбанова О.А. Палеогеодинамические реконструкции и минерагения раннеюрского базальт-гипербазитового фиагдонского комплекса (Республика Северная Осетия – Алания, Кавказ, РФ) по петрохимическим, геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика Юга России, 2017. № 4. С. 22–38.

5. Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Труды ИГН АН СССР. Вып. 113. 1950. 174 с.

6. Лебедев В.А, Чугаев А.В., Парфенов А.В. Возраст и генезис золото-сульфидной минерализации на Танадонском месторождении (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия – Алания) // Геология рудных месторождений, 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.

7. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых // Москва, Недра. 1990. 335 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ЭКЛОГИТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Калашникова, Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий

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

e-mail: Kalashnikova@igc.irk.ru

Среди выделенных по минералого-петрографическим признакам разновидностей мантийных ксенолитов исследователями выделяются породы основного состава с высоким содержанием клинопироксена и граната - эклогиты и клинопироксениты. Вопросы их сходства и различия, происхождения и взаимосвязи с ультраосновными породами литосферной мантии (перидотитами) остаются дискуссионными. Указанные породы характеризуются сходным двуминеральным составом (гранат и клинопироксен), однако отличаются по составу минералов. Эклогиты характеризуются высоким содержанием жадеитового минала в пироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ – 30–70 %) [3]. Существуют две основные точки зрения на происхождение пород основного состава литосферной мантии: участие субдуцированного вещества древней океанической литосферы и кумулатное происхождение в результате частичного плавления при высоких P-T параметрах [1–2, 4, 6]. Предполагается, что «классические» кратонные эклогиты представляют собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование и возможные дальнейшие метасоматические процессы.

Авторами была исследована коллекция пироксенитовых и эклогитовых ксенолитов из трех кимберлитовых трубок Сибирского кратона: Мир (Мирнинское поле, Маганский террейн), Удачная (Далдынское поле, Далдынский террейн) и Обнаженная (Куйокское поле, Биректинский террейн).

В целом гранатовые пироксениты из различных трубок отличаются оранжево-красноватым цветом граната и темно-зеленым цветом пироксена. Среди них преобладают средне-крупнозернистые гипидиоморфнозернистые и порфиробластические, а также изредка мозаичные структуры. В гранатовых клинопироксенитах обычно присутствует рутил, как в виде тонких (1 – 0.5 мкм) пластинок распада в клинопироксене, так и в виде мелких (20 – 100 мкм) изометричных или ограненных зерен в матрице. Наиболее характерной чертой гранатовых пироксенитов из трубки Обнаженная является наличие в них мегакристаллов клинопироксена, последовательно распавшихся на клинопироксен, ортопироксен и гранат и затем интенсивно перекристаллизованных в средне-мелкозернистую матрицу. Для аналогичных пород из трубок Удачная и Мир данная характеристика практически не свойственна.

Для данной группы пород характерно присутствие реликтовых мегакристаллов (1-6 см) клинопироксена с пластинчатыми структурами распада граната в средне-мелкозернистой матрице из граната и клинопироксена. В шлифах устанавливаются все стадии эволюции пород – от выделения в первичных мегакристаллах клинопироксена ламелей распада граната до перекристаллизации в гранат-клинопироксеновую матрицу. Наличие таких мегакристаллов может указывать на первоначальное кумулатное происхождение породы, которая затем подверглась перекристаллизации.

Эклогиты из различных трубок характеризуются гранатом розового либо светло-оранжевого цвета и светло-зеленым пироксеном. Структуры данных пород можно охарактеризовать как средне-крупнозернистые гранобластовые (до мозаичных) либо пойкилобластовые, что характерно для перекристаллизованных метаморфизованных пород.

Исследование химического состава минералов из эклогитов и клинопироксенитов проводилось на рентгеновском микроанализаторе Jeol Superprobe JXA-8200 (метод ЕРМА) в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (аналитик Л.Ф. Суворова). Гранаты из эклогитов различных трубок отличаются от гранатов из клинопироксенитов более высоким содержанием CaO и FeO ($Prp_{55-40}Alm_{14-28}Grs_{26-30}$ - эклогиты, $Prp_{60-65}Alm_{20-27}Grs_{8-15}$ - пироксениты). Клинопироксены из эклогитов отличаются пониженной магнезиальностью (91–84), а также пониженным содержанием CaO (16–18 мас. %). Высокое содержание жадеитовой компоненты в клинопироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ – 25–32 %) позволило отнести данную группу пород к эклогитам.

Также был проанализирован изотопный состав кислорода в минералах. Для аналитических исследований были выбраны крупные, наименее измененные образцы эклогитов и пироксенитов из различных трубок. Анализ $\delta^{18}O$ в гранате, клинопироксене выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия (аналитик Веливецкая Т.А.).

В целом минералы из пироксенитов различных трубок демонстрируют значения $\delta^{18}O$, близкие к мантийным [5, 7]. Для гранатов из пироксенитов трубки Обнаженная данные варьируются от 5.2 до 5.8 ‰ (что с учетом погрешности метода анализа ±0.2–0.3 ‰ может полностью лежать в пределах мантийных значений). Для гранатов из пироксенитов трубок Удачная и Мир изотопные значения кислорода изменяются от 5.3 до 5.8 и 5.7–5.8 ‰, соответственно. Для пироксенов из соответствующих пород трубки Обнаженная отмечены значения 5.5 - 6.0‰ (в целом близкие к мантийным значениям).

Для минералов из эклогитов отмечены высокие значения $\delta^{18}O$, значительно выше мантийных. Для гранатов из трубки Обнаженная они составляют 5.8–6.9, для трубки Удачная и Мир – 6.3–7.4 ‰ и 6.1–6.2 ‰, соответственно. Значение $\delta^{18}O$ изменяется в Срх от 5.8 до 7.5 (трубка Обнаженная) и 5.9–7.0 ‰ (трубки Мир и Удачная).

Полученные результаты согласуются с происхождением эклогитов из субдуцированной океанической коры и наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона и в его центре (как было предложено [6]). Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}O$ позволяет предположить широкое развитие процессов плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

Исследование выполнено за счет гранта РНФ (проект № 20-77-00074). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Aulbach S., Jacob D.E. Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths // Lithos., 2016. V. 262. P. 586–605.

2. Condie K.C. Chemical composition of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., 1993. V. 104. P. 1–37.

3. Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E, LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // Journal of volcanology and geothermal research, 2020. V. 190 (1–2 SI). P. 235–247.

4. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Mattey D., Kudrjavtseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // Geochim. et Cosmochim Acta, 1994. V. 58. P. 5191–5207.

5. Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planetary Science Letters, 1994. V. 128. P. 231–241.

6. Taylor L.A., Spetsius Z.V., Wiesli R. et al. Diamondiferous peridotites from oceanic protoliths: Crustal signatures from Yakutian kimberlites // Russian geology and geophysics, 2005. V. 46 (12). P. 1176–1184.

7. Valley J.W., Kinny P.D., Schilze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts // Contrib. Mineral. Petrol., 1988. V. 133. P.1–11.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА КААХЕМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева[1], А.М. Сугоракова[2], Д.В. Семенова[1], В.А. Яковлев[1]

[1]Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

e-mail: iri@igm.nsc.ru

[2]Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

Происхождение мафических включений в гранитоидных комплексах может быть различным: ксенолиты вмещающих пород, реститы протолита, автолиты, продукты смешения контрастных по составу магм (ММЕ)[см. обзор в 1]. Определение петрогенезиса включений напрямую связано с проблемами гранитоидного магматизма – определением источников расплава, его зарождения, перемещения и формирования крупных батолитов.

Каахемский магматический ареал, расположенный в раннекаледонских структурах Восточной Тувы и занимающий площадь около 30 000 км^2, образовался в длительный период времени – 570–300 млн лет [3, 2]. В его эволюции выделяется несколько этапов габбро-гранитного магматизма: островодужный (560–520 млн лет), аккреционно-коллизионный (512–474 млн лет), постколлизионный (450–445 млн лет) и внутриплитный(~ 300 млн лет). Каждый из этапов характеризуется проявлением вначале габброидного, а затем гранитного магматизма [4, 5]. Наибольший объем кислых пород слагают гранитоиды таннуольского и «сархойского» комплексов, сформировавшихся на аккреционно-коллизионном и постколлизионном этапах развития региона.

«Сархойский» гранодиорит-гранитный комплекс слагает ряд массивов общей площадью около 15000 км^2. Состав пород варьирует в зависимости от содержания калиевого полевого шпата и темноцветов (биотит и амфибол). В целом, породы относятся к двуполевошпатовым нормально- и умеренно-щелочным гранитам (SiO_2 – 62.22–74.79мас.%, Na_2O+K_2O – 6.25–8.37мас. %) известково-щелочного ряда с умеренной калиевостью (K_2O – 1.59–1.59мас. %). Для пород характерны отрицательные спектры распределения РЗЭ с соотношением (La/Yb)n – 7.67–13.29 и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*)n – 0.55–1. На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb,Ta и Ti. Положительные значения εNd(T) указывают на значительное участие мантийного компонента в формировании интрузивов. Возраст комплекса оценивается в 450±5 млн лет[4].

Характерной особенностью гранитоидов «сархойского» типа является наличие в них мафических включений, которые представляют собой округлые, эллипсовидные и вытянутые тела размером до 20–30 см. Включения могут быть как одиночными, так и образовывать скопления на участках в несколько десятков метров, где они располагаются довольно близко друг от друга (от нескольких десятков см до 3 м). В гранитоидах «сархойского» комплекса скопления расположены неравномерно, они наблюдаются примерно через 0.3–0.5 км, чередуясь с «чистыми» гранитами без включений. Контакты с вмещающими породами очень четкие как в обнажениях, так и на микроуровне, без переходных зон. Стоит отметить также отсутствие срезающих контактов и зон закалки. В эндоконтактовой зоне со стороны включений наблюдаются пойкилитовые структуры, где хадакристами являются мелкозернистые агрегаты роговой обманки и биотита, а ойкокристы представлены кварцем или калиевым полевым шпатом. Со стороны гранитов отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза с врастками мелких кристаллов роговой обманки в краевых частях.

По минералого-петрографическому составу исследуемые включения отвечают диоритам (Bt+Hbl – 30–55%, Pl – 30–50%, Kfs – 5–10%, Qtz – 0–10%). Распространенным акцессорным минералом является сфен. Породы характеризуются порфировидной структурой с вкрапленниками плагиоклаза. Кристаллы плагиоклаза имеют зональное строение с пойкилитовой структурой во внутренней части, хадакристы представлены биотитом и роговой обманкой. На диаграмме Ab-An-Or составы мафических включений соответствуют тоналитам. По соотношению кремнезема и щелочей (SiO_2 – 49.80-57.91 мас. %, Na_2O+K_2O – 4.61–7.08 мас. %) они соответствуют породам умеренной щелочности, а по содержанию калия принадлежат к умеренно-калиевым разностям известково-щелочной серии (K_2O – 0.89–2.16 мас. %). По другим петрохимическим критериям проанализированные включения относятся к магнезиальным (Fe# – 0.57–0.76) известково-щелочным и щелочно-известковым образованиям.

На диаграммах распределения РЗЭ и спайдер-диаграммах для диоритов характерны отрицательные спектры с соотношением (La/Yb)n – 4.95–10.32 и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*)n – 0.61–0.78. Отмечаются незначительные минимумы по Nb, Ta, Hf, Zr и Ti. Большие различия отмечаются в содержаниях U и Th: в двух образцах выделяются заметные максимумы, по трем образцам – значительные минимумы. По содержанию Al_2O_3 и Yb диориты из включений являются низкоглиноземистыми(ASI – 0.75–0.92).

Для определения возраста включений были проведены U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов методом LA-SF-ICP-MS. Проба К 504-1отобрана из включений диоритов, расположенных в районе Панфиловского порога на правобережье р. Каа-Хем. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными кристаллами с бледно-желтой окраской, округленными ребрами и ровной поверхностью граней. Размер зерен варьирует в диапазоне от 100 до 200 μm по удлинению и 70–100 μm по ширине. В режиме катодолюминесценции (CL) исследуемые цирконы характеризуются широкой осцилляторной магматической зональностью. Аналитические исследования (рис. 1) проводились по 46 наиболее представительным кристаллам циркона. Конкордантное значение возраста (по отношению $^{206}Pb/^{238}U$), полученное по 44 локальным точкам магматического циркона, составляет 480±3 млн лет (СКВО = 3.7).

По результатам U-Pb геохронологического датирования можно сделать выводы, что образование исследуемых включений произошло намного раньше вмещающих их гранитов сархойского комплекса. Исходя из этого, они не могут рассматриваться как продукты смешения одновозрастных и контрастных по составу магм, а также представлять собой автолиты – продукты ранней кристаллизации более основных пород из единого гранитоидного расплава.

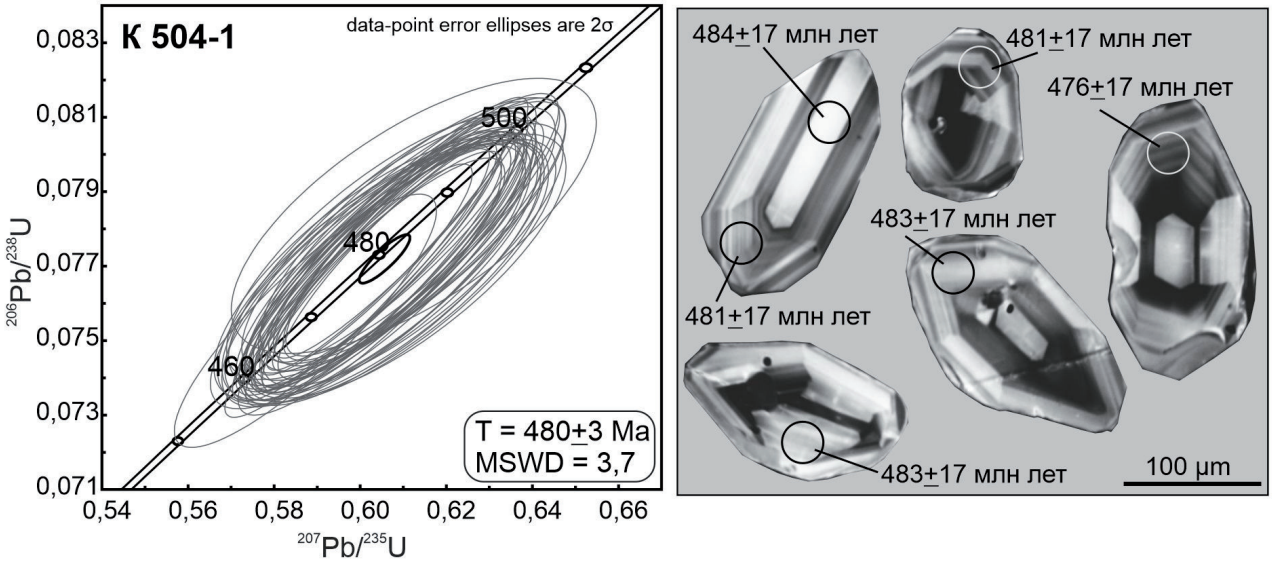


Рис. 1. Диаграмма с конкордией и катодолюминесцентное изображение цирконов из мафических включений с точками измерений и возрастом ($^{206}Pb/^{238}U$).

Мафические включения в гранитоидах «сархойского» типа являются либо ксенолитами вмещающих пород, либо реститами протолита. Рассмотрим обе модели.

1. Включения диоритов могут представлять собой ксенолиты тоналит-гранодиоритового таннуольского комплекса (O_{1-3}), обрамляющего гранитоиды «сархойского» комплекса с севера [2]. Распределение включений по всему массиву позволяет предполагать, что они являются фрагментами провеса кровли, однако эта версия не объясняет неравномерность распределения включений, а также округлую форму. Возможный вариант частичного оплавления ксенолитов при захвате гранитоидной магмой не подтверждается петрографическими наблюдениями контактовых зон. Однако, близкий состав и возраст мафических включений и тоналитов таннуольского комплекса позволяет предполагать их образование при единых процессах формирования батолита.

2. Мафические включения могут являться реститами протолита гранитоидов «сархойского» комплекса. По своим петрогеохимическим характеристикам он относится к типичным гранитам I-типа, образованным при плавлении магматического субстрата среднего состава. Геохимические характеристики двуполевошпатовых гранитов наследуют составы диоритов (минимумы по Nb иTa). Граниты отличаются от диоритов чуть более повышенным содержанием LILE относительно HREE, что является закономерным при переплавлении магматического субстрата, а также во включениях отмечается более высокое содержание HREE, концентрирующихся в рестите. Более выраженный минимум по Ti в двуполевошпатовых гранитах относительно диоритов можно объяснить концентрацией данного элемента преимущественно в мафических минералах (биотите и амфиболе). Изучение контактовых взаимоотношений между диоритами и гранитами свидетельствует о более поздней кристаллизации гранитов. Округлая форма включений обусловлена захватом и перемещением диоритовых нодулей вместе с новообразованным гранитным расплавом.

Таким образом, мафические включения в гранитоидах «сархойского» комплекса, вероятнее всего, являются захваченными реститами протолита.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмакина Г.Н. Мафические включения и комбинированные дайки в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья: состав, петрогенезис // Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ. 2013. 178 с.

2. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озернойзоны Западной Монголии // Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. 300 с.

3. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемскийполихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006. № 1. С. 30–42.

4. Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика, 2015.Т. 56. № 9. С. 1572–1600.

5. Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования, 2017. №3. С. 50–60.

МАГМАТИЗМ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ПРИМЕРЕ АКСАКИНСКОГО И ЮЖНОГО СИДИМИЙСКОГО ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Е.А. Коновалова, Л.Ф. Мишин, Ю.В. Талтыкин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,

email: ekaterinaandrevna.mail@gmail.com

Окислительно-восстановительные условия формирования (редокс-условия) магматических пород определяют валентные формы элементов переменной валентности, поведение которых в геохимических процессах различно. К примеру, от соотношения в магматических породах двух- и трехвалентного железа зависят состав и количество рудного минерала, вес магнитной фракции и магнитная восприимчивость (MS) породы, состав темноцветных минералов.

Среди интрузивных и вулканогенных пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП) различного петрографического состава с возрастом от раннего мела по кайнозой включительно по перечисленным признакам выделены зоны развития магматических пород магнетитовой (окислительные условия) и ильменитовой (восстановительные условия) серий.

САОП при ширине 200–250 км протягивается в северо-восточном направлении на 1350 км. Осевая частьпояса сложена породами ильменитовой серии (ИС) со следовыми содержаниями магнетита и ильменита, магнитной восприимчивостью меньше $0.5*10^{-3}$ ед. СИ, повышенной железистостью биотита и амфибола, резким преобладанием в химическом составе пород и минералов с закисной формой железа над окисной. Породы ИС обрамляются породами магнетитовой серии (МС) с весовыми содержаниями магнетита и реже ильменита, магнитной восприимчивостью больше $0.5*10^{-3}$ ед. СИ, пониженной железистостью биотита и амфибола. К породам ИС приурочены все известные на Сихотэ-Алине месторождения и проявления олова и вольфрама. С породами МС связаны эпитермальные золото-серебряные и медно-порфировые месторождения [1].

Для изучения состава и структуры зоны перехода редокс-условий авторами были изучены два массива: Аксакинский массив находится на северном выклинивании зоны ильменитовых пород, Южный Сидимийский – на западной границе перехода редокс-условий (рис. 1).

Для разделения пород этих массивов на МС и ИС использовалось комплексное изучение геохимических и петрофизических признаков: профильные замеры магнитной восприимчивости (через 2–3 метра в зоне перехода, 15–20 метров внутри зон распространения пород МС и ИС), анализ химического состава 43 образцов, отбор и анализ состава темноцветных и рудных минералов, отбор магнитной фракции.

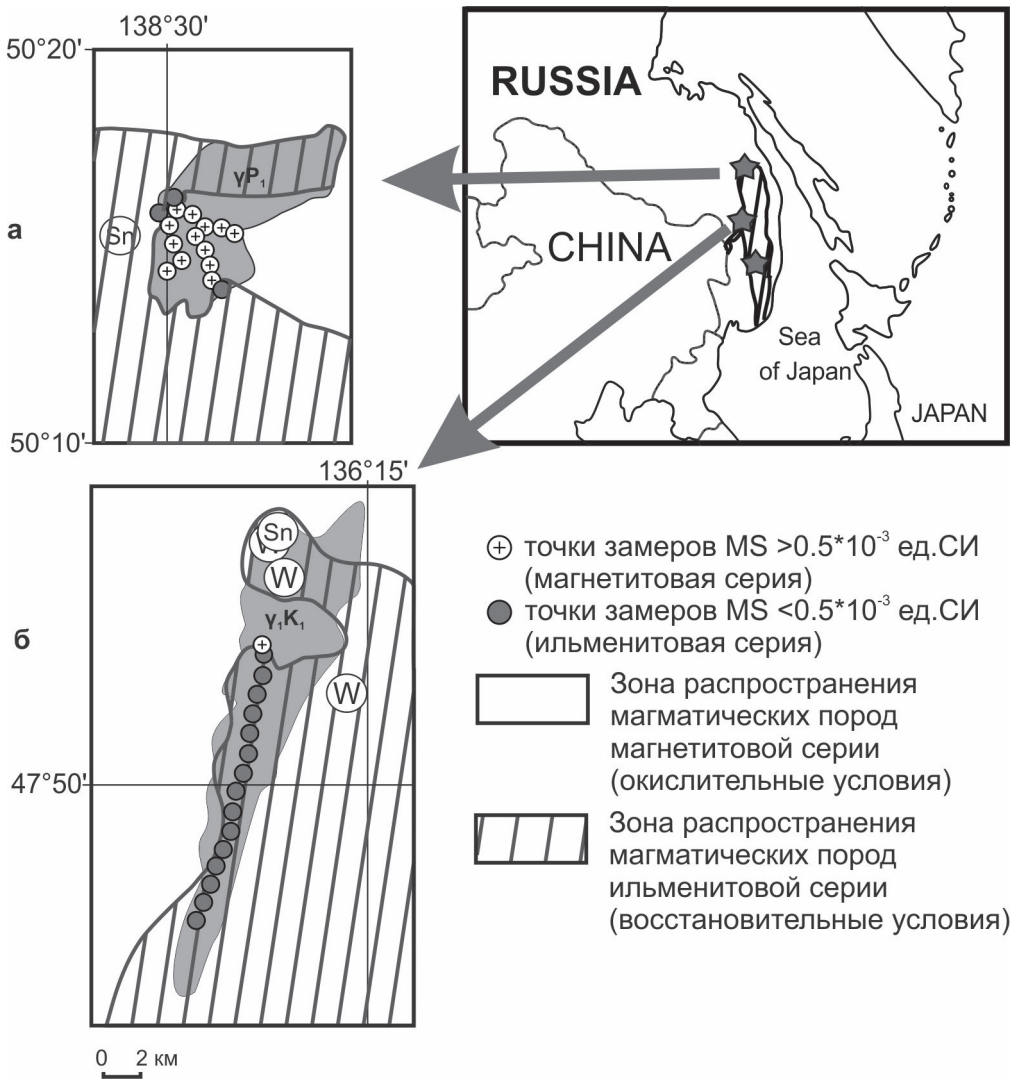


Рис.1. Схема распределения магматических пород ильменитовой (восстановительные условия) и магнетитовой (окислительные условия) серий в границах Аксакинского (а) и Южного Сидимийского (б) массивов. MS – магнитная восприимчивость.

Аксакинский интрузив однородных крупнозернистых лейкократовых гранитов с редкими биотитами площадью 40 км^{2}расположен вблизи станции Аксака железной дороги Комсомольск-Совгавань. Западный фланг массива сложен породами ИС, центральная и восточная части – породами МС.

Южный Сидимийскиймассив биотитовых и двуслюдяных гранитов площадью 60 км^2 (междуречье р.Малая и р.Левая Сидима, район им. Лазо, Хабаровский край) на севере сложен породами МС, а в центре и на юге – породами ИС.

На примере Аксакинского массива хорошо видно, что разделение пород на ильменитовую и магнетитовую серию происходит вне зависимости от химического состава (рис. 2а). А сама граница перехода между магнетитовой и ильменитовой сериями пород составляет первые десятки метров (рис. 2б)

Факты пересечения единым магматическим телом границы зон распространения пород МС и ИС описаны для батолитов Калифорнии [2].

Приведенные результаты исследованийс учетом выдержанности по простиранию зон распространения пород МС и ИС в САОП позволяют сделать вывод о том, что редокс-условия предваряют образование магматических тел. Магматизм происходит на фоне зональных окислительно-восстановительных условий.

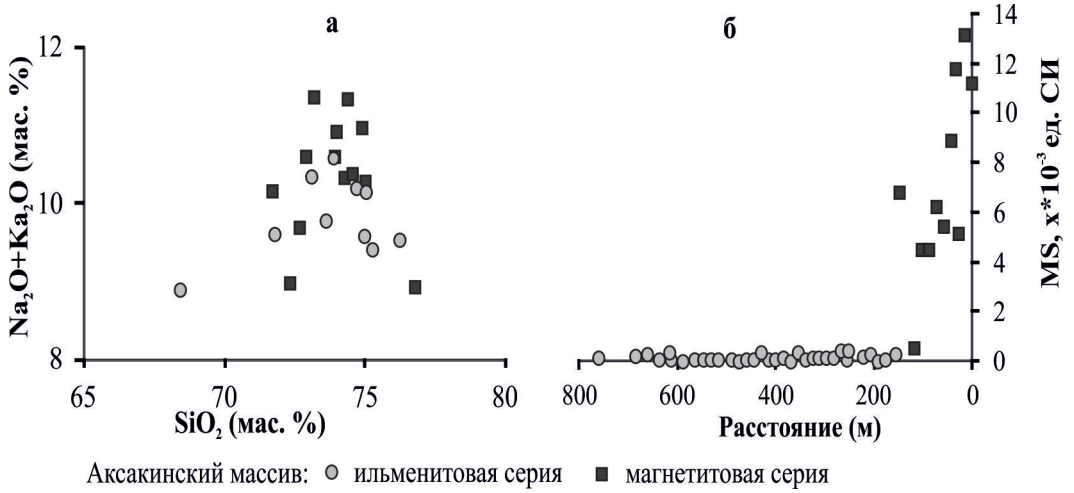


Рис. 2. Химический состав пород Аксакинского массива (а);
профиль измерений магнитной восприимчивости от Аксакинского перевала
до западного контакта Аксакинского массива с вмещающими породами (б).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарёва А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеан. геология, 2020. Т. 39, №3. С. 51–67.

2. Gastil G. The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in Peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ: АНАЛИЗ P-T-t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.ru

Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Этим объясняется повышенный интерес к особенностям формирования и эволюции метаморфических пород в подвижных поясах на границах древних континентов, где проявлены разные типы метаморфизма.

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ *P* (pressure)-*T* (temperature)-*t* (time) трендов эволюции пород [1]. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [9]. Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма

при деформационных процессах и UHT гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа наиболее древними метаморфическими образованиями являются зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста, сформированные при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH=25–35°C/км. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky±Sil [7]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [6]. Особенностями этого метаморфизма являются малая мощность зон (3–8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4.5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до 14°C/км [1].

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е., когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [4]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Декомпрессионное остывание с низким dT/dH≤12°C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды, что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [5]. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах [4]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция *P-T* параметров с ходом “против часовой стрелки” при высоком градиенте до 200°C/кбар, указывающая на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000°C с последующим субизобарическим остыванием. Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП [2]. Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования UHT гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита [3]. Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам континентальной коры.

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов [8]. Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами и конфигурации *P-T-t* трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом dT/dH<10°C/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением

земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°С при более высоком градиенте dT/dH=15–20°С/км. Такие превышения *P-T* параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [1].

Резюме. Анализ *P-T-t* трендов свидетельствует, что эволюция термодинамических параметров в рамках одного и того же типа метаморфизма может происходить как «по часовой стрелке» (CW), так и «против движения часовой стрелки» (CCW). Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Для большинства пород, образование которых связано с процессами коллизии плит и в сдвиговых зонах земной коры, характерны *P-T-t* тренды с движением «по часовой стрелке» (CW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 15$°С/км связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (CCW). Комплексы с субизобарическим остыванием (CCW) при высоком градиенте до 200ºС/кбар образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности.

Наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна. В частности, это может относиться к высокоградиентным комплексам бластомилонитов, представленными пакетами тектонических пластин и зон с вязкопластичным течением горных масс, подвергнутым быстрым сдвиговым деформациям. Процессы фрагментации вещества в таких метаморфических толщах обычно происходят с обособлением реологически контрастных доменов, каждый из которых имеет индивидуальную *P-T-t-d* (deformation) историю формирования. Эти вопросы разработаны слабо, что требует дополнительных исследований. В целом же, *P-T-t* тренды эволюции пород являются эффективным инструментом для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А интерпретация результатов *P-T-t* эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология, 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

2. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология, 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

3. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // Геохимия, 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.

4. Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London, Special Publications, 2019. V. 478. P. 89–115.

5. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research, 2017. V. 300. P. 315–331.

6. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research, 2019. v. 328, P. 128–145.

7. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology, 2004. V. 22. P. 743–762.

8. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos., 2018. V. 304–3107. P. 468–488.

9. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

ФЛЮИДНАЯ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИЯ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ САМООРГАНИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ОХЛАЖДЕНИЯ

С.О. Максимов, А.В. Гребенников

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: hangar7@mail.ru

Исследование процессов структурирования флюидонасыщенных кремнекислых расплавов представляет интерес для понимания механизмов их макродифференциации, природы возникновения структурных и химических неоднородностей, не затушёванных последующей кристаллизацией. Для таких переохлаждённых расплавов, а продукты флюидизированных вулканических комплексов всегда относятся к подобным системам, в силу их высокой вязкости, превышающей на несколько порядков вязкость основных расплавов в близликвидусной области [1], мало применимы механизмы дифференциации, основанные на фракционной кристаллизации минералов. Продукты большеобъёмного кислого вулканизма (мел-палеогеновый этап) вулканических комплексов Дальнего Востока включают значительные объёмы кислых стёкол, игнимбритов, флюидальных ультракислых экструзий. Обычно охлаждение силикатного расплава сопровождается явлениями нуклеасинтеза с дальнейшим ростом кристаллических фаз, выводящим из системы избыточные надэвтектоидные, термофильные компоненты. Но в близликвидусных условиях для дефлюидизированных переохлаждённых кремнекислых расплавов, из-за высокой вязкости и, соответственно, низких скоростей диффузии эффективный сброс энергии может осуществляться за счёт внутреннего структурирования – массового образования новых поверхностей, в том числе ростом пузырьковых неоднородностей с перераспределением флюидной фазы. На участках повышенной концентрации летучих происходит деполимеризация силикатного расплава, обусловливающая возникновение не контрастных по составу структурных неоднородностей: полосы, сферические композиции. Тонкая полосчатость, флюидальность исключительно характерны для ультракислых экструзивных риолитовых витрофиров, обладающих огромной вязкостью, препятствующей явлениям нуклеации и росту кристаллических фаз. Эти образования широко распространены в составе т.н. «флюидного» типа мел-палеогеновых вулканических комплексов Дальнего Востока – уракском, нитканском (Северное Приохотье), белоувалинском (Чукотка), богопольском (Приморье) [3]. В основе подобного структурирования лежит автоколебательный механизм распада силикатного расплава на две жидкости, отличающиеся по степени флюидонасыщенности. При шоковом переохлаждении и закалке отчётливо проявляется гетерогенизация расплава с появлением пятнистых псевдоликвационных структурных обособлений, не имеющих значимых различий химического состава с основной массой. Этот тип неконтрастного расслоения отражает неравновесные условия и существенно

отличается от равновесной ликвации [7]. Хорошо сохранившиеся текстуры течения, в том числе и турбулентного характера, свидетельствуют, что затвердевание расплава происходит очень быстро и одновременно во всём объёме, в связи с чем текстура сохраняется полностью и не успевает разрушиться вследствие диффузии и теплового движения молекул [9]. Однородность фазового состояния (стекловатое, фельзитовое) без признаков температурной дифференциации край – центр также отражает инверсию состояния по всему объёму без признаков температурной дифференциации. Высокая степень переохлаждения стимулирует разрывы сплошности, появление новых межфазовых поверхностей, образование которых значительно понижает энергию системы. Эндотермичность процесса, массовое изъятие тепла, приобретающее лавинный характер, отражается и в относительной «жёсткости» микродеформаций: скручивании, сдвиговых дислокациях фрагментов, затронутых протоклазом вкрапленников. В составе кислых вулканических образований Баджальской вулканической зоны (Хабаровский край) распространены трещинные тела градационно-полосчатых фельзитов мощностью до 0.7 м. Они состоят из чередующихся (миллиметры-первые сантиметры) гомогенных фельзитовых прослоев и прослоев фельзитового вещества с высокой концентрацией (до 50 %) кристаллов кварца, полевого шпата. Минералы, несомненно, выделялись in situ и могут иметь не полностью оформленные границы, но подвергаться протоклазу, деформациям в процессе вязкого течения. Дайки полосчатых фельзитов наблюдаются преимущественно в крутом залегании и нередко секут более ранние субвулканические гранит-порфиры. Даже в маломощных телах контактовой закалкой не нарушается структурный рисунок градационной полосчатости, сохраняются структуры с многократным неравномерным чередованием обогащённых кристаллами прослоев и полностью лишённых их (структура «псевдофлиша»). Ещё одним примером гетерогенизации кремнекислых расплавов служит широкая распространённость в кислых вулканических породах флюидопорфировых комплексов своеобразных гомеогенных включений. Они представляют линзовидные обособления размером от 1–2 см до 30 см, ориентированные согласно флюидальности, если таковая проявлена, и изометричные в относительно изотропных средах «экструзий кристаллоигнимбритов». Их особенностью является резко порфировая структура с концентрированием в фельзитовой, стекловатой матрице, имеющей не резкие границы с вмещающим базисом, идиоморфных относительно крупных кристаллов кварца, полевых шпатов, реже гиперстена (главных минеральных фаз, например, баджальских игнимбритов). Если минералы, заключённые в матрице игнимбритов несут отчётливые следы протоклаза и имеют оскольчатый облик, обусловленный декомпрессионной дегазацией, то внутри гомеогенных включений они сохраняют идиоморфизм и крупные размеры кристаллов, создавая резко порфировую структуру. Подобные гомеогенные включения могут рассматриваться как флюидные пузыри, фиксирующие тот же процесс флюидной гетерогенизации, распределения и захоронения флюидной фазы в локальных участках расплава, областях внутренних дефектов и возникающих на стадии экспоненциального роста вязкости, структурирования расплава и приобретения им пластичных деформаций. Внутреннее флюидное давление в «пузыре» препятствует ударным деформациям, вызванным декомпрессией и способствует сохранению идиоморфизма вкрапленников, а повышенная концентрация летучих стабилизирует известный первый Таммановский максимум: максимальную скорость роста центров нуклеации при минимуме создания новых. Флюидная природа подобных обособлений подчёркивается их согласной ориентировкой в телах с выраженной флюидальностью, когда они приобретают вытянутые формы и соответствующие изгибы над неоднородностями. Наблюдается и их горизонтальное залегание в крутопадающих телах игнимбритоподобных пород, подчёркивающее первично флюидный генезис. В условиях шоковой дегазации при быстром сбросе давления - явлении, чрезвычайно характерном для кислого вулканизма, значительная часть флюидной компоненты может оставаться в расплаве сверх её равновесной растворимости [8]. Но при экспоненциально растущей вязкости дегазирующих кислых магм в температурной области, близкой к ликвидусу, флюидные пузыри уже не могут покинуть расплав и распределяются по

объёму, обусловливая последующую цепочку структурных и вещественных превращений. Скорости их всплывания заметно падают при возрастании количества кристаллических фаз [5]. Осуществляется и коалесценция пузырьков с формированием крупных обособлений. Последние, исходя из формулы Стокса, обладают большей скоростью всплывания. Подобные образования могут рассматриваться и как аналоги пегматоидных шлиров, фьямме, литофиз. Наряду с тонкой полосчатостью, флюидальностью, распадом расплава на гетерогенные слои, к той же категории структурирования относится и возникновение разнообразных аксиолитовых, сферолитовых структурных композиций, создание тонкой сноповидной сети микротрубчатых газовых каналов. Последние выполняются тонким глинистым агрегатом, фактически флюидным алюмосиликатным конденсатом, образующимся в результате кислотной экстракции вещества из стенок каналов, охлаждающимся и повышающим свою кислотную агрессивность флюидом. Прослеживается чёткая зависимость морфологии структурных неоднородностей, эвтакситовости от динамики движения расплава: в относительно стабильных участках формируются изометричные, овоидные структурные обособления, текучая среда создаёт ориентированные полосчатые структуры, подчёркивающие их флюидную природу.

Собственно структурирование расплава, в том числе образование полосчатости, возникает на поздней, заключительной стадии, отражая условия вязкого течения. Авторы разделяют вывод работы [4]: «полосчатость кислых вулканитов представляет результат неравномерного распределения летучих в вязких средах, обусловившего двухфазное строение расплава с чередованием прослоев и линз с различными физическими свойствами: текучестью, вязкостью и различной способностью к кристаллизации». Динамикой движения остывающего (область близликвидусного состояния) кремнекислого расплава, определяется неравномерность дегазации, создание участков пересыщения летучими, а последующая их консервация, в условиях нарастающей вязкости, закономерно обусловливает дальнейшую цепочку превращений с проявлением структурной гетерогенизации. Крайней степенью гетерогенизации вулканического вещества служит появление сингенетичных прослоек, полос кварцевого состава, конформных флюидальности, что особенно характерно для ультракислых экструзивных витрофиров. Некоторые высокофлюидизированные кислые расплавы могут обладать относительно высокой подвижностью вследствие снижения вязкости и повышения текучести, обусловленных их наводороживанием [2]. Подобный процесс, вероятно, определяет огромные объёмы и латеральную протяжённость покровов кислых стекол, широко распространённых в составе риолитовых вулканических комплексов Дальнего Востока т.н. «флюидного» типа, казалось бы, максимально вязких систем при гомогенном стекловатом состоянии переохлаждённого вещества на всю мощность тел, а не локальной области контактов. Осуществляется протон-катионный обмен с формированием гидроксильных связей (потенциальной водной компоненты стекол). Подтверждением подобного генезиса служит присутствие в стёклах аномально высокожелезистых минералов, самородного железа, наконец, аналогия с массовым распространением стекол на Луне, где их происхождение сопряжено с амофизацией вещества под воздействием протонов солнечного ветра. Широкая распространённость флюидальности, полосчатости стекловатых пород означает, что в соответствии со свойствами подобных дисперсных систем не происходит диффузионного выравнивания состава гетерогенностей [6]. Таким образом, движущей силой структурирования риолитовых расплавов на стадии, непосредственно предшествующей консолидации, служит самоорганизация вещества, выраженная в условиях высокой вязкости и невозможности нуклеации в массовом образовании поверхностей, микрополостей, полосчатости, в целом текстурной гетерогенизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А. М, Щёкина Т.И., Плечов П.Ю. // Экспериментальная и техническая петрология. Москва: Научный Мир, 2000. 415 с.

2. Колясников Ю.А. О природе температурных минимумов и эвтектик в эволюции магматических расплавов // Мат. Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Том VI. С. 53–55.

3. Максимов С.О., Гребенников А.В. Переохлаждённое состояние магматических систем как отражение их внутренних параметров (на примере игнимбритообразуюших расплавов // Мат. VIII Междунар. Конф. Новые идеи в науках о Земле. М., 2007. Том 3. С. 209–212.

4. Оникиенко С.К. О происхождении полосчатых и флюидальных текстур в кислых породах субвулканических и дайковых комплексов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 1970. № 5. С. 40–47.

5. Перетяжко И.С. Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // Петрология, 2010. Том 18. № 2. С. 195–222.

6. Природные стёкла – индикаторы геологических процессов Москва: Наука. 1987. 155 с.

7. Русинов В.Л. Петрология вулканического комплекса Лашкерекской кальдеры (Узбекистан) и проблема гетерогенизации кислых лав // Петрология, 2001. Том 6. №1. С. 70–88.

8. Симакин А.Г., Армиенти П., Салова Т.П. Сопряжённые дегазация и кристаллизация: экспериментальное изучение при плавном снижении давления // Геохимия, 2000. № 6. С. 579–591.

9. Шарков Е.В. Роль энергии образования поверхности в процессах плавления и ретроградного кипения // Геохимия, 2004. № 10. С. 1081–1095.

ДАННЫЕ U/PB И ^{40}AR/^{39}AR ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИТОВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА – СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗНОВРЕМЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО ЗВЕНЬЕВ

В.Ф. Полин[1], П.Л. Тихомиров[2,3], А.И. Ханчук[1], А.В. Травин[4,5]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vfpolin@mail.ru

[2]Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан

[3]Институт физики Земли РАН, г. Москва

[4]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

[5]Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск

В последние два десятилетия опубликована серия работ по высокоточному изотопному датированию проявлений магматических процессов Охотско-Чукотского окраинно-континентального (надсубдукционного) вулканогенного пояса (ОЧВП), в которых проведена ревизия возраста образований пояса на основании новых ^{40}Ar/^{39}Ar и U/Pb датировок вулканических и плутонических пород [1-8, 10 и др.]. При этом установлено, что в большинстве сегментов ОЧВП извержения вулканитов начались позже альбского века (традиционно, вслед за В.Ф. Белым, принимаемого за время заложения всего пояса), а именно, в сеномане и, даже, туроне. В то же время, крайняя юго-западная часть ОЧВП – Предджугджурский вулканотектонический прогиб (ПДВП) Западно-Охотской вулканической зоны (ЗОВЗ) (рис. 1) – до сих пор остаётся «терра инкогнита» в плане прецизионного датирования процессов, приведших к формированию слагающих его вулканоплутонических комплексов. Фитостратиграфические и архивные калий-аргоновые датировки вулканитов ПДВП свидетельствуют об их значимо более древнем (валанжин – поздний турон) возрасте, чем у сходных по составу и положению в разрезе комплексов пород из расположенных северо-восточнее и восточнее частей ОЧВП. Это издавна вызывало вопросы, до недавнего времени не получавшие ответа. Имеющиеся результаты высокоточной изотопной периодизации уже позволили ряду авторов предположить неодновременность становления главной дуговой части пояса (т.н. Тауйско-Чаунской аркоклинали) и его фланговых зон, с дискретным

омоложением идентичных по составу и положению в разрезе магматогенных комплексов (рис. 1) с юго-запада на восток, северо-восток и вновь восток. Однако отсутствие надёжных сведений по геохронологии крайнего юго-западного сегмента ОЧВП не позволяло решить проблему однозначно.

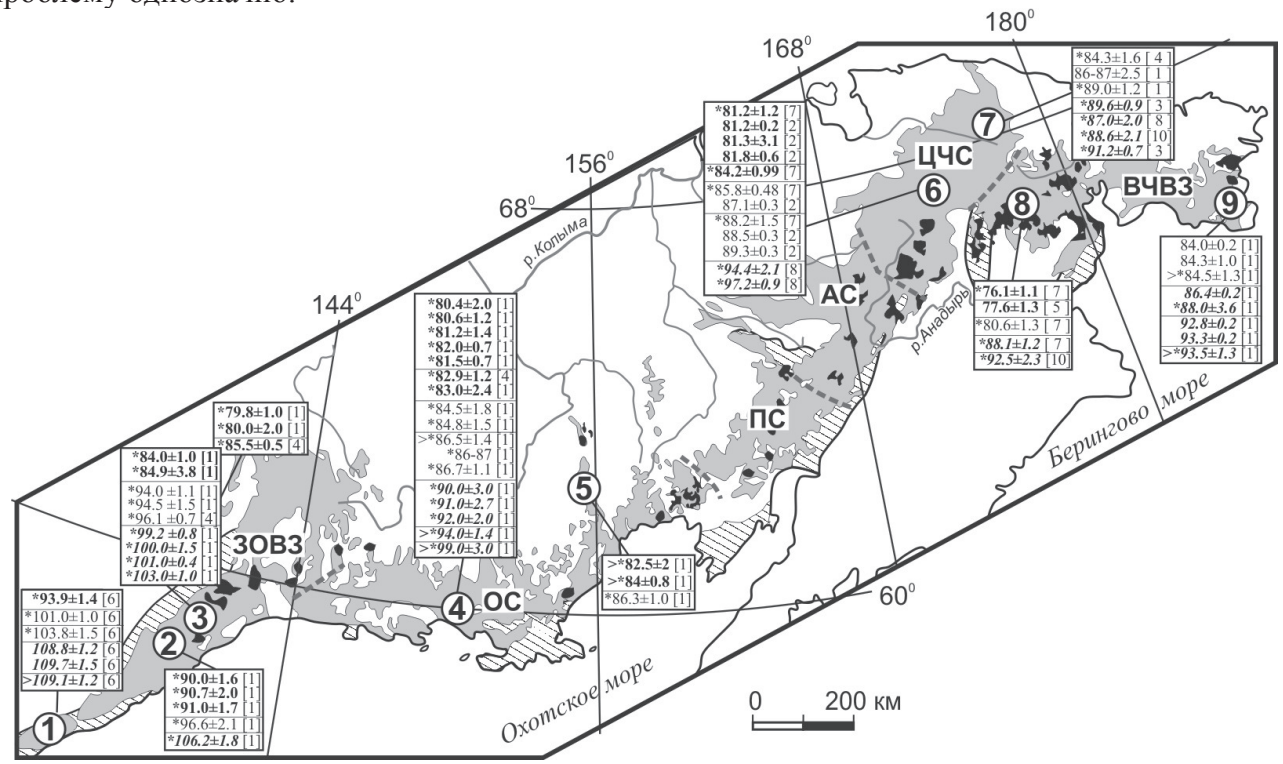


Рис. 1. Положение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в континентальном обрамлении Северо-Восточной Азии (по [1]; с изменениями).

Названия секторов и фланговых зон пояса приведены по В.Ф. Белому: ЗОВЗ – Западно-Охотская вулканическая зона; ОС – Охотский сектор; ПС – Пенжинский сектор; АС – Анадырский сектор; ЦЧС – Центрально-Чукотский сектор; ВЧВЗ – Восточно-Чукотская вулканическая зона. Утолщенные штриховые линии – границы сегментов ОЧВП. Серая заливка – выходы основного объёма известково-щелочных магм ОЧВП; чёрные области – обнажения постпоясовых континентально-рифтогенных базальтов; косой штриховкой обозначены участки распространения пород «предшественников» ОЧВП – Удско-Мургальской вулканической дуги и одновозрастных с ней магматогенных образований Чукотки. Кружки с цифрами указывают положение ключевых разрезов вулканических пород, изученных авторами и предшественниками. Цифровые колонки содержат величины изотопных определений возраста (надсубдукционных) образований ОЧВП: цифры со звёздочкой – SHRIMP-определения, прочие – $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки. В квадратных скобках – ссылка на литературный источник. Курсивом с выделением обозначены возраста пород формации т.н. «нижних андезитов», обыкновенным шрифтом без выделения – «игнимбритовых» (по В.Ф. Белому) формаций, им же с выделением – золото-сереброносной трахидацит-трахириолитовой формации, завершающей становление пояса. Формационная принадлежность проб с ЮВ оконечности Чукотского полуострова указана на рисунке в интерпретации авторов доклада.

В этом контексте представляются весьма интересными результаты U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования вулканитов и субвулканитов конца ранней, начала и конца поздней стадий развития ПДВП [6], полученные авторами с целью сравнения их с возрастами аналогичных по составу и положению в разрезе ОЧВП комплексов из других его сегментов.

U/Pb возраст кристаллов магматогенного циркона из вулканитов ранне- и среднемагейского подкомплексов (начало поздней стадии развития ОЧВП) оказался позднеальбским (103.8±1.5 и 101.0±1.0 млн лет, соответственно). Возраст кристаллов циркона из дацита тунумского комплекса оказался сеноман-туронским (93.9±1.4 млн лет).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ определения возраста субвулканических образований завершающих фаз немуйканского комплекса (ранняя стадия) показали датировки 109.6±1.5 и 108.1±3.1 млн лет. Средневзвешенный возраст последней стадии формирования комплекса равен 109±2 млн лет (граница раннего и среднего альба). Логично предположить, что

становление первой и второй (главной) фаз немуйканского комплекса происходило в раннем альбе.

Сопоставление (рис. 1) полученных датировок с опубликованными данными изотопной геохронологии ОЧВП [1-5, 7, 8, 10 и др.] убедительно свидетельствует в пользу высказанной нами ранее [5, 7 и др.] идеи о «ступенчатости», фрагментарности становления пояса на протяжении длительного интервала времени: с раннего альба по средний кампан. В свою очередь, это заключение наводит на мысль о тщетности жарких, в былое время, споров по поводу времени **начала** становления ОЧВП, поскольку, как выясняется, в разных звеньях ОЧВП даты начала его образования (как и завершения) значимо разнились.

Из анализа приведённых данных (рис. 1) очевидно следующее. 1. В крайнем юго-западном звене ОЧВП его вулканиты начали формироваться не позднее раннего альба (>109±2 млн лет); завершение надсубдукционного вулканизма (тунумский комплекс) пришлось на границу сеномана-турона (93.9±1.4 млн лет). Близкая к этому картина характерна и для юго-западного сектора Ульинского прогиба ЗОВЗ (разрез 2 на рис. 1). Однако уже в центральной части Ульинского прогиба (разрез 3) начальные фазы становления ОЧВП имеют несколько более молодые датировки: вторая фаза – позднеальбскую-раннесеноманскую (103–99 млн лет); третья – средне-позднесеноманскую (96–94 млн лет), а завершающие надсубдукционный этап золото-сереброносные вулканоплутониты датируются сантоном-средним кампаном (85-80 млн лет). 2. В Охотском и Центрально-Чукотском секторах (вероятно, и в Пенжинском и Анадырском) начало становления ОЧВП пришлось на сеноман (99-94 млн лет), а завершение – на поздний сантон-средний кампан (84-81 млн лет). 3. В восточной части ОЧВП (Пегтымельский прогиб ЦЧС, Осиновское и Амгуэмо-Канчаланское поля Восточно-Чукотской вулканической зоны (ВЧВЗ)) начало ранней стадии его образования датируется ранним-средним туроном (92.5-91 млн лет); окончилась она в турон-коньякское время (90-88 млн лет). Конечный этап надсубдукционного вулканизма имеет здесь средне-позднекампанский возраст (78-76 млн лет). Лишь на крайнем юго-востоке ВЧВЗ, в Румилетской кальдере, согласно [1], надсубдукционный этап завершился в позднем сантоне – раннем кампане (85-84 млн лет), что близкó его временным характеристикам, наблюдаемым в Охотском и Центрально-Чукотском (кроме Пегтымельского прогиба) секторах ОЧВП. Однако же начало вулканизма пояса здесь датируется [1, работы V.L. Pease с коллегами], как и в Амгуэмо-Канчаланском вулканическом поле ВЧВЗ [7, 8, 10], поздним сеноманом – ранним туроном (94-93 млн лет). Результаты периодизации завершающего этапа в Румилетской кальдере резко выбиваются из закономерности, установленной для прочих частей ОЧВП: пошагового, в два этапа, омоложения комплексов надсубдукционных вулканоплутонитов с юго-запада на северо-восток, далее – на восток. Объяснение этой нестыковке видится в предположении об ошибочном отнесении здесь к леурваамскому комплексу более древних вулканитов и магматитов.

Заключение. 1) Результаты изотопного датирования вулканитов ОЧВП и ассоциированных с ними субвулканических образований позволили провести периодизацию проявлений магматической активности и показать разновозрастность идентичных стадий развития пояса в трёх его крупных звеньях: фланговых зонах и центральной дуговой части, с «дискретным» омоложением сходных по составу и положению в разрезе комплексов по простиранию пояса: с юго-запада на восток, северо-восток и, вновь, восток; 2) данные изотопного датирования вулканитов ПДВП, с учётом сведений по альбскому магматизму Северо-Востока России, позволяют полагать, что в альбе, во время развития в обстановке трансформной окраины [9] той части региона, которая впоследствии стала главным дуговым звеном ОЧВП, область будущих Предджугджурского и Ульинского прогибов была ареной вулканизма режима конвергентной окраины.

Исследования выполнены в рамках государственных заданий ДВГИ ДВО РАН, СВКНИИ СО РАН и ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

2. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение реки Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.

3. Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Лучицкая М.В. Новые данные о вулканизме Центрально-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН, 2019. Т. 485. № 3. С. 326–330.

4. Петров О.В. и др. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России / Ред. О.В. Петров и др. СПб: ВСЕГЕИ, 2019. (Интернет-ресурс: http://geochron-atlas.vsegei.ru/).

5. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Травин А.В. Разновременность формирования различных сегментов ОЧВП (по данным Ar-Ar и SHRIMP U-Pb изотопного датирования): результат движения литосферных плит // Российская конференция по геохронологии. Материалы конференции. – М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 262–265.

6. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования Предджугджурских вулканитов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН, 2021. Т. 434. № 3. С. 365–371.

7. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В. и др. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. АН, 2010. Т. 434. № 3. С. 365–371.

8. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.

9. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. № 3. С. 4–37.

10. Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л. и др. О возрасте буор-кемюсской флоры северо-востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ КОНЕЧНОЙ ФАЗЫ НАДСУБДУКЦИОННОГО И ГЛАВНОЙ – ПОСТСУБДУКЦИОННОГО ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНО-РИФТОГЕННОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ В ВОСТОЧНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ: КРИТЕРИИ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

В.Ф. Полин[1], М.С. Пипко[1], А.О. Соболев[2], А.Е. Костин[3]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: vfpolin@mail.ru

[2]Geoconsult Group, г. Санкт-Петербург

[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,

г. Санкт-Петербург

Проведено сравнительное изучение **постсубдукционного** (окраинно-континентально-рифтогенного) кислого вулканоплутонизма Восточного Сихотэ-Алиня и, предшествующих ему, **надсубдукционных** риолитоидов и гранитоидов завершающей фазы становления Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (ВСАВП). Значимость сравнительного изучения надсубдукционного богопольского (БК), с одной стороны, и постсубдукционных милоградовского, брусиловского комплексов (объединяемых нами в милоградовско-брусиловский комплекс, МБК), с другой, подчеркивается тем, что с богопольским вулканоплутоническим комплексом и близким ему по характеристикам дальнегорским

интрузивным связываются месторождения олова, полиметаллов, бертрандитовое оруденение, а с милоградовско-брусиловским и его аналогами (кедровским, колчанским) – золото-серебряные рудопроявления и месторождения (Материалы геолого-съёмочных работ (далее, МГСР); работы В.Г. Сахно, Е.В. Быковской, Ф.И. Ростовского, Ю.А. Мартынова, В.К. Попова, А.О. Соболева, А.П. Матюнина и др.). Особенный интерес исследованию придаёт то, что образования БК и МБК визуально зачастую **сложноразличимы**, в силу близости ряда показателей их петрографического, минералогического и петрогеохимического составов, особенно в случаях, когда отложения обоих комплексов присутствуют в разрезе, где отсутствует разделяющая их базальт-андезибазальтовая толща (кузнецовский, суворовский комплексы и их аналоги). В этой связи возникла необходимость выработки разносторонних критериев, позволяющих проводить **надёжное** дискриминирование надсубдукционных, с одной стороны, и постсубдукционных, с другой, кислых кайнозойских вулканоплутонитов Япономорской окраины России (по Ю.А. Мартынову). Частичному решению затронутой проблемы посвящена настоящая работа.

Краткая геолого-петрографическая характеристика БК и МБК. Проявления **богопольского** комплекса связаны с завершающими фазами вулканоплутонизма полигенных вулканотектонических структур (ВТС) (надсубдукционного) Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Сложен БК туфами, игнимбритами, витроигниспумитами, реже, лавами риодацитов, дациолитов, риолитов и туфами смешанного состава. Субвулканические, экструзивные и жерловые фации представлены риодацитами, риолитами и гранит-порфирами. В значимых количествах присутствуют стекловатые разности риолитоидов: **перлиты, обсидианы** и их порфировые разности (витрофиры), проявленные в экструзивно-дайковой фации. **Милоградовско-брусиловский** комплекс проявлен локально и приурочен к зонам СЗ и субмеридиональных, поперечных простиранию ВСАВП нарушений, локализуясь в грабенообразных структурах, наложенных на структуры вулканогена, т.е. геодинамическая обстановка становления МБК и его аналогов – постсубдукционная: скольжения литосферных плит. Проявлен МБК в южной части Восточного Сихотэ-Алиня: в Якутинском и Брусиловском грабенах, наложенных на Южно-Якутинскую и Зеркальнинскую ВТС, в Верхне-Милоградовской, Лимовской и Ново-Петропавловской кальдерах, осложняющих Маргаритовскую ВТС ВСАВП [5, 8–10 и др.]. По вещественному составу вулканоплутониты МБК варьируют от умеренно- до ультракислых. Стратифицированные толщи образованы плагиоклазовыми риолитами, трахириолитами, литокристалловитрокластическими и кристалл-витрокластическими туфами риолитов, с прослоями пепловых туфов и туфопесчаников. Субвулканическая и экструзивная фации, преобладающие по объёму, представлены экструзиями, субвулканами, некками, дайками и силлами стекловатых (витрофиры перлитов и обсидианов) плагиоклазовых дацитов-трахидацитов, плагиориолитов, трахириолитов, трахириодацитов, трахидациолитов, субвулканическими телами «интрузивных» гиалоигнимбритов кислого состава, умеренно-щелочных гранит-порфиров, дайками риолитов. На первом месте по представительности стоят умеренно- и нормально-кислые разности пород; ультракислые, порой, одновременно и ультракалиевые трахириолиты слагают только субвулканические тела. «Водонасыщенные»[1] стекловатые образования, представленные в МБК субвулканическими умеренно- и нормально-кислыми перлитами, обсидианами и их витрофирами, встречаются в целом **менее часто**, чем в БК [10].

Особенности минералогии вулканоплутонитов БК и МБК. Породы **богопольского** комплекса содержат «сквозной» парагенезис минералов-вкрапленников: кварц, олигоклаз-андезин, санидин, биотит, диопсид и, реже, гиперстен, в подчинении (и не всегда), присутствует роговая обманка. Из акцессориев обычны: циркон, ортит, ильменит, магнетит.

1 Породы с высоким содержанием «связанной» воды, превышающим 0.9 % для ультракислых и 2–2.5 % для кислых и умеренно-кислых. Под «сухими» понимаются породы с содержаниями «плюсовой» воды ниже указанных значений.

В стекловатых разновидностях количество вкрапленников, как правило, невелико, **в отличие** от МБК, где обычны «невадитовые» витрофиры с большим количеством вкрапленников.

Эффузивные, субвулканические и пирокластические фации **милоградовско-брусиловского** комплекса характеризуются менее широким, чем в БК, «спектром» минералов-вкрапленников. В «сухих» породах состав вкрапленников сближается с наблюдаемым в богопольских, отличаясь преобладанием кислого андезина и темноцветов: диопсида, гиперстена, роговой обманки; обычны магнетит и ильменит; кварц, санидин и биотит присутствуют в наиболее кислых разностях «сухих» риолитов и гранит-порфиров. В гиалоигнимбритах, некоторых витрофирах и гранит-порфирах наблюдается весьма специфический «набор» **высоко-** и **ультражелезистых** темноцветов, являющийся **типоморфным** для МБК и отсутствующий в БК: фаялит, ферроавгит, высокожелезистые гиперстен, биотит, роговая обманка. Группа акцессориев в них включает циркон, ортит, изредка, **муассанит, когенит** и шарики самородного **железа** [6, 7, 10].

Данные изотопной периодизации пород БК и МБК. Уран-свинцовый (SHRIMP и LA ICP MS) возраст пород **богопольского** комплекса составляет **62 (64?) –56** млн лет (палеоцен); калий-аргоновый – 57–40 млн лет [1, 3, 4, 5, 8]. U-Pb возраст гранитоидов **якутинского** комплекса (интрузивный аналог богопольского) – **59.3** млн лет. U-Pb возраст вулканоплутонитов **милоградовско-брусиловского** комплекса попадает в интервал **54–48** млн. лет (ранний эоцен) [5, 8 и др.].

Петрогеохимическая характеристика вулканоплутонитов БК и МБК. Породы (надсубдукционного) **богопольского** комплекса характеризуются умеренно-кислым и кислым составами (SiO_2 ≈ 68-75.5 %, редко выше); «сухие» их разности относятся к весьма высокоглиноземистым членам субщелочной (индекс Пикокка ≈ 54–55) серии калинатрового, с калиевым уклоном ряда. На дискриминантной петрохимической диаграмме А.В. Гребенникова [2] их фигуративные точки ложатся в поля гранитоидных магм I- и S-типов. Эти вулканоплутониты обогащены щелочными и щелочноземельными элементами: цезием, рубидием, барием, стронцием и цирконием; также лёгкими лантаноидами. «Водонасыщенные» члены комплекса по составу принадлежат известковой серии (индекс Пикокка ≈ 61–62). От среднетиповых пород их отличают пониженные содержания оксидов титана, алюминия, магния и калия, повышенные – оксидов натрия и кальция. По сравнению с аналогичными породами МБК перлиты и обсидианы БК – несколько более кислые и менее щелочные [10 и др.].

Типичные вариации кремнекислотности у «водонасыщенных» пород (постсубдукционного) **милоградовско-брусиловского** комплекса составляют 69–73.5 % SiO_2, у «сухих» – 74–78 %. Наиболее кремнекислыми (76–80 % SiO_2) являются субвулканические «сухие» риолиты. «Водонасыщенные» разности от среднетиповых пород отличаются пониженными содержаниями оксидов титана, алюминия, магния и щелочей, особенно калия. Наряду с высокими содержаниями «связанной» воды, им присущи **более** высокие относительно «сухих» пород комплекса концентрации глинозёма и оксида кальция при пониженной общей щелочности натрового профиля. По химическому и микроэлементному составам они относятся к **известковой** серии (индекс Пикокка ≈ 63). Присутствие в составе нормально-кислых типов «водонасыщенных» пород **высокожелезистых** минеральных фаз коррелируется с высокой и ультравысокой железистостью самих вулканитов. Всем «водонасыщенным» породам МБК присущи **очень низкие** содержания титана, магния, стронция, бария, европия, сидерофилов и **повышенные** содержания радиоактивных элементов, цезия, рубидия, тантала, ниобия и легких лантаноидов. Спайдерграммы лёгких РЗЭ в них умеренно-наклонны, нормированные графики тяжелых РЗЭ отличаются субгоризонтальным трендом.

«Сухие» риолитоиды и гранитоиды МБК относятся к весьма- и крайне-высокоглиноземистым разностям калиево-натриевой, с тенденцией к смещению в сторону ультракалиевого ряда, субщелочной, близкой к щелочноземельной (индекс Пикокка ≈ 55–56) серии. Этим породам присущи **повышенные** содержания рубидия, церия, калия и радиоактивных элементов, гафния и циркония; **пониженные и низкие** – стронция, европия, титана, бария,

ниобия, сидерофилов, в меньшей мере, ниобия. Спайдерграммы РЗЭ по топологии **аналогичны** таковым у «водонасыщенных» пород, что свидетельствует о единстве источника тех и других. Обращают внимание **пиковые** содержания цезия, тория и урана, калия, рубидия, в меньшей мере ниобия, лантана, церия и гадолиния; при **«глубоко-троговых»** содержаниях европия, стронция, титана, сидерофильных элементов; несколько менее глубоки минимумы по барию. Величины пиков и глубины трогов находятся в явной **зависимости** от степени «водонасыщенности» пород: как правило, наиболее значимы те и другие в «сухих» разновидностях вулканоплутонитов. На дискриминантной диаграмме А.В. Гребенникова «сухие» риолитоиды и гранитоиды МБК занимают поле гранитов А-типа.

Результаты сопоставления петрогеохимических характеристик БК и МБК. Статистически значимые **петрохимические** различия между **надсубдукционными** и **постсубдукционными** риолитоидами и гранитоидами наблюдаются по содержаниям кремнекислоты, глинозёма, оксидов магния, железа, титана, фосфора, «связанной» воды. Сопоставление **однотипных** по кремнекислотности и содержаниям воды пород показывает у вулканоплутонитов БК более высокие, чем у таковых МБК, содержания оксидов титана, алюминия, железа, магния и кальция, но пониженные – оксида калия. Петрохимические различия между **надсубдукционными** и **постсубдукционными** риолитоидами и гранитоидами касаются также типа щелочности и величин коэффициентов железистости, кальциевости, в меньшей мере, агпаитности и сериального индекса Риттмана (щелочного). На дискриминантных диаграммах С.Д Великославинского и А.В. Гребенникова породы БК и МБК занимают поля производных **различных** типов гранитоидных магм.

В **геохимическом** плане существенные различия между **МБК** и **БК** касаются, для близких по кремнекислотности и «водонасыщенности» типов пород, содержаний ряда микроэлементов и их отношений. К наиболее важным дискриминирующим факторам следует отнести величины редкоземельного индекса Таусона, барий-стронциевых отношений, содержания бария, стронция, европия, циркония, титана, ниобия, хрома, кобальта и ванадия. В «сухих» породах МБК весьма показательны **глубокие** европиевые, бариевые и стронциевые минимумы содержаний, не характерные для «сухих» риолитоидов БК. Надсубдукционные (БК) «сухие» вулканиты и субвулканиты – **более** фемафильные, хромистые, титанистые, глинозёмистые, и в среднем **менее** кремнекислые, менее щелочные, менее ниобиевые и танталовые, чем постсубдукционные (МБК) «сухие» риолитоиды и гранитоиды. Для БК присущи также бóльшие по объёмам и встречаемости количества «водонасыщенных» разностей пород, чем для МБК.

На ряде **геохимических** дискриминантных диаграмм фигуративные точки БК занимают поля гранитоидов островных дуг и синколлизионных, в то время как составы пород МБК локализованы в полях поздне- и постколлизионных (скольжения литосферных плит), посторогенных (постсубдукционных) гранитоидов, что хорошо согласуется с геодинамической обстановкой становления рассматриваемых комплексов.

Обсуждение результатов. Резюмируя, следует подчеркнуть, что, при наличии черт сходства между **надсубдукционными** и **постсубдукционными** (окраинно–континентально-рифтогенными) риолитоидами и гранитоидами Южного Приморья, существует большой набор характеристик, позволяющих **надёжно** дискриминировать различные по геодинамической обстановке становления и рудно-металлогенической специализации комплексы кислых пород. Помимо различного положения в схемах стратиграфии региона, это – значимые различия **в возрасте**, установленные по данным высокоточных изотопных определений, между богопольскими (**62**–**56** млн лет) и милоградовско-брусиловскими (**54**–**48** млн лет) вулканитами, субвулканитами и плутонитами. Различия подтверждаются и материалами магнитометрических измерений, данными фитостратиграфии и палинологии (МГСР). Второй важный показатель – **минералогические** различия: в гиалоигнимбритах и некоторых гранит-порфирах МБК присутствуют характерные минералы–показатели высоковосстановительных условий кристаллизации: фаялит, муассанит, когенит, самородное железо, высоко- и ультражелезистые пироксены и биотит.

Весьма важную дискриминирующую роль играют **петрогеохимические критерии.** Хотя среди них имеются характеристики, по которым изученные комплексы пород близки, но ещё больше установлено признаков, позволяющих надёжно различать над- и постсубдукционные риолитоиды и гранитоиды. К наиболее **важным** дискриминирующим факторам относятся: 1. различное положение полей пород БК и МБК в плоскости главных компонент факторного анализа и на петрохимических диаграммах С.Д. Великославского, А.В. Гребенникова, дискриминантных геохимических; 2. статистически значимые отличия в содержаниях европия, бария, стронция, циркония, титана, ниобия, хрома, кобальта и ванадия, равно как по величинам барий-стронциевого и других реперных отношений микроэлементов.

Выводы

1. Кислые вулканогенные комплексы завершающей стадии **надсубдукционного** и главной – **постсубдукционного** этапов развития территории Восточного Сихотэ-Алиня, при наличии ряда близких характеристик, обнаруживают серию **реперных** показателей состава, возраста и структурного положения, позволяющих проводить надёжную идентификацию и дискриминирование близких по кремнекислотности раннекайнозойских вулканитов и плутонитов **различной** формационной и геодинамической принадлежности.

2. Намечающиеся [8] две раннекайнозойские эпохи (палеоценовая и эоценовая) формирования разнопрофильного оруденения в пределах территории Восточного Сихотэ-Алиня указывают на необходимость дальнейших исследований вулканоплутонизма богопольского, дальнегорского и милоградовско-брусиловского комплексов, равно как их аналогов на территории всей Япономорской окраины Приморья и юга Хабаровского края.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ДВГИ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Докл. АН, 2008. Т. 419. № 1. С. 81–85.

2. Гребенников А.В Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

3. Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 2021. Т. 62. № 2. С. 254–272.

4. Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Проблемы стратиграфии палеогена-неогена Зеркальненской впадины (Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2016. Т. 35. № 4. С. 49–64.

5. Пеженина Л.А., Углов В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Уссури, Аввакумовка, Киевка, Милоградовка, Маргаритовка и Тумановка. Отчёт Ольгинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200000 территории листов К-53-III, IV (Ольгинская площадь) за 2005-2008 гг. (в 3-х книгах). Владивосток: ОАО «Приморгеология», 2005-2008. Кн. 1: 2005. 257 с.

6. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок / под ред. Н.В. Межеловского. – М.: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. 217 с.

7. Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 3. С. 47–54.

8. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. U–Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье) // Докл. АН, 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.

9. Соболев А.О. Позднемеловые-раннепалеогеновые дацит-риолитовые комплексы юго–западной части Восточно–Сихотэ-Алинского вулканогена: петрогеохимические особенности: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.08. - Ленинград, 1986. – 253 с.: ил. + Прил. (103 с.: ил.).

10. Соболев А.О., Быковская Е.В. Вещественные особенности вулканических стёкол южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена // Зап. ВМО, 1989. Ч. 118. С. 12–27.

КОМБИНИРОВАННЫЙ ПЛЮМОВЫЙ И ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ РИФТОГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЯКУТСКО-ВИЛЮЙСКИХ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

О.П. Полянский[1], А.В. Прокопьев[2], В.В. Ревердатто[1], О.В. Королева[2], А.В. Бабичев[1]

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН,г. Новосибирск, e-mail: pol@igm.nsc.ru

[2] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,г. Якутск

Одной из ключевых проблем геотектоники является выявление механизма растяжения континентальной коры. Существуют две главных концепции, объясняющие механизм образования рифтов. Причинами могут быть 1) плитотектонические силы, действующие на границах плит и приводящие к «пассивному» рифогенезу и 2) астеносферные или мантийные воздействия, приводящие к «активному» рифтогенезу[8]. Важным аспектом формирования магматичных рифтов является связь дайкообразования и тектоники растяжения. Рои даек совокупной мощностью в сотни метров – километры и протяженностью в сотни километров являются характерным признаком континентального рифтогенеза и широко применяются при реконструкциях тектоники плит. Известно, что многие крупные изверженные провинции (LIP) пространственно совмещены с внутриконтинентальными осадочными бассейнами, в частности, с рифтовыми [4]. Импульсы базитового магматизма сопряжены с синрифтовыми или пострифтовыми этапами формирования бассейнов.

В палеозойских рифтовых бассейнах, как это показано в [1], раскрытие за счет тектонических причин сопровождается сопутствующим внедрением даек и андерплейтингом базитов в основание коры.Одним из масштабных примеров совместного проявления рифтинга и магматической активности является среднепалеозойский этап развития Вилюйского осадочного бассейна и одноименная LIP, охватывающая всю его территорию.Количественные оценки объема интрузивного вещества Вилюйской LIP(100–215 тыс. км^3) говорят о реальности магматических факторов при рифтинге[3,7].

С целью корреляции процессов погружения коры и дайкового магматизма был определен возраст внедрения даек на основе метода $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных отношений.Установлено временное соотношение между этапом быстрого растяжения литосферы и временем формирования роев базитовых даек Якутско-Вилюйской изверженной провинции Сибирской платформы на рубеже франского и фаменского времён с пиком около 374.1 млн лет и в конце позднего девона с пиком около 363.4 млн лет. Два импульса дайкообразования происходили в течение этапа быстрого погружения фундамента бассейна в интервале 380–360 млн лет со скоростью осадконакопления 100–130 м/млн лет при средней скорости 10–20 м/млн лет. Анализ пространственного распределения возрастов даек не показывает омоложения возраста даек от краевых зон к центральной оси рифтового бассейна. Соотношение породообразующих и редких элементов в долеритовых силлах свидетельствует о едином с долеритовыми дайками мантийном источнике магмы, производной плавления гранатового перидотита. Глубина очага плавления составляла не менее 75–80 км при средней степени плавления в источнике около 15% при максимальных величинах 20%.

Для объяснения механизма рифтогенеза и продолжительности дайкообразования в течение около 10 млн лет нами было выполнено численное моделирование методом конечных элементов процесса всплывания мантийного плюма через литосферу кратона и его взаимодействия с корой. Модель разработана на основе геологических, петрологических и геофизических данных, характеризующих структуру Якутско-Вилюйской LIP[7].

Изотопно-геохронологические, геохимические данные и результаты численного моделирования позволяют рассматривать две модели развития Вилюйского бассейна. Первая модель основывается на наблюдениях в спрединговых осадочных бассейнах. Как правило,

древние подводящие каналы занимают крайнее положение, что согласуется с представлением о спрединге коры от осевой зоны внедрения даек. Согласно этой модели, периферийные дайки Вилюйско-Мархинского и Чаро-Синского поясов должны были быть раздвинуты в стороны на ~600 км. При начальной ширине бассейна 250–300 км, степень растяжения коры составила бы более 2-х, что явно превышает оценки бэкстриппинг-анализа[1].

В работе [5] предложена "антиплюмовая" модель магматизма Вилюйского рифта, согласно которой декомпрессионное плавление гетерогенной литосферной мантии происходило последовательно на разных глубинах раскрытия рифта. Как показано в работе [6], растяжение континентальной литосферы генерирует лишь незначительный объем расплава, если степень растяжения не превышает 2 и потенциальная температура в сублитосферной мантии составляет не более1380°С. Наши данные бэкстриппинг-анализа предсказывают небольшую величину растяжения литосферы γ=1.37, поэтому необходимое условие объемного плавления путем декомпрессионного механизма не выполняется.

Второй сценарий основан на модели магма-контролирующего или «активного» рифтинга[8]. Значения изотопного возраста даек варьируют от 373–374 млн лет в основной пик дайкообразования до 364–362 млн лет в последующий. Полученные нами датировки 397.6±4.3 и 400.8±5.6 млн л. для силлов, расположенных в пределах противоположных дайковых поясов Вилюйского рифта, позволяют предполагать еще один магматический импульс на рубеже эмс/эйфель[2].Такая последовательность внедрения даек может быть объяснена разрастанием области субкорового андерплейтинга базальтовой магмы. В рамках этой схемы объясняется небольшая величина степени растяжения коры в индивидуальных впадинах – Линденской, Тангнарынской, Кемпендяйской, Сарсанской – в пределах β=1.1–1.4.

Корреляция по времени внедрений больших масс базитовой магмы и резкого ускорения погружения и растяжения в рифтовом бассейне доказывает, что как плитотектонический, так и плюмовый фактор определяли механизм формирования Вилюйского рифта. Поэтому наиболее удовлетворительной является комбинированная модель, совмещающая «активный» и «пассивный» механизмы. Датирование даек показало, что позднедевонский базитовый магматизм Вилюйской изверженной провинции был растянут во времени в отличие от излияния Сибирских траппов. Его интенсивность хорошо коррелирует со скоростью погружения фундамента бассейна. Наши данные подтверждают представления о воздействии мантийного диапира на литосферу, вызвавшего наряду с тектоническими причинами формирование Вилюйского рифта. Численное моделирование показывает, что длительность одиночного импульса базитового магматизма, состоящего из этапа проникновения порции магмы через мантийную часть литосферы и этапа андерплейтинга под основанием коры составляет около 10 млн лет, что согласуется с данными по изотопному датированию стадий дайкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна на основе реконструкций осадконакопления и математических моделей // Геология и геофизика, 2013. т. 54. С.163–183.

2. Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых ^{40}Ar-^{39}Ar-датировок долеритовыхсиллов// Доклады Академии Наук, 2020. т. 490. №1. С.7–11.

3. Bialas, R.W., Buck, W. R., Qin, R. How much magma is required to rift a continent? // Earth and Planetary Science Letters, 2010. 292. P. 68–78

4. Bryan, S.E., Ernst, R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews, 2008. 86. P. 175–202.

5. Masaitis V.L. Devonian volcanism of the Patom-Vilyui aulacogen: multiple melting of inhomogeneous mantle sources // Regional geology and metallogeny, 2006. 29. P. 27–49 (in Russian).

6. McKenzie, D., Bickle, M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere// J. Petrology, 1988. 29. P. 625–679.

7. Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., SelyatitskyA.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform// Lithos., 2017. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.020.

8. Sengor, A.M.C., Burke, K. Relative timing of rifting and volcanism on the earth and its tectonic implications // Geophys. Res. Lett., 1978. 5. P. 419–421.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

П.П. Сафронов[1], Ю.А. Мартынов[1], А.В. Рыбин[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: psafronov@mail.ru

[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Методами растровой электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа изучен состав ксенолитов из базальтов Курильской островной дуги. В нашем распоряжении было 10 проб (кусков) базальтовой породы (А1-1, Р14-2010, Р44-2007, Р45-2007, Р47-2007, Р49-2007, Р51-2007, Р80-2010, Р82-2010, Р190-2006), отобранных на курильских вулканах и содержащих разной величины включения ксенолитов. Подготовка образцов для исследования производилась следующим образом. Сначала включения ксенолитов вырезались алмазной пилой. Из наиболее крупных вырезок изготавливались пластины площадью ~ 1x1 $см^2$ и толщиной чуть менее 1 см. Полученные пластины и оставшиеся наиболее крупные кусочки закреплялись с помощью эпоксидной смолы в металлические или пластмассовые обоймы, которые затем шлифовались и полировались (всего было приготовлено 20 аншлифов-обойм). Из оставшейся мелкой фракции были прицельно отобраны под бинокуляром мелкие сколки и зерна размером от одного до нескольких миллиметров (всего 53 шт.). Они закреплялись на латунные столики при помощи двухстороннего токопроводящего скотча. Все аншлифы и столики с образцами напылялись углеродом. Изучение строения и минерального состава осуществлялось в ИБМ ДВО РАН на растровом электронном микроскопе EVO 40XVP (фирмы «Carl Zeiss», Германия), оснащенном системой энергодисперсионного рентгеновского анализа INCA Energy (фирмы «Oxford instruments», Великобритания), и в ДВГИ ДВО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JSM-8100 (фирмы «Jeol», Япония).

Выполнено более 300 энергодисперсионных рентгеноспектральных микроанализов, а также множество съемок микроструктуры в режиме обратно-рассеянных электронов. Установлен минеральный состав изученных ксенолитов и особенности элементного состава слагающих их минералов (табл. 1 и 2).

По минеральному составу данные ксенолиты во многом схожи. Основными минералами являются оливин, полевой шпат, ортопироксен, клинопироксен и амфибол. Помимо них, установлены включения кварца, магнетита и апатита. В образцах также присутствуют в разных наборах и количествах многие другие минералы, такие как титаномагнетит, ильменит, вюстит, халькопирит, самородное железо, неидентифицированные висмутовый и фтористо-висмутовый минералы (?) и ряд других. В целом, для изученных ксенолитов из базальтов Курильской островной дуги характерен оливин-полевошпат-пироксен-амфиболовый парагенезис с некоторыми вариациями входящих в него других акцессорных минералов.

Таблица 1. Минеральный состав ксенолитов из базальтов Курильской островной дуги (Здесь приведены только основные минералы)

Минерал	№№ Образцов (*их названия сокращены*)									
	A1	P14	P44	P45	P47	P49	P51	P80	P82	P190
Оливин	+	+	+	–	+	–	+	–	+	–
Полевой шпат	–	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Клинопироксен	+	–	+	+	+	+	+	+	–	+
Ортопироксен	–	+	+	+	+	+	+	–	–	+
Амфибол	+	–	+	–	–	+	+	+	+	+

Примечание: + минерал присутствует; – отсутствует.

Сразу нужно заметить, что в каждом из образцов установлен именно тот набор минералов, из которых состоит приповерхностная часть аншлифов или сколков. При этом не все минералы, составляющие ксенолит, могли быть вскрыты при изготовлении образцов. Этим можно объяснить отсутствие, например, оливина и некоторых других основных минералов в ряде образцов (см. табл. 1).

Таблица 2. Наиболее показательные химические составы основных минералов в ксенолитах Курильской островной дуги

Минерал	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	FeO	Сумма
Оливин		40.16		39.13		0.33		0.49	20.12	100.23
		40.38		38.02				0.51	20.85	99.75
		40.30		37.90				0.48	21.20	99.88
Полевой шпат	5.62		27.86	54.13	0.46	10.19			0.62	98.88
	3.74		31.04	50.43		13.89			0.36	99.46
	5.16		28.85	53.34	0.33	10.93			0.43	99.04
Клинопироксен		16.00	1.94	51.77		21.07	0.49	0.65	8.07	99.99
		15.13	1.01	52.89		22.80		0.45	7.29	99.57
		15.01	2.14	50.88		19.65	0.56	0.36	10.94	99.55
Ортопироксен		27.09	0.70	54.35		0.97	0.24	1.20	17.06	101.62
		26.30	0.67	53.72		1.03		1.02	16.59	99.33
		26.29	0.75	53.64		1.01		0.97	16.98	99.64
Амфибол	0.62	19.03	3.95	52.48	0.24	11.50		0.47	9.33	97.63
	2.35	14.48	9.39	44.68	0.21	11.33	1.88		12.64	96.95
	2.80	14.99	9.50	44.95	0.26	10.98	1.27		13.09	97.85

Примечание. В амфиболе остаток от суммы 100 % – приходится на H_2O.

В изученных ксенолитах иногда встречаются высокоуглеродистые участки, что может указывать на восстановительный характер условий образования ксенолитсодержащих пород. Кроме того, ранее в ряде ксенолитов нами были обнаружены включения стекол различного состава [3].

Внутренняя структура рассматриваемых ксенолитов характеризуется неоднородым строением – обнаруживаются зоны с высокой пористостью, что может свидетельствовать о присутствии газовой составляющей на этапе кристаллизации. Также выявляются участки с микротрещинами, более крупными пустотами, имеющими неправильные геометрические формы, что, безусловно, является следствием высокой тектонической или тектоно-вулканической активности в зоне становления комплексов с данными породами.

По определению ксенолиты, обнаруживаемые в базальтах, могли претерпеть те или иные внутренние изменения в связи с воздействием на них восходящей горячей магмы, которой они были захвачены с различных глубин. Изучая микроструктуру и состав ксенолитов, удалось установить, что в трех из них (P44-2007, P45-2007, P49-2007) такие изменения действительно зафиксированы. Они выражаются в особенностях микроструктуры плагиоклазов как на участках вдоль границ зерен для случая с образцом P44-2007, так и на обширных участках в

зернах плагиоклаза в образцах Р45-2007 и Р49-2007. Структура из сплошной превратилась в мелкокристаллическую, среди стекловатой массы выделяются множественные кристаллики правильной формы – произошла перекристаллизация минерала. Одновременно в таких участках состав кальциевого плагиоклаза сдвигается в сторону альбитовой составляющей с увеличением общей доли кремнезема, иногда занимая некоторое промежуточное положение между стеклом и плагиоклазом. Более того, в ксенолите (обр. Р49-2007) значительным изменениям подверглись даже клинопироксены. Их микроструктура стала тонкопористой и одновременно насыщенной многочисленными ничтожно мелкими выделениями магнетита. Следует отметить, что, в целом, самыми устойчивыми в рассматриваемых ксенолитах оказались оливины, ортопироксены и в большинстве случаев клинопироксены. В некоторых ксенолитах и плагиоклазы сохранили первоначальное строение.

В завершение следует отметить одну важную особенность. Сравнивая данные по минеральному составу ксенолитов из базальтов Курильской островной дуги с данными по составу хондритовой части Челябинского (Чебаркульского) метеорита [1, 2], мы пришли к заключению, что они весьма схожи. Основными минералами и в том и другом случае являются оливин, пироксен и полевой шпат. Ортопироксен в ксенолитах, также, как и в метеорите, имеет форстеритовый состав. Кроме того, присутствуют некоторые однотипные акцессорные минералы, а еще в обоих случаях установлена стекловидная фаза. Сходство составов породной части метеорита и изученных ксенолитов указывает на близость условий, в которых они произошли (сформировались), а, следовательно, – на однотипность пород глубинной части Земли и той планеты, откуда появился этот «пришелец».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бахтин А.И., Шиловский О.П., Осин Ю.Н.** Состав и строение метеорита Челябинск // Ученые записки Казанского университета. Том 156. Кн. 1, Естественные науки. 2014. С. 174–181.

2. **Лютоев В.П., Потапов С.С., Исаенко С.И., Лысюк А.Ю., Симакова Ю.С., Самотолкова М.Ф.** Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мессбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник, 2013. № 7. С. 2–9.

3. **Сафронов П.П., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В.** Уникальные составы стёкол в ксенолитах из базальтов Курильской островной дуги // Геологические процессы в обстановке субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы III-й Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. Дальнаука, 2016. С. 215–218.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОГО БАЗИТОВОГО И КОРОВОГО КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВОВ В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ: ПРИМЕР ИЗ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Е.В. Скляров[1], А.В. Лавренчук[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,e-mail:skl@crust.irk.ru

[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Спектр пород Тажеранского массива (рис. 1) представляет собой квинтэссенцию процессов мантийно-корового взаимодействия в пределах раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы. В его строении участвуют толеитовые и субщелочные габброиды, сиениты, нефелиновые сиениты возрастного интервала 470–457 млн лет, а также карбонатные породы, обнаруживающие признаки интрузивного внедрения [1–3].

В центральной части массива присутствует субширотная полоса (рис. 2), сложенная доломит-содержащими кальцитовыми мраморами в ассоциации с пироксенитами и нефелин-пироксеновыми породами, на юго-западном продолжении которой обнажаются метасоматические породы гранат-мелилит-диопсидового и волластонит-мелилитового состава.

Мраморы в приконтактовой с пироксенитами зоне насыщены разноразмерными (от 5 см до 20 м) фрагментами пироксенитов, часто скарнированных. Для пироксенитов и нефелин-пироксеновых пород характерен богатый глиноземом фассаит, типичный минерал скарновых ассоциаций.

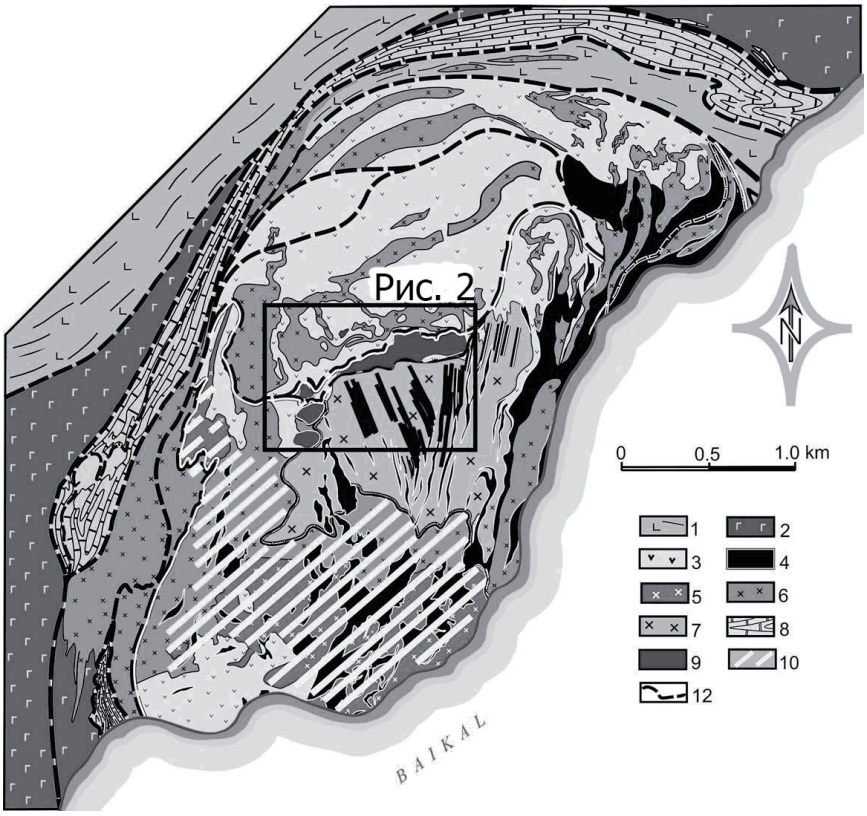


Рис. 1. Геологическая карта Тажеранского массива (по [3] с упрощениями).

1–2 – вмещающая толща: амфиболиты (2); габбро, монцогаббро, монцониты, сиениты, 500 млн. лет (2); Тажеранский массив, 460–470 млн лет (3–7): беербахиты по толеитовым габбро-долеритам (3), субщелочные габброиды (4), нефелиновые сиениты (5), огнейсованные (6) и массивные (7) сиениты; 8–10 – зоны распространения метасоматических пород известкового(8), щелочного (9) и магнезиального (10) типов; 11 – вязко-пластические срывы; 12 – геологические границы.

В то же время С. Молло с соавторами [5] на основании экспериментальных данных и результатов природных наблюдений обосновали механизм кристаллизации фассаита из контаминированного карбонатным материалом базитового расплава. Рассматриваемые мраморы не обладают минералого-геохимическими особенностями мантийных карбонатитов, поэтому мы предполагаем для них механизм плавления в нижней коре осадочных карбонатных толщ в присутствии водного флюида. Модель плавления карбонатов при воздействии флюидов, связанных с сиенитовой магмой, была обоснована Д. Ленцем [4]. Позднее Шуманн с соавторами [6] показали, что в присутствии водного флюида возможно анатектическое плавление карбонатных пород без видимой связи с интрузивными телами.

В целом же для Тажеранского массива предлагается следующая модель образования. В результате внедрения мантийных базитовых выплавок в нижние части утолщенной и флюидонасыщенной коры происходило частичное плавление гетерогенного силикатно-карбонатного субстрата, обеспечивающее появление расплавов карбонатного и силикатно-карбонатного состава. На ранних стадиях взаимодействие карбонатного и мафического расплава приводило к появлению контаминированного «пироксенитового» расплава. Вязко-пластичное состояние утолщенной коры препятствовало подъему мантийных и коровых расплавов на верхние уровни, однако процессы сдвигового тектогенеза способствовали появлению локальных проницаемых зон (по механизму образования пул-апарт структур) и совместному «порционному» внедрению на верхние уровни магм разного состава.

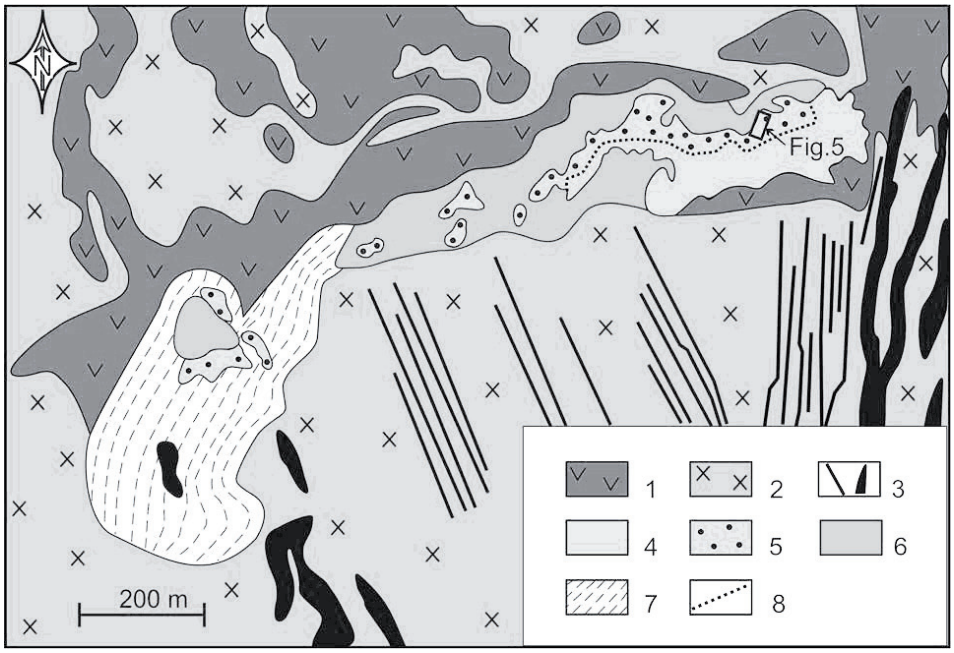


Рис. 2. Геологическая карта района распространения пироксенитов и нефелин-фассаитовых пород.

1 – беербахиты; 2 – сиениты; 3 – субщелочные габброиды; 4–5 – доломитсодержащие кальцитовые мраморы (4), насыщенные фрагментами пироксенитов (5); 6 – зона распространения гранат-мелилит-пироксеновых и мелилит-волластонитовыхметасоматических пород; 7 – пироксениты и нефелин-фассаитовые породы; 5 – граница между мраморами «чистыми» и с фрагментами пироксенитов.

Близко-одновременные инъекции порций базитового, пироксенитового и карбонатного расплава приводили к смешению силикатного и карбонатного расплавов и кристаллизации пироксенитов с пироксенами фассаитового состава. Вследствие различия в температуре кристаллизации мафического и водонасыщенного карбонатного расплавов контактирующий с закристаллизованными пироксенитами карбонатный расплав по мере продвижения на более высокий уровень насыщался обломками пироксенитов. Дальнейшее остывание всей магматической системы в условиях продолжающейся циркуляции флюидов обусловили процессы метасоматического преобразования пироксенитов с проявлением типичных скарновых ассоциаций с гранатом, мелилитом, скаполитом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 20-05-00005.

ЛИТЕРАТУРА

1. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009. т. 50. № 12.С. 1405–1423.

2. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника, 2013. т. 47. № 3.С. 58–77.

3. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Каргополов С.А., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта Массива Тажеран. М.: Изд-во «Группакомпаний А1 TIS», 2009.

4. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999. vol. 27.P. 335–338.

5. Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos., 2010. vol. 114.P. 503–514

6. Schumann D., Martin R.F., Fuchs S., De FourestierJ. Silicocarbonatic melt inclusions in flioapatite from the Yates Prospect, Otter Lake, Quebec: evidence of marble anataxis in the Central Metasidementary Belt of the Grenville Province // Canadian Mineralogist, 2019. Vol. 57.P. 583–604.

ГЕОДИНАМИКА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИН И РЕДОКС-УСЛОВИЯ В ЛИТОСФЕРЕ АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОКА РФ

Ю.В. Талтыкин, Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова

Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН,г. Хабаровск,

e-mail: taltykin@mail.ru

Наличие обширных участков окисленного (магнетитового) и восстановленного (ильменитового) магматизма в мире известно давно. В частности, для Циркум-Пацифики Ш. Ишихара и его коллегами [6] построена схема ильменитовых и магнетитовых региональных зон. При этих работах в качестве индикатора окисленности магматических пород использовались как геохимические и петрофизические характеристики гранитоидов, так и расположение оловорудных и золото-медных месторождений.Основной причиной восстановительных условий кристаллизации гранитоидных массивов авторы называют переработку органического углерода аккреционных комплексов.

В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН работы по изучению распределения магнетитовых и ильменитовых магматических пород проводятся более 30 лет. На Тектонической карте Центрально-Азиатско-Тихоокеанских поясов М 1: 1 500 000 (под редакцией Карсакова Л.П. и ZhaoS., 2001 г.) Л.Ф. Мишиным по результатам силикатных анализов (с раздельным определением FeO и Fe_2O_3) MZ-KZ магматических пород специальным крапом показано, к какому типу (ильменитовому или магнетитовому) относится каждое магматическое образование. Это позволяет сразу оценить распределение ильменитовой и магнетитовой серий в регионе. Методика исследований подробно описана в статье [3]. При дальнейших работах в Сихотэ-Алиньскоморогенном поясе (САОП) эти результаты были подтверждены и уточнены, а также предложена комплексная методика разделения пород на магнетитовую и ильменитовую серии [2]. Наши исследования также подтвердили правомерность выделения магнетитовых и ильменитовых зон в других районах (Монголо-Охотия, Хинган и восточная Якутия) по материалам объяснительных записок к государственным геологическим картам 1: 200000 масштаба (рис. 1).

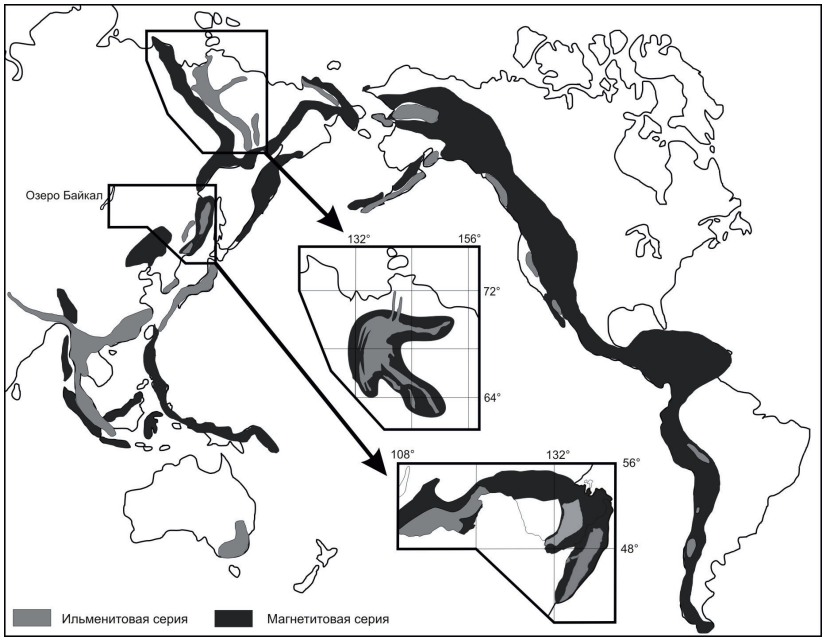


Рис. 1. Распределение магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий в Циркум-Пацифике по материалам [6]. На врезках дано распределение по материалам авторов.

Накопленные на сегодняшний день материалы в САОП и за его пределами (свыше 500 точек наблюдения с отборами образцов для различных анализов, а также измерения магнитной восприимчивости (**MS**) пород в обнажениях и по профилям вдоль выходов) позволяют утверждать, что **региональные**окислительно-восстановительные условия кристаллизации магматических тел (редокс-условия) не зависят от петрологического состава (по крайней мере для кислых – основных разностей), глубины их кристаллизации (от интрузивов до эффузивов) и возраста пород (для САОП это готерив– палеоцен), а определяются **редокс-фоном**, существующим в литосфере данного региона на протяжении длительного времени [2]. Полученные нами материалы невозможно объяснить лишь влияние морганики из аккреционных комплексов. Те или иные окислительно-восстановительные условия в литосфере существуют всегда, магматизм их просто визуализирует.

Поскольку основным длительным геодинамическим процессом в Циркум-Пацифике является мезозойская субдукция, мы рассмотрели возможное влияние погружающегося слэба на изменение радокс-условий в литосфере САОП [4]. Предложенная модель вполне удовлетворительно описывает основные региональные особенности распределения магнетитовых и ильменитовых зон в регионе. Также с её помощью можно объяснить различие в редокс-условиях западного и восточного Тихоокеанских побережий, отмеченных еще Ш. Ишихара. Кроме того, предложена схема распределения редокс-условий при коллизии континентальных блоков, в частности в западной зоне Монголо-Охотии и восточной Якутии (рис. 1). Эта схема не учитывает много других факторов, таких как изогнутость плит, взаимодействие их глубинных частей в пространстве и времени, влияние плюмов на процесс субдукции и многое другое. Однако подобная модель уже может давать дополнительную информацию при палеогеодинамических реконструкциях.

Кроме регионального редокс-фона, обусловленного в конвергентных зонах взаимным расположением океанической и континентальной плит, а также глобального фона, связанного с дегазацией мантии, в САОП авторами по комплексу признаков выделены еще и локальный (магнетитовое образование в ильменитовой зоне и наоборот) и микролокальный (например, мелкие – до 0.5 м магнетитовые участки в ильменитовом массиве) уровни. Эти материалы требуют еще дальнейших исследований.

Конвергентные окраины характеризуются взаимодействием океанической и континентальной плиты. Как правило, океаническая плита погружается под континентальную (субдукция), реже – скользит вдоль нее (трансформная окраина). Большая часть побережья Тихого океана в настоящее время является конвергентной окраиной, где присутствуют как зоны субдукции, так и участки с трансформными обстановками [*1*]. При этом смена режима приводит, видимо, к обрыву слэба, однако пока не ясно на какой глубине это происходит. Также не установлено, как и с какой скоростью погружается оборвавшаяся часть в мантию. По оценкам Меера [7] это может быть около 5 км в млн лет. С другой стороны, этот процесс может идти значительно быстрее, если у оборвавшейся части слэба остается связь с соседними участками плиты. Нас в данном случае интересует влияние погружающихся океанических плит на редокс-условия в литосфере конвергентных окраин. Большинство магматических пород альб-сеноманского возраста в пределах САОП, связанных с трансформным режимом [5], попадают, по нашим наблюдениям, в ильменитовую зону. Более молодые магматические породы распределены относительно равномерно между ильменитовой и магнетитовой зоной. Таким образом, можно сделать предположение: т.к. смена геодинамических обстановок не привела к значительному изменению конфигурации редокс-зон, то прекращение субдукции (трансформный режим) не вызвало значительных изменений во взаимном расположении континентальной и океанической плит до и после трансформного скольжения.

В настоящее время появился целый ряд исследований, посвященный плоской субдукции. В частности, ей сейчас отводится основная роль в мезозойской декратонизации Северо-Китайского кратона (NCC), вместо предыдущего аппвелинга из мантийной транзитной зоны.

Это также подтверждается практически полным отсутствием восстановленного магматизма в этом регионе. Отметим еще,что неплоской плитой (с горбом по аналогии с современной ТО плитой) проще объяснить декратонизацию NCC, чем просто отдельной плоской субдукцией.

Изучение окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических породколлизионныхорогенов западной части Монголо-Охотии и восточной Якутии (рис. 1) подтверждает предложенную модель формирования редокс-фона в подобных структурах [4].

Вывод: изучение регионального распределения редокс-условий кристаллизации магматических пород позволяет делать предположения о геодинамических процессах в литосфере региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребенников А.В., Ханчук А.И. *Г*еодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантныедиаграммы // Тихоокеанская геология, 2021. Т.40. № 1. С. 3–24.

2. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология,2020. Т. 39. №3. С. 51–67.

3. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И.Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 3. С. 28–47.

4. Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2020. № 4. С. 24–38.

5. Ханчук А.И.,Гребенников А.В.,Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. № 3.С. 4–37.

6. IshiharaS. GranitoidSeriesandMineralizationintheCircum-PacifcPhanerozoicGraniticBelts //ResourceGeology, 1998. V.48. № 4. P. 219–224.

7. Meer D.G., Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the Underworld: Slab Remnants in the Mantle, their Sinking History, and a New Outlook on Lower Mantle Viscosity //Tectonophysics, 2018. V.723.P. 309–448.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ИСХОДНОГО СОДЕРЖАНИЯ H_2O В ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМАХ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

Д.П. Тобелко, М.В. Портнягин

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,

e-mail: dariatobelko@gmail.com

В субдукционных зонах происходит рециклинг океанической литосферы в мантию и образование новой литосферы континентального типа, что определяет важнейшую роль субдукционных процессов в геодинамике. Существующие методы оценки условий образования магм основаны на интерпретации содержаний главных, рассеянных и летучих компонентов в родоначальных мантийных расплавах. Одним из важнейших параметров состава островодужных магм является содержание в них H_2O. Содержание H_2O в магмах также оказывает огромное влияние на кристаллизацию магм, их реологические свойства и характер вулканических извержений, поэтому существующие модели островодужного магматизма принципиально зависят от точности оценок первичного содержания H_2O в магмах. Ключом к изучению составов исходных надсубдукционных магм являются расплавные включения в минералах. Однако, многолетний опыт изучения расплавных включений выявил целым ряд проблем.

Для магм Восточного вулканического фронта Камчатки данные прямого измерения содержаний H_2O в примитивных расплавных включениях крайне малочисленны и оценены только прямым измерением [напр., 1]. Но результаты, полученные для вулканов Камчатки в последние годы [напр., 5,7], показали, что оцененные ранее содержания H_2O в расплавах являются минимальными. Поэтому возникает необходимость применения независимых методов для пересмотра исходного содержания воды в островодужных магмах в целом, и магмах Восточного вулканического фронта Камчатки в частности.

В этой работе была разработана комплексная методика оценки первичного содержания H_2O в мантийных островодужных магмах на основе анализа сосуществущих оливина, хромистой шпинели и расплава на примере 4-х вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки.

С целью частичной гомогенизации расплавных включений, с зернами Ol проводился термометрический эксперимент в ГЕОХИ РАН[1]. Содержание основных элементов в расплавных включениях, оливине и шпинели было определено с помощью электронного микрозонда (Геомар, г.Киль, ФРГ). Для определения содержания рассеянных элементов в расплавных включениях и оливине был проведен анализ методом ИСП с лазерной абляцией (Университет им. Христиана-Альбрехта, г. Киль, ФРГ).

Методика, разработанная в этой работе для оценки первичного содержания воды в мантийных островодужных магмах, основана на сравнении 3-х расчётных методов (на основе анализа сосуществущих оливина, хромистой шпинели и расплава), которые показывают хорошую сходимость результатов для примитивных составов (Fo>85).

1-2 метод. Оценка исходного содержания воды в расплавах получена с помощью метода, основанного на значительном влиянии присутствия H_2O в расплаве на температуру ликвидуса оливина и позволяющего оценить её исходное содержание путем сравнения независимо определенных «реальных» (оливин-шпинелевых(1 метод) –[3]); Sc/Y оливин-расплав (2 метод)–[6]) и «сухих» (псевдоликвидусных–[4]) температур кристаллизации оливина по формуле, полученной преобразованием зависимости температуры ликвидуса оливина от содержания воды в расплаве [2]: $H_2O = (\Delta / 39.69)^{1.37}$, где Δ T – разница между температурой сухого ликвидуса и ликвидуса в присутствии воды (рис.1).

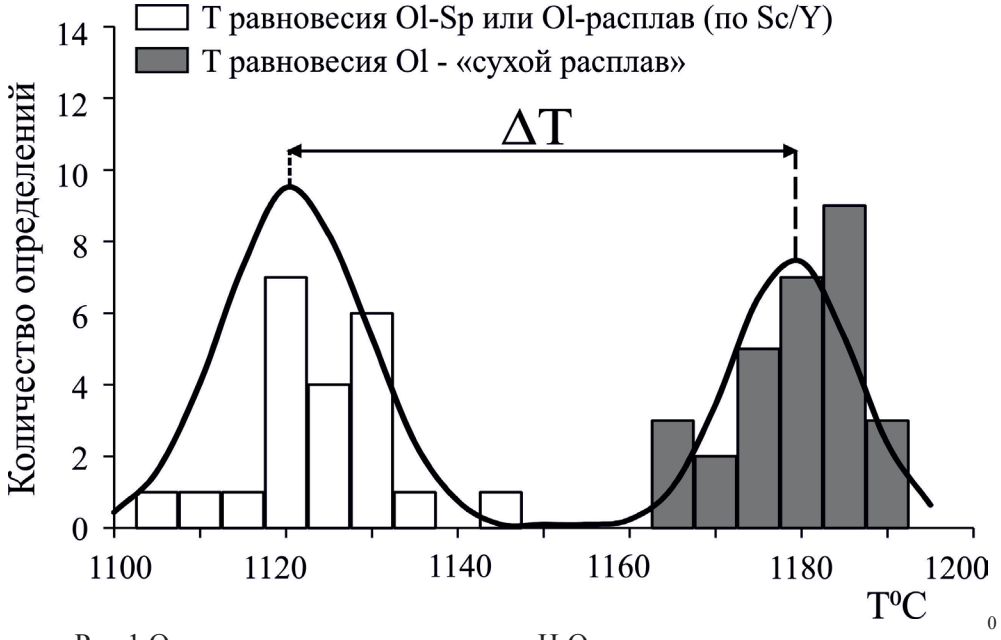


Рис.1.Оценка исходного содержания H_2O в расплавных включениях.

На рисунке приведена иллюстрация метода оценки, основанного на сравнения реальных температур, оцененных по оливин-шпинелевому[3] или Sc/Y [6] термометрам и “сухих” псевдоликвидусных[4]температур равновесия расплавных включений с оливином на примере Горелого вулкана [Назарова и др., 2017]. Сплошная линия – Нормальное теоретическое распределение температур.

3 метод. Оценка исходного содержания воды в расплавных включениях основана на сравнении содержания главных элементов в расплавных включениях и материнских породах, которые претерпевают изменения во включениях в ходе природного процесса потери воды из включений (связанные потери SiO_2 и H_2O, [7]). Этот метод позволяет реконструировать исходное содержание воды даже для полностью обезвоженных включений.

По результатам исследований были сделаны выводы о том, что наиболее примитивная ассоциация оливина и хромистой шпинели в базальтах Восточного вулканического пояса Камчатки кристаллизуется при температурах 1030–1180 °С, давлении 3–8 кбар, летучести кислорода QFM+1.6. Средние содержания H_2O в наиболее примитивных расплавах составляют в среднем от 4 до 8 мас.% (рис.2).

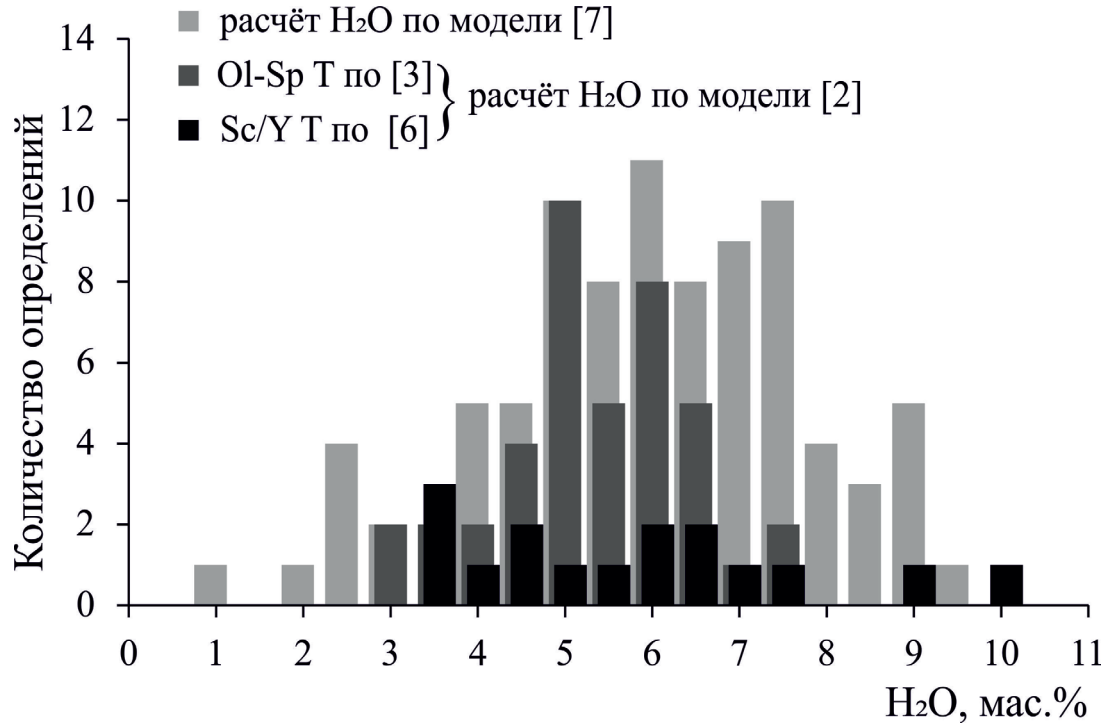


Рис.2.Комплексная оценка исходного содержания H_2Oв магмах Восточного вулканического пояса Камчатки (Fo>85) на основе сравнения различных расчётных методов определения воды.

Полученные в этой работе оценки исходного содержания водыв магмах на 2–6 мас.% выше, чем предполагалось ранее. Также данные, полученные в этой работе, подтверждают результаты, полученные для вулканов Камчатки в последние годы [5,7]. Эти результаты показывают, что оцененные ранее средние содержания H_2O в островодужных расплавах (3.9± 0.8 (2σ) мас.%), описанные в работе Plank и соавторов в работе 2013 года, вероятно, являются минимальными.

Данные этой работы о содержании воды в исходных примитивных магмах Восточного вулканического фронта Камчатки подтверждают идею [7] о том, что большинство примитивных островодужных включений не сохранили исходное содержание H_2O и что первичные островодужные расплавы содержат в среднем ≥4 мас.% H_2O. Такое содержание H_2O в первичных островодужных расплавах подразумевает более низкие температуры плавления в мантии и более высокие потоки H_2O в субдукционных зонах, чем ранее оценивалось на основе прямого определения H_2O в потенциально обезвоженных расплавных включениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Гриб Е.Н., Плечов П.Ю. Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // Петрология, 2019, Т. 27. №3. С.258–281

2. Almeev R.R., Holtz F., Koepke J., Parat F., Botcharnikov R.E. The effect of H2O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // American Mineralogist, 2007, V. 92, P. 670–674

3. Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces//Chemical Geology, 2014, V. 368, p.1–10

4. Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe2+, Ca and Mn // Journal of Petrology, 1983, V. 24, P. 256–265

5. KamenetskyV.S., Zelenski M., Gurenko A., Portnyagin M., Ehrig K., Kamenetsky M., Churikova T., Feig S. Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // Chemical Geology, 2017, vol. 471, p. 92–110

6. Mallmann G., O'Neill H.S. Calibration of an Empirical Thermometer and Oxybarometer based on the Partitioning of Sc, Y and V between Olivine and Silicate Melt. // Journal of Petrology, 2013, V.54(5), P. 933–949.

7. Portnyagin M., Mironov N., Botcharnikov R., Gurenko A., Almeev R., Luft C., Holtz F. Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica under saturated island-arc melts // Earth and Planetary Science Letters, 2019, vol. 517, P. 95–105

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА КУРАЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) ПО ДАННЫМ U-PB LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ КАЙМ В ЦИРКОНАХ

М.А. Фидлер[1,2,3], М.М. Буслов[1,2,3]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,

e-mail: fidler@igm.nsc.ru

[2]Казанский Федеральный Университет, г. Казань

[3]Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,

г. Новосибирск

На юго-востоке Горного Алтая в пределах Курайского хребта наблюдается сложная сдвигово-надвиговая зона, сформированная в результате многофазной тектонической активности. Она включает крупные тектонические пластины, чешуйчатые структуры, милонитовые и меланжевые зоны [3]. Значительную часть структуры слагают метаморфические породы курайского комплекса, представленные биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, гранито-гнейсами, в меньшей степени амфибол-биотитовыми сланцами и амфиболитами.

Долгое время вопрос возраста метаморфизма курайского комплекса был дискуссионным. Большинство исследователей XX века относили эти образования к докембрийским.В последние два десятилетия исследования на основе геохронологических данных показали средне- и позднепалеозойский возраст метаморфизма пород [2–4,6].

В работах [2,3,6] на основе Ar-Ar и K-Ar датирования слюд и амфиболов установлен возраст метаморфических и деформационных преобразований пород Курайского блока в широком интервале 425–322 млн лет. Однако, в силу низких температур закрытия Ar-Ar и K-Ar систем, для датирования полиметаморфических событий надёжнее использовать U-Pb геохронологию.

В работах [4,5] на основе U-Pb датирования цирконов из гранито-гнейсов курайского комплекса выделяется первый этап метаморфизма на рубеже ордовика и силура (444 млн лет). Однако обоснование метаморфизма на этом возрастном уровне в данных работах отсутствует, к тому же во второй работе датировка получена по восьми магматическим зернам циркона [4].

В этой же статье также приведены U-Pb возрасты (SHRIMP-II) единичных метаморфогенных цирконов из биотитового гнейса курайского комплекса: 443.8±9.5 (одно зерно), 422.9± 9.1 (еще одно зерно) и 380.1 ±7.4 млн лет (4 зерна) [4].

Для уточнения возраста пикового магматизма нами были датированы каймы цирконов из образца гранито-гнейсов курайского комплекса (обр. В-19-622), отобранного в верховьях ручья Карасубажи.

Для цирконов данного образца характерно наличие магматических ядер и метаморфической каймы. Из образца выделено 70 цирконов, датировано 57 точек. Th/U соотношение лежит в интервалах 0.26–0.80 для ядер и 0.02–0.05 для кайм. Получены значения возраста 451.7±5.8 млн лет для магматических ядер (25 точек абляции, СКВО = 0.39) и 373.7±5.2 млн лет для метаморфических кайм (21 точка абляции, СКВО = 0.33).

Таким образом, датировка метаморфических кайм совпадает, в пределах погрешности, с полученной ранее [4] датировкой по единичным метаморфогенным зернам циркона. В то же время опубликованные[4,5] датировки рубежа ордовика-силура связаны, вероятно, с магматическим событием.

Позднедевонский метаморфизм связан с коллизией Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов, с образованием единого Северо-Азиатского континента [3]. В результате коллизии происходило утолщение коры за счёт покрово-надвиговой тектоники, с последующими сдвиговыми деформациями в раннем карбоне [1].

Исследование выполнено в рамках планов НИР ИГМ СО РАН, при поддержке правительства РФ (проект № 14.Y26.31.0029).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абилдаева М.А., Зиновьев С.В., Буслов М.М. Позднепалеозойские деформации пород Курайского блока: структурно-кинематический анализ (верховья реки Курайка, Горный Алтай) // Геодинамика и тектонофизика, 2019. Т.10. №4. С.937–943.

2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т.44. №1–2. С.49–75.

3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., МингЧен, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013. Т54. №10. С. 1600–1628.

4. Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая, 2010. №3. С. 72–80.

5. Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера, 2013. №2. С.20–44.

6. Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем-среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2009. Вып.7. Т.1. С.159–161.

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

РИФТО–ГРАБЕНЫ УЧУРСКОЙ ЗОНЫ (АЛДАНСКАЯ АНТЕКЛИЗА СИБИРСКОГО КРАТОНА) И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Н.Г. Борискина, В.Г. Хомич

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e–mail: boriskina2000@mail.ru

Сведения о нефте– и битумопроявлениях на Алданской и Анабарской антеклизах опубликованы в 1929 году [1]. В настоящее время наиболее существенной закономерностью размещения месторождений углеводородов (УВ) Северной Азии признается их сосредоточение в рифтовых системах разного возраста. Сопряженные с ними разломные зоны глубинного заложения, дренирующие верхнюю мантию, контролируют поступление в земную кору горячих флюидов в виде CO_2, H_2O, H_2, CH_4 и других соединений. Продемонстрируем этот тезис примерами по Западной, Восточной Сибири и Дальнему Востоку РФ.

Месторождения УВ Западной Сибири в основном сосредоточены в пермо–триасовых рифтовых системах и структурах их обрамления, что подтверждено многолетними геолого–геофизическими исследованиями и вероятностно–статистическим анализом [2]. Рифтограбены Западно–Сибирской плиты фиксируются положительными магнитными, гравиметровыми аномалиями и повышенным тепловым потоком. Здесь крупные месторождения нефти, размещенные в осадочном чехле, залегают поблизости от выступов сиалических блоков основания. Такие горсты сложены метаморфическими сланцами и гранитоидами. Типоморфными геохимическими элементами местной нефти считаются платиноиды, V, Co, Ni и Cr, свойственные мантийным ультрабазитам [2].

На площади Северо–Азиатского (Сибирского) кратона также выявлены крупные нефтегазоносные поля. На его западной окраине, Камовском своде Байкитской антеклизы, среди рифейских толщ центрального (Куюмбинского) рифта размещена весьма крупная Юрубчено–Тохомская нефтегазоносная зона. Здесь же закартирован горст из гранито–гнейсов и гранитов кристаллического фундамента, ограниченный глубинными разломами [4]. Еще одно гигантское скопление УВ выявлено в венд–кембрийских толщах центральной части Непско–Батуобинской антеклизы [7]. Наиболее насыщен месторождениями ЮВ фланг, где проявлена серия микрограбенов разной ориентации.

Из сопоставления литологического состава и возраста разрезов Байкитской, Непско–Батуобинской, Алданской антеклиз, а также сравнительного анализа истории их формирования со всей очевидностью следует значительная схожесть фациальных, геодинамических условий рифейского осадконакопления, происходившего в авлакогенную стадию становления чехла Сибирской платформы. Также сопоставимы (литологически и седиментационно) их вендские и нижнекембрийские терригенно–карбонатные разрезы.

Среди охотоморских структур Азиатско–Тихоокеанской мегазоны взаимодействия (АТМВ) также выявлено несколько продуктивных зон нефтегазонакопления. Самой известной является Северо–Сахалинская. В смолисто–асфальтовых веществах нефтяных месторождений северного Сахалина установлены значимые количества ЭПГ (в г/т): Ru – 0.3, Rh – 0.1, Ir – 0.12, Pt – 0.52, Pd – 0.92. Современная структура острова – с поднятиями, опусканиями и развитыми складчатыми сооружениями – оформилась на рубеже плиоцена–квартера. Доплиоценовые комплексы претерпели несколько структурных перестроек, обусловленных аккреционно–коллизионными, рифтогенными процессами, в связи с этапами развития и деструкции, континентального роста Восточно–Азиатской активной окраины. Осадочный комплекс включает накопления угленосных формаций, возникших на границе мела и палеогена также в условиях рифтогенеза. Кардинальная смена геодинамического режима (рифтогенеза на орогенез) произошла на границе миоцена–плиоцена и сопровождалась интенсификацией процессов

складкообразования, формированием сдвигов и взбросо–сдвигов. Их фрагменты обладают повышенной флюидонасыщенностью. Шовные сдвиговые зоны острова имеют протяженность многие сотни и ширину в десятки км. Они довольно отчетливо проявлены положительными аномалиями в магнитном и гравитационном полях, уступами рельефа, сопряженными с ареалами мелких рифтограбенов дна Охотского моря.

Примечательно, что придонноморские залежи газогидратов, выявленные в Охотоморье почти у всех структур газового просачивания, в основном приурочены к зонам глубинных разломов. Одна из линейных зон шельфовых газогидратов имеет протяженность около 130 км. В ее пределах выявлено более 150–ти очагов разгрузки углеводородных газов [3]. Другие участки южного Охотоморья с максимальными потоками CH_4 также проецируются на разломы глубокого заложения. Самый мощный (2.99 кг/(км^2·сут)) из потоков газа, выявленный в морской среде южного Охотоморья, был высотой в 2000 м.

Сахалинские магистральные флюидопроводящие ССЗ разломы продолжаются в ЮВ направлении к островам Уруп, Итуруп и Кунашир Курильской островодужной системы (КОС). Потоки УВ проявлены в местах водно–флюидной разгрузки многих наземных вулканов. Особенно они характерны для южного звена КОС: влк. Менделеева, Головнина (о. Кунашир), влк. Медвежьего (о. Итуруп) и др. Главным компонентом (до 90–95 об. %) дефлюидизации вулканов являются пары воды. Среди других соединений установлены CO_2, CO, HCL, HF, H_2S, NH_3, N_2, CH_4, HCNS, F_4, $B(OH)_3$, Ar и др.. В активно газирующих высокотемпературных сольфатарах, в термальных водах и грязевых котлах присутствуют (в нл/л): метан – до 800, этан – до 40, этилен – до 100, пропан, бутан, сложные комплексные соединения УВ с хлором, фосфором, рением и платиной, другими благородными металлами.

Приведенные сведения о наличии УВ в российском сегменте АТМВ характеризуют регион как провинцию сосредоточения нефтегазовых полей и соответствующих флюидно–энергетических потоков, возникших под влиянием глубинной геодинамики. К числу ее ярких особенностей относится не только углеводородная специализация, но и принадлежность наиболее мобильной части одноименной зоны конвергенции. Этот вывод подтверждается новыми материалами об открытии первой абиссальной нефтегазоносной провинции в СЗ (приросийской) части ложа Тихого океана, расположенной между Курило–Камчатским желобом и поднятием Шатского [5]. Здесь известны протяженные (более 1000 км), глубинные (до 100 км), долгоживущие (J–Q) разломные зоны трансформного типа: Уруп, Итуруп и Носаппу (Тускарора).

Учурская зона на ЮВ окраине Алданской антеклизы состоит из нескольких рифтограбенов (Амуликанского, Маймаканского, Уганского, Учурского и др.), обладающих мощным (в несколько км) разрезом протерозойских и рифейских, а также венд–кембрийских толщ. В СФЗ имеются и горстообразные поднятия фундамента, усложняющие ее строение.

Особенностью Учурской зоны является присутствие на ее юго–западном фланге позднемезозойских ($J_{1–3}$–K_1) терригенных угленосных толщ, несогласно перекрывающих рифейские и венд–кембрийские отложения. Мезозоиды сосредоточены в Токинской и других впадинах Южно–Якутского осадочного бассейна, протянувшегося в широтном направлении на 750 км от р.Учур до р.Олекма на западе. В бассейне выделяют четыре угленосных района, в юрско–меловых толщах которых закартировано 224 угольных пласта общей мощностью 140–180 м. Геологические запасы и ресурсы углей в них оценены в 55 млрд тонн. Число месторождений угля в бассейне превышает 40. На двух самых крупных – Нерюнгринском (Алдано–Чульманский район) и Эльгинском (Токинский район) запасы каменных углей превышают один миллиард тонн в каждом. Мощности угольных пластов в юрских толщах иногда достигают 79 м. Значительна угленосность и меловых отложений, содержащих пласты мощностью от 1.9–4.06 до 16.9 м [6].

О насыщенности упомянутых угленосных районов природными газами свидетельствует присутствие последних во вмещающих породах, угольных пластах, подземных водах

и обособленных газопроявлениях. Среди газов установлены CH_4, N, CO_2, H_2 и тяжелые УВ. Самыми распространенными являются метан, азот и углекислый газ. Максимальные содержания тяжелых УВ (этан–пентан, этилен–пропилен) достигают в угольных пластах 0.2%, во вмещающих породах – 0.02%, в газовой фазе подземных вод – 0.95% и в свободных газопроявлениях – 0.3%. В мощных угольных пластах отмечались свободные метановыделения и выбросы газа с начальным дебетом от 0.2 до 1–2 куб.м/мин и содержаниями CH_4 от 80–87 до 90–94%. Во вмещающих породах максимальные концентрации метана в природном газе последовательно возрастают от 2.4–32.4–58.8 до 65.6% в ряду песчаник–алевролит–аргиллит–углистый аргиллит. Зона полной деметанизации на месторождениях отсутствует [6].

Из приведенных материалов, раскрывающих особенности происхождения и позиции рассмотренных угле– и нефтегазоносных площадей Сибири и ДВ РФ следует, что в АТМВ возможно существование крупных еще недостаточно изученных и опоискованных структур, обладающих набором необходимых признаков в пользу их нефтегазоносности. Здесь имелись условия и для сохранения в земной коре УВ проникающих из мантийных глубин в составе флюидопотоков. Перечисленными признаками (наличие рифтограбенов, горстов, рифейских и венд–кембрийских осадочных разрезов значительной мощности, глубинных разломов, геофизических аномалий, включая тепловые) ЮВ фланг Сибирской платформы во многом напоминает ее западную нефтегазоносную окраину.

Размещенность в пространстве между Южно–Якутским осадочным бассейном, насыщенном месторождениями каменного угля с обилием глубинных газопроявлений, и нефтегазоносными полями северного Сахалина, а также принадлежность последних к протяженной глубинной ЗСЗ линейной зоне позволяет рассматривать Учурскую зону в качестве потенциально перспективной на выявление залежей УВ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Где и как искать нефтеносные области СССР // Нефтяное хозяйство, 1929. Т. 6. № 6. С. 791–796.

2. Иванов К.С., Лац С.А., Коротеев В.А. и др. Главные причины закономерности размещения месторождений нефти Западно–Сибирской платформы // Доклады академии наук, 2018. Т. 481. № 3. С. 285–288.

3. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион) // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. № 1. С. 61–66.

4. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено–Тохомской зоны нефтенакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1996. Т. 37. № 8. С. 166–195.

5. Ломтев В.Л., Веселов О.В., Козлов Д.Н. и др. Особенности строения и геодинамики тектоносферы северо–западной части Тихого океана и дальневосточных морей / Отв. ред. В.Г. Варнавский, А.И. Обжиров, А.В. Савицкий. Владивосток: Дальнаука, 2016. 147 с.

6. Череповский В.Ф. (ред.) Угольная база России. Том 5. Книга 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо–Восток, о. Сахалин, п–ов Камчатский. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 635 с.

7. Шемин Г.Г., Верниковский В.А., Смирнов М.Ю. и др. Тектонические, литолого–фациальные, геохимические условия образования и количественная оценка перспектив нефтегазоносности Ереминско–Чонского гигантского скопления нефти и газа (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 2019. Т. 60. № 12. С. 1728–1753.

ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ОМОЛОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.Н. Глухов, В.В. Прийменко, М.И. Фомина

Северо–Восточный комплексный научно–исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, e–mail: gluhov76@list.ru

Омолонский массив имеет длительную историю геологического развития. В его структуре выделяются архейско–протерозойский фундамент и рифейско–мезозойский терригенно–карбонатный чехол. Широко проявлены окраинно–континентальные магматические дуги, связанные с субдукционными процессами в девоне (Кедонский вулканогенный пояс – КВП), раннем мелу (Олойский пояс – ОП) и раннем–позднем мелу (Охотско–Чукотский вулканогенный пояс – ОЧВП). С известково–щелочными магматическими комплексами этих поясов связаны эпитермальные золото–серебряные и медно–молибден–порфировые месторождения и рудопроявления. Часто они ассоциируют в пространстве, однако их взаимоотношения до последнего времени представлялись неясными.

В КВП медно–молибден–порфировое оруденение связано с гипабиссальными малыми гранитоидными интрузиями булунского комплекса. Они сложены гранодиоритами, сиенитами и кварцевыми монцонитами, возраст которых по данным U–Pb датирования (SHRIMP) составляет от 375 до 335 млн лет [1]. Рудопроявление Табор представляет собой субмеридиональную зону эпидот–хлоритовых пропилитов размерами 3000×500 м, в пределах которой обособляются зоны шириной 100–200 м, содержащие многочисленные просечки и вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита. Содержания Cu в них до 0.7%, Mo до 0.015. Максимальные содержания отмечаются в отдельных кварцевых жилах с видимым молибденитом: Cu до 1%, Mo до 0.5%. В 2 км к северу в пределах той же субмеридиональной тектонической структуры располагается ареал разноориентированных маломощных (до 1 м) и непротяженных жил сульфидно–карбонатно–кварцевого состава (рудопроявление Орлиное). Рудная минерализация в них представлена гематитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, акантитом, сульфосолями серебра, самородным золотом. Содержания Au в жилах достигают 146 г/т, Ag 1972 г/т, Cu, Pb, Zn до 1%. Геохимический спектр руд Au–Ag–As–(Pb, Zn, Cu)–Bi. Жилы сопровождаются небольшими россыпями золота. Рудопроявления Табор и Орлиное, ассоциирующие с одними и теми же породами булунского комплекса и приуроченные к одной структуре, объединяются нами в составе Табор–Орлиного рудного поля.

В пределах Конгинской зоны ОЧВП [2] известны несколько медно–молибден–порфировых месторождений и рудопроявлений [7]. Все они тесно ассоциируют с гранитоидами позднемелового викторинского комплекса. На месторождениях Вечернее и Хрустальное минерализация представлена сульфидно–кварцевыми штокверками и залежами оруденелых скарнов с содержаниями Mo до 0.2%, Cu до 0.5%, Ag 85 г/т, Au 3.7 г/т. Нами изучено Захаренковское рудное поле, приуроченное к интрузивно–купольному поднятию, в ядре которого обнажены монцодиориты с U–Pb (TIMS) возрастом 86.4±0.3 млн лет [2]. Они и игнимбриты кедонской серии среднего–позднего девона вмещают сульфидно–кварцевые штокверки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и молибденитом и серицит–кварцевые метасоматиты с Ar–Ar возрастом 87.9±1.3 млн лет [2]. Содержания Mo в штокверках достигают 0.2%, Cu 0.1%. На удалении 500–1000 м от них по латерали и 100–300 м вверх по восстанию развиты кварцевые жилы с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротином, самородным золотом. Содержания Au в них до 20 г/т, Ag до 88 г/т, Pb более 1%; геохимический спектр жил Au–Pb–Ag–(W, Mo)–As. Минерализация характеризуется относительно утяжеленным изотопным составом сульфидной серы, до +4.7‰ $\delta^{34}S$ (VCDT). Жилы являются источником мелкой аллювиальной россыпи золота.

Аналогичными особенностями характеризуется Лабазное рудное поле. Здесь слабо вскрытый эрозией шток кварцевых сиенитов и монцодиоритов викторинского комплекса сопровождается ореолом серицит–кварцевых филлизитов с прожилками и вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита. Они содержат Mo и Zn до 0.1%, Ag до 1 г/т, Au до 0.3 г/т. Геохимический спектр прожилково–вкрапленной минерализации Mo–Zn–Au–Pb–Ag. На удалении обособляются редкие маломощные (до 0.3 м) сульфидно–кварцевые жилы, которые содержат Au до 22 г/т, Ag до 627 г/т, Pb и Zb до 1%.

Табор–Орлиное, Захаренковское и Лабазное рудные поля представляют собой полнопроявленные медно–порфировые рудные системы, на нижних уровнях которой развита штокверковая медно–молибденовая минерализация, а на верхних – жильная золото–серебро–полиметаллическая. В современной отечественной литературе для обозначения подобных образований используется термин «порфирово–эпитермальная система» (ПЭС) [3]. Аналогичные ПЭС известны и на восточном фланге Омолонского террейна в связи с гранитоидными интрузиями намындыканского комплекса ОВП [6]. Здесь в пределах Бургагчанского рудного узла, аналогично Табор–Орлиному и Захаренковскому рудным полям, меденосные штокверки и скарны по латерали сменяются жилами с золото–серебро–полиметаллической минерализацией [4]. Примечательно, что в пределах всех медно–порфировых рудных полей и узлов Омолонского террейна известны небольшие промышленные россыпи золота, что вообще характерно для зон с минерализацией подобного типа на Северо–Востоке, таких как Баимская [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Глухов А.Н., Котов А.Б., Альшевский А.В., Прийменко В.В., Ползуненков Г.О. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо–Восток Азии) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. М.: Геос, 2020. Т. 1. С. 175–177.

2. Глухов А.Н., Прийменко В.В., Котов А.Б., Акинин В.В., Сальникова Е.Б., Ползуненков Г.О. Новые данные о возрасте Конгинской зоны Омолонского террейна (Северо–Восток Азии) // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Северо–Востока России: материалы X Всероссийской научно–практической конференции с международным участием. Издательский дом СВФУ, 2021. С. 20–22.

3. Коваленкер В.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю., Сотников В.И., Боровиков А.А., Плотинская О.Ю. Золотоносные порфирово–эпитермальные рудообразующие системы: особенности минералогии руд, флюидный режим, факторы крупномасштабного концентрирования золота // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов Международного совещания. Новосибирск: Академическое издательство «Геос», 2006. С. 103–104.

4. Кузнецов В.М. Геология и рудоносность Бургачанского мегаузла Омолонской металлогенической провинции // Проблемы геологии и металлогении рудных районов Северо–Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 92–109.

5. Литвиненко И.С. Весьма мелкое и тонкое золото в россыпях на Северо–Востоке России // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 2. С. 92–106.

6. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая, 1990. № 7. С. 17–29.

7. Пак А.М. Порфировое оруденение Южно–Омолонского рудного района // Колыма, 2002. № 4. С. 14–18.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЬЕТНАМА: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Н.А. Горячев[1,2], Май Чонг Ту[3], Чан Чонг Хоа[4], Т.А. Веливецкая[5], А.В. Игнатьев[5]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: goryachev@neisri.ru

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

[3]Генеральный департамент Геологии и Минеральных ресурсов Вьетнама, г. Ханой, Вьетнам

[4]Институт геологических наук ВАНТ, г. Ханой, Вьетнам

[5]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Нами изучены сульфиды (преимущественно пирит) из разнотипных и разновременных проявлений рудной минерализации Северного и Центрального Вьетнама. Большая часть исследуемых объектов входит в состав орогенного пояса Чуонг Шон, который занимает основную часть территории республики Вьетнам. Его структуры возникли в результате длительной эволюции тектонических блоков современной Юго–Восточной Азии [1, 3]. Они входят в состав двух крупных супертеррейнов, Сино–Вьетнамского на севере и Вьет–Лао на северо–западе и в срединной части. На юге выделяется глыбовая структура микроконтинента Кон Тум. Все эти крупные структуры в интервале 240–280 млн лет были соединены в результате двух практически одновременных событий – Индосинийского тектогенеза и проявления Эмейшаньского плюма. Это привело к их интерференции и возникновению сложной картины распределения продуктов разнотипного рудогенеза. К этому добавляются также мезозойские и кайнозойские события, внесшие дополнительный вклад в разнообразие рудной минерализации. В рамках нашего исследования мы попытались применить данные по изотопному составу серы рудных минералов в качестве критериев оценки результатов корово–мантийного взаимодействия при их формировании и в качестве критериев различия разнотипных объектов.

Нами были изучены сульфиды из 26 объектов, в том числе месторождений Au (Фуок Шон, Дак Бло, Дж Ай 8, Дак Рунг, Ланг Нео, Та Пе, район Муонг Те, Син Куэн, Танг Мо, Бай Банг), Cu–Ni (Бан Фуок), Mo (Фан Си Пан, Дак То), апатита (пояс Лао Кай) и др. Всего изучено образцов и минералов: пирит – 26, пирротин – 4, арсенопирит – 2, халькопирит – 3, галенит – 5, пентландит – 1, молибденит – 1. Сульфиды характеризуются широкими вариациями изотопного состава серы: пирит +21 … –10.4 ‰, но преобладает тяжелая сера, пирротин +6.8 … –4.0 ‰, арсенопирит +15.7 … +8.2 ‰, халькопирит +3 … –4 ‰, галенит +5.7 … –0.8 ‰, молибденит –0.7 ‰ и пентландит –3.9 ‰. Намечены следующие тенденции. Сульфиды магматического Cu–Ni месторождения Бан Фуок, генетически связанного с Эмейшаньским плюмом, обладают легкой серой: –3.8 … –4.0 ‰ (4 пробы), заметно отличающей их от других сульфидов. Пирит, локализованный в раннепалеозойских гранитах, имеет аномально легкую серу: – 10.4 ‰. Сульфиды кайнозойских порфировых систем (Бай Банг) и постмагматических молибденовых месторождений (Фан Си Пан) характеризуются +4.0 … +0.6 ‰, а молибденит, связанный с раннетриасовыми гранитоидами Мо руд, характеризуется значениями –0.7 ‰, близкие значения (+1.5 ‰) имеет пирит из пегматита с молибденитом района Нячанг. Пирит метаморфизованных апатитовых руд Лао Кай и пирит из андезитовых эксплозивных трубок пермского (?) возраста недалеко от месторождения Бан Фуок имеют существенно более тяжелую серу +21 … +11.7 ‰. Арсенопирит и пирит месторождения Ланг Нео, также как и большинство месторождений орогенного пояса Чуонг Шон, обладают тяжелой (+15.7 … +3.2 ‰) серой. Большинство изученных объектов региона Кон Тум характеризуются около–нулевыми значениями соотношения изотопов серы (район Шатай +2.5 … –1.5 ‰; ДакБло +0.5 ‰; ДакРунг +0.9 ‰; Фуок Шон –0.2 ‰; Джи Ай 8 +3.4 … –0.8 ‰). Возможно, это обусловлено связью их происхождения с крупными сдвиговыми

зонами По Ко и Там Ку – Фуок Шон, поскольку месторождения зон сдвигов характеризуются ювенильным составом серы сульфидов [2]. Исключением здесь является только удаленное от зоны сдвига месторождение Та Пе, пирит которого обладает заметно более тяжелой серой (+7.3 … +7.1 ‰), типичной для орогенного золота пояса Чуонг Шон. Обращает на себя внимание факт относительного облегчения состава серы пиритов (+2.0 …+1.5 ‰) объектов, связанных с позднемезозойским магматизмом.

Полученные нами данные показывают, что в составе объектов, локализованных в терригенно–карбонатных комплексах, источником серы, вероятно, были подстилающие и вмещающие породы с заметной карбонатной составляющей, что отражается в преобладании тяжелого изотопа. В то же время для месторождений, локализованных в зонах сдвига (районы по обрамлению Кон Тума, районы зоны сдвига Красной реки – Бай Банг, Фан Си Пан) типична ювенильная сера, что, возможно, отражает роль мантийного влияния в данных геодинамических условиях. Выявленные отличия в изотопном составе (облегченная и гомогенная) серы месторождения Бан Фуок предполагают ее индикаторную роль как продукта Эмейшаньского события.

Исследования поддержаны Международным проектом по научно–исследовательской теме «Исследование тектоно–магматической эволюции и металлогения Sn,W, Au северо–запада зоны Шамныа–Хоаньшон», код NĐT.35.LA/17.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Geology and Earth Resources of Vietnam.** Hanoi Publishing House for Science and Technology, 2011. 646p.

2. **Goryachev, N.A., Borisenko, A.S. Vakh, A.S., Dril, S.I., Gvozdev, V.I., Efremov, S.V., Spiridonov, A.M., Grebennikova, A.S., Drobyshevsky, K.N.**Gold mineralization of large suture zones (on the example of the Mongolo–Okhotsk and Sikhote–Alin orogenic belts, south–east Russia) // 15thRegional Congress on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia. Theme ASEAN Geosciences and Earth Resources for Sustainable Development. Abstracts. Ha Noi – Geosea, 2018.P.367–368.

3. **Tran Van Tri, Faure M., Nguyen Van Vuong, Bui Huy Hoang, Bryl M., Fyhn W., Nguyen Quang Tuan, Lepvrier C., Tonny B. Thomsen T.B., Tani K., Charusirih P.** Neoproterozoic to Early Triassic tectono–stratigraphic evolution ofIndochina and adjacent areas: A review with new data// Journal of Asian Earth Sciences,2020. Vol.191. P. 1–23. 104231

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ЗОЛОТО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НАМОВСКОГО (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А.А. Гребенникова[1], К.Н. Доброшевский[2], А.С. Вах[1], Н.А. Горячев[3], А.А. Карабцов[1]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: anylotina@mail.ru

[2] АО «Приморзолото», г. Владивосток

[3]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

Намовское рудопроявление расположено на территории Дальнереченского муниципального района в верхнем течении р. Малиновка, в бассейне ручьев Намов, Левый Намов и Правый Намов. Оно выявлено в восьмидесятые годы прошлого века геологами Геологосъемочной экспедиции ПГО «Приморгеология».

В геолого-структурном плане рудопроявление расположено в переходной зоне между Евроазиатским континентом и Тихоокеанской плитой [3] и находится в непосредственной близости от Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, который является тектонической границей

между Самаркинским и Журавлевским террейнами [3] Рудопроявление Намовское локализовано в пределах Журавлевского террейна, который сложен терригенными породами Журавлевской и Ключевской свит нижнего мела. Интрузивные образования имеют широкое распространение и представлены Водораздельным интрузивом монцонитов (координаты ~ 45°13′N ~ 135°01′E) татибинского диорит–гранитового комплекса, имеющего мантийный источник (возраст 105.3 млн лет ± 1 млн. лет) [11]. Более молодые позднемеловые отложения представлены экструзиями и покровными отложениями эффузивных пород дорофеевского и богопольского комплексов.

Рудные тела расположены преимущественно в восточном экзоконтакте Водораздельного интрузива и представлены сульфидными, кварц–сульфидными жилами мощностью до 0.1–0.6 м, которые сопровождаются прожилково–вкрапленной минерализацией во вмещающих породах. Мощность ее составляет первые метры. Рудные тела Намовское 1 и 2 локализованы непосредственно в монцонитах и представлены зонами сульфидно–кварц–турмалиновых метасоматитов мощностью 4–10.4 метра. Протяженность рудных тел составляет первые сотни метров. Всего в результате поисковых работ на рудопроявлении Намовском было выявлено 14 рудных зон с промышленными или близкими к промышленным содержаниям полезных компонентов. Средние содержания золота по рудным телам колеблются в широком пределе и составляют от 0.1 до 13.8 г/т; серебра от 1 до 22.28 г/т; меди от 0.01 до 5%; висмута от 0.0011 до 0.012%. Отмечается, что рудная минерализация наложена на дайки лампрофиров, которые относятся к четвертой фазе Татибинского комплекса.

Рудная минерализация сопровождается многочисленными, контрастными литохимическими ореолами рассеяния золота, мышьяка, меди, серебра, висмута, которые образуют обширные мультипликативные ореолы.

Среди рудных минералов преобладают сульфиды (арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит и сфалерит), а также встречаются мышьяковая блеклая руда (тенанттит), минералы висмута, теллурид и хлорид серебра (гессит и кераргирит), сульфид серебра (акантит), самородные золото и висмут, интерметаллид золота–мальдонит, касситерит и уранинит. Висмутовая минерализация на рудопроявлении тесно ассоциирует с самородным золотом и широко развита во всех типах жил и прожилков. Она представлена сульфотеллуридами и теллуридами висмута (протожозеит, жозеит, цумоит, сульфоцумоит и тетрадимит) и их сульфосолями различного состава: Pb–Bi – козалит, лилианит, канницарит, галеновисмутит; Ag–Bi – матильдит; а также висмутином, самородным висмутом и мальдонитом. В сульфотеллуридах висмута зафиксированны постоянные примеси свинца, серебра и спорадически встречается селен (Pb – 10–17.23 мас. %, и Ag – 9.36 мас. % Se – 1.76 мас. %); в висмутине Se – 0.6–1.3 мас. %, Pb – 5.72–6.78 мас .%; Fe – 0.6–1.13 мас .%.

Арсенопирит и пирит характеризуются постоянными примесями кобальта и никеля, также зафиксирован мышьяк в пирите. В арсенопирите примесь кобальта (от 1.78 до 2.02 мас %), а более кобальтсодержащая (4 мас. %) его разновидность относится к данаиту, в пирите кобальт (от 0.17 до 0.22 мас. %). Примесь никеля в арсенопирите (от 0.69 до 0.82 мас. %); в пирите Ni от 0.87 до 2.33 мас. % и мышьяк от 1.27 до 1.89 мас. %. В арсенопирите установлены включения мальдонита, теллуриды висмута, самородного золота и висмута.

В пирите зафиксированы вкрапленники катаклазированного арсенопирита, теллурида висмута, прожилок халькопирита с самородным золотом и касситерит.

Халькопирит характеризуется повышенными примесями серебра (от 5.91 до 7.48 мас. %), что, вероятно, обусловлено мелкими включениями в нем хлорида серебра (кераргирит), акантита, а также в нем установлены вкрапленники гессита, самородного висмута в срастаниях с галенитом и сульфосолями висмута с гнездами сфалерита и эмульсионной вкрапленностью последнего. В сфалерите установлена повышенная примесь Fe (от 9.44 до 10.42 мас. %) и спорадически в нем есть примесь In (от 0.74 до 2.33 мас. %).

В галените постоянной примесью является Se (от 0.54 до 0.69 мас. %) и Ag, для него характерны срастания с акантитом и самородным висмутом, а также развивается по нему Ag–Bi сульфосоль (возможно, это структура распада).

Самородное золото образует включения в арсенопирите, пирите и халькопирите. Для него характерны срастания с висмутовыми минералами и широкие вариации состава (Au – 60.63–79.31мас %, Ag – 21–39 мас. %, редко Au – 43.6 мас. %, Ag – 56.4 мас. %), иногда встречаются высокопробные зерна (Au – 98.89 мас. %, Ag – 1.11 мас. %).

Последовательность кристаллизации минералов в изученных прожилках Намовского рудопроявления следующая: одним из первых кристаллизуются арсенопирит (реже пирит), халькопирит со «звездочками» сфалерита (структура распада твердого раствора) и пирротин; чуть позднее блеклая руда (теннантит), сфалерит; Pb–Bi и Ag–Bi сульфосоли, теллурид Ag, кераргирит, галенит, висмутин, сульфотеллурид и теллурид висмута, самородный висмут и золото, мальдонит. Таким образом, в рудах исследованного объекта выделяется закономерная последовательность кристаллизации минералов, обусловленная стандартной схемой эволюции физико–химических условий гидротермального рудообразования и характеризуется геохимическим парагенезисом золота с висмутовой минерализацией.

В результате проведенных исследований на рудопроявлении Намовском можно выделить следующие минеральные ассоциации: (1) пирит–арсенопирит–кварцевая ассоциация с самородным висмутом, мальдонитом, золотом и теллуридами висмута; (2) халькопирит–галенит–висмутовая (висмутин, сульфотеллуриды и сульфосоли) с золотом.

Типоморфные характеристики Намовского рудопроявления (примеси свинца, серебра и селена в теллуридах и сульфотеллуридах висмута; постоянные примеси кобальта и никеля в арсенопирите и пирите; значительные примеси железа и спорадически индия в сфалерите; примесь селена и серебра в галените), присутствие Pb–Bi–Ag и Ag–Bi сульфосолей, что позволяет его сопоставить с подобными объектами Малиновское, Болотистое, Пасечное [4, 7, 8, 9]. В то время, как наличие в рудах Намовского теллурида (акантит), сульфида (гессит), хлорида (кераргирит) серебра, касситерита и отсутствие Pb–Bi–Sb и Pb–Cu–Sb сульфосолей, а также молибдена и вольфрамита отличает его от соседнего по рудному узлу месторождения Малиновское (табл. 1). Эти особенности обоих месторождений позволяют предполагать существование элементов зональности оруденения в пределах единой рудно–магматической системы. Но это требует дополнительных исследований.

Как известно, мальдонит является типоморфным минералом гранитогенных месторождений золото–висмутового (золото–редкометального) типа с мышьяковистой специализацией руд [1, 2], а также при постепенном падении температуры он разлагается на золото и самородный висмут или, при увеличении фугитивности кислорода мальдонит преобразуется на золото и Bi_2O_3 [2, 10]. Таким образом, по минеральному составу руды Намовского проявления являются комплексными на висмут, медь, серебро, олово, и их следует относить к золото–висмутовому (золото–редкометалльному) геохимическому типу. Геологическое строение, морфология рудных тел, а также типоморфные признаки минералов свидетельствуют о сходстве данного рудопроявления с рядом месторождений Сихотэ–Алиня (Малиновское, Болотистое, Пасечное [4, 7, 8, 9], и Северо–Востока России (Эргелях, Лево–Дыбинском, Неннели [6]) и Забайкалья (Средне–Голготайское [5])

Таблица 1. Сравнительная характеристика Малиновского месторождения и Намовского рудопроявления

ВАЖНЕЙШИЕ ПРИЗНАКИ	**Объекты**	
	Малиновское месторождение	***Намовское рудопроявление***
Местоположение	Журавлевский террейн	Журавлевский террейн

Формационный тип	Золото–сульфидно–кварцевый	Золото–сульфидно–кварцевый
Вмещающие породы	Монцогаббро–диориты, монцо–диориты, алевролиты	Алевролиты, песчаники, монцо–диориты
Возраст пород, вмещающих оруденения	105 млн лет (ранний мел, Альб)	105 млн лет (ранний мел, Альб)
Морфология рудных тел	Жилы, линейные жильные зоны, прожилково–вкрапленная минерализация	Жилы, прожилково–вкрапленная минерализация
Текстуры руд	Прожилково–вкрапленная	Прожилково–вкрапленная
Жильные минералы	Кварц, хлорит, карбонат, серицит и турмалин.	Кварц, карбонат, хлорит и турмалин
Рудные минералы	Сульфиды (халькопирит, пирит, арсенопирит (Co от 1 до 8 мас. %), пирротин, сфалерит, галенит), блеклая руда (тетраэдрит), сложные Pb–Bi–Sb (кобеллит, Sb–козалит), Pb–Cu–Sb (бурнонит) и Pb–Bi–Ag (лиллианит–густавит) сульфосоли, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды (группа жозеита) и теллуриды (хедлейит) висмута, молибденит, самородный висмут, золото, мальдонит, ауростибит, шеелит, флюорит.	Сульфиды (арсенопирит (Co от 1 до 4 мас. %; Ni от 0.69 до 0.82 мас. %), пирит (Co от 0.17 до 0.22 мас. %; Ni от 0.87 до 2.33 мас. %), халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит), блеклая руда, Pb–Bi (козалит, лилианит, канницарит, галеновисмутит) и Ag–Bi (матильдит) сульфосоли, теллурид и хлорид серебра (гессит и кераргирит), сульфид серебра (акантит), сульфотеллуриды (протожозеит, жозеит, сульфоцумоит и тетрадимит) и теллуриды (цумоит) висмута, висмутин, самородный висмут, золото, мальдонит.
Проба золота (‰)	Преобладает 750–775 ‰ и 825–850 ‰ Редко 620 ‰ и 960 ‰.	Преобладает 600–790 ‰, Редко 436 ‰ и 980 ‰

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вах А.С., Горячев Н.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Гребенникова А.А., Карабцов А.А., Вах Е.А.** Мальдонит в арсенопиритах золоторудных месторождений Монголо–Охотского и Сихотэ–Алинского орогенных поясов // Мат. IV Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток. Дальнаука, 2018. С. 245–248.

2. **Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я. Самусиков В.П.** Мальдонит из золоторудных проявлений Восточной Якутии // Минералогический журнал, 1986. Т. 8. № 3. С. 65–71.

3. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

4. **Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г.** Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская Геология, 2016. Т. 35. № 1. С. 37–53.

5. **Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г.** Эволюция процессов минералообразования при формировании золото–редкометалльных руд Средне–Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская Геология, 2020. Т. 39. № 1. С. 70–91.

6. **Горячев Н.А., Гамянин Г.Н.** Золото–висмутовые (золото–редкометалльные) месторождения Северо–Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология.: Труды III Всероссийского симпозиума. Магадан, 2006. С. 50–62.

7. Гребенникова А.А., Саядян Г.Р., Шлыков С.А. Новые данные по минералогии золоторудного месторождения Пасечное (Южный Сихотэ–Алинь) // Записки РМО, 2021. Ч. CL. № 2. С. 28–41.

8. Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И., Шлыков С.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Вещественный состав и геохимические особенности руд Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край) // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36. № 5. С. 59–74.

9. Лотина А.А. Золото–висмут–теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо–Западный Сихотэ–Алинь) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. №1. С. 97–107.

10. Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условий образования интерметаллидов серебра и золота // Минер. жур., 1985. № 2. С.61–71.

11. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ–Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Доклады Академии наук, 2013. Т. 452. № 1. С. 1–8.

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ СОЛОНЦОВОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, СИХОТЭ-АЛИНЬ): ФИНАЛЬНАЯ УЛЬТРАКАЛИЕВАЯ ФАЗА ДАЛЬНЕГОРСКОГО ИМПУЛЬСА МАГМАТИЗМА

О.А. Елисеева, В.В. Раткин, Д.В. Тихомиров

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: okaras@yandex.ru

Дальнегорский рудный район известен как аномально высокопродуктивная рудно–магматическая система. Район объединяет на юге Сихотэ-Алиня все промышленно значимые скарновые и жильные свинцово-цинковые месторождения и уникальное месторождение скарновых боросиликатных руд. Месторождения Pb–Zn руд отрабатываются здесь уже более 100 лет. При высокой изученности и определенном единодушии исследователей о связи Pb–Zn рудообразования в Дальнегорском районе с палеоценовыми гранитоидами дальнегорской вулкано–плутонической ассоциации, конкретизация петрогеохимических критериев прогноза новых месторождений, включая вопрос выявления индикаторов скрытого на глубине оруденения на основе изучения специфики рудоносных вулканических структур, сохраняет свою фундаментальную и прикладную актуальность. Базовым условием решения этого вопроса является отчетливо выраженная приуроченность скарновых месторождений к кальдерным разломам – бортам вулкано–тектонических структур (ВТС), а жильных месторождений – непосредственно к центрам вулканизма палеоценового возраста [5].

Геология и геохронология Солонцовой ВТС. Солонцовая ВТС – одна из наиболее насыщенных проявлениями Pb–Zn руд вулканических структур ранне–среднепалеоценового возраста, занимает юго–западную часть Дальнегорского рудного района. Она имеет овальную форму при протяженности по длинной северо–западной оси около 14 км. В западном, северном и восточном борту Солонцовой ВТС обнажен ее фундамент – раннемеловые складчатые комплексы Таухинского террейна, вмещающие Pb–Zn скарновые тела Партизанского месторождения палеоценового возраста (57±0.24 млн лет, по данным Ar–Ar датирования ортоклаза скарнов [3]). В центре ВТС находится гора Солонцовая – вулканическая постройка, сложенная в основании туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов, а в верхней части – толщей андезитов, венчающей разрез дальнегорской свиты. По данным U–Pb датирования [1], толща андезитов была сформирована в палеоцене – 59.6±1.3 млн лет, близсинхронно с интрузией гранит–гранодиоритового состава корневой зоны вулкана (интрузия 27 ключа), датированной также палеоценом – 60.45±0.65 млн лет

На северо–западном склоне Солонцового вулкана, в среднем течении кл.Светлого, были обнаружены сложноветвящиеся тела эксплозивных брекчий, рассекающие андезиты верхней толщи дальнегорской свиты. Брекчии сложены мелкими (менее 1.5 см) обломками светло–серых трахидацитов и риодацитов в темном до черного тонкоперетертом обломочном цементе с обильными кристаллокластами кварца. На юго–западном склоне Солонцового вулкана тела таких брекчий выражены, по данным геолого–поисковых работ, как диатремы с глыбами осадочных пород – алевролитов, кремнистых пород и известняков, отторгнутых от раннемелового таухинского фундамента, залегающего, в этой части, по геофизическим данным, на глубине около 400 метров. Площадь распространения брекчий проявлена как обширная геохимическая аномалия с повышенными содержаниями свинца, цинка и серебра. Здесь же фиксированы рудные точки в виде свалов окисленных свинцово–цинковых руд. Тела эксплозивных брекчий секутся дайками поздний палеоцен–эоценовых андезибазальтов с возрастом около 55 млн лет, по данным [2].

Объект и методы микроскопических и аналитических исследований. При изучении брекчий было обнаружено, что в кварце порфировых выделений в обломках вулканитов и в кристаллокластах кварца в цементе брекчий присутствуют многочисленные расплавные включения (РВ). Эти включения стали объектом детальных исследований. Изучение выполнено в полном объеме на основе аппаратурной базы ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Использованные методы включали следующее:

Микроскопическое изучение включений в кварце проходило с использованием оптического поляризационного микроскопа для геологических исследований NIKON E 600 POL.

Гомогенизация включений до +1300°С с использованием термостолика Linkam TS1500 с последующим быстрым охлаждением.

Изучение состава гомогенных фаз (стекла) и минеральных включений было выполнен методом микрозондового анализа на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 10 нА.

Исследование газовой фазы в РВ было выполнено методом рамановской спектроскопии на LabRam HR 800 (внешний Ar+ лазер с длиной волны 514 нм, решетка 1800 ш/мм, спектральный диапазон 100–4000 $см^{-1}$).

Результаты. В ходе микроскопических и аналитических исследований были обнаружены и типизированы две группы РВ.

Первая, доминирующая, группа представлена полнораскристаллизованными включениями в кварцевых вкрапленниках в обломках трахидацитовых пород и кристаллокластах кварца из обломочного цемента брекчий. Полнораскристаллизованные включения содержат небольшое количество стекла по краям вакуоли, размер включений от 10 до 40 мкм. Включения концентрируются отдельными группами от 3–х до 15 включений или цепочками в краевых частях вкрапленников кварца. Температура гомогенизации включений составила +900°С.

По химическому составу РВ и в кварцах обломков пород, и в кварце из обломочного цемента брекчий соответствуют трахидацитам. На диаграмме *Qtz–Ab–Or* составы расплава занимают экстремальное положение, образуя поле, максимально приближенное к *Ab–Or* стороне (рис. 1). При крайне низкой фемичности и сумме щелочей, превышающей 10 мас. %, для РВ характерно содержание SiO_2 около 66.0 мас. %. Индекс ASI равен 1.1, при отношение K_2O/Na_2O равного 1.6–1.7. В составе стекла присутствуют в среднем: TiO_2 – 0.07 мас. %, хлор – 0.02–0.19 мас. %, сера – до 0.12 мас. %.

Среди недоплавленных кристаллических фаз РВ в обломке трахидацитовых пород установлены калинатровый полевой шпат, альбит и ильменит. На качественном уровне зафиксирован магнетит с высоким содержанием марганца и цинка (на уровне 1–3 мас. %) и циркон. Методом рамановской спектроскопии не было зафиксированного присутствие каких–либо газов ни до прогрева, ни после прогрева включений.

Вторая группа представлена включениями в кварцевых вкрапленниках единичных обломков пород. Объем РВ заполнен темным непрозрачным стеклом с мелкими кристаллическими фазами и одним или несколькими деформированными газовыми пузырями. Размер РВ до 30 мкм. Располагаются они небольшими группами по 5–6 включений или поодиночке.

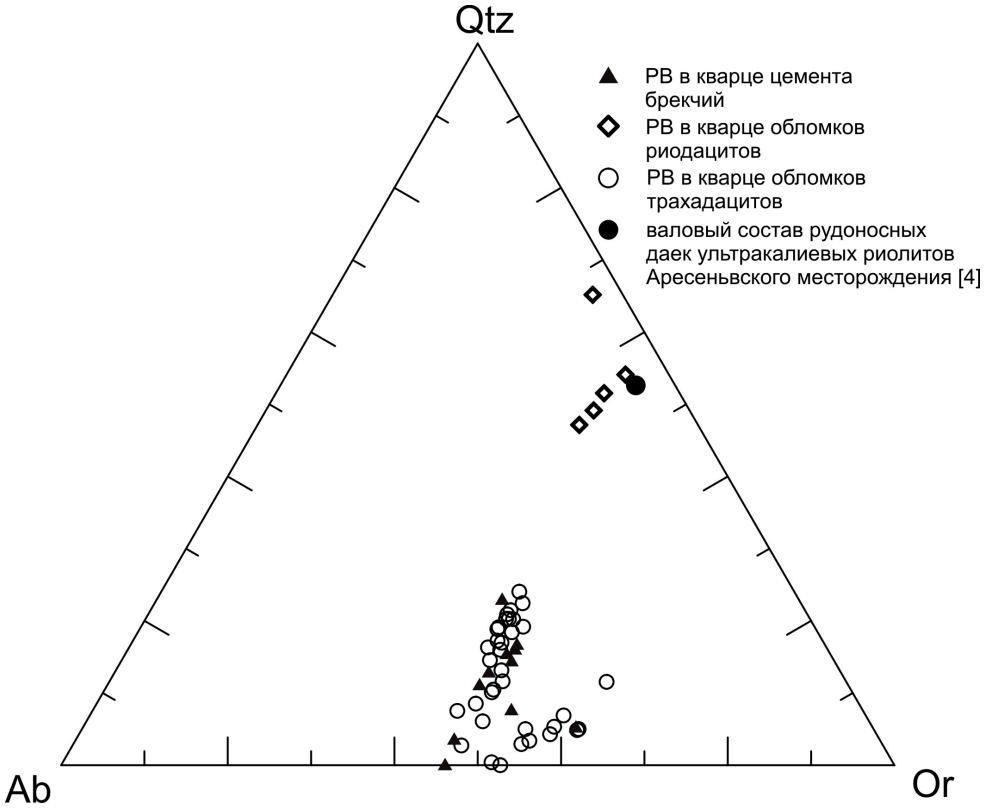


Рис. 1. Составы расплавных включений в кварце эксплозивных брекчий на диаграмме *Qtz–Ab–Or*

Включения были прогреты до температуры +1300°С. Наблюдаемые в момент нагрева включения все еще содержали газовый пузырек и иногда недоплавленные твердые фазы. Возможно, это связано с высоким давлением в момент формирования пород. После прогрева были обнаружены гомогенные включения размером 10–15 мкм. Крупные РВ после прогрева, как правило, содержат недоплавленные твердые фазы. После прогрева до +1300°С нами не установлены признаки вскрытия РВ.

Включения этой группы содержат больше SiO_2 (около 73 мас. %) и соответствуют субщелочным и высококалиевым риодацитам (рис. 1). Отношение K_2O/Na_2O высокое, равно 3.9, при индексе ASI 1.7. Хлор присутствует в количестве 0.27 мас. %. Титан и магний отсутствует. Среди недоплавленных кристаллических фаз РВ в кварце обломка риодацита установлены калиевый полевой шпат, альбит и мусковит (?). В газовых пузырях методом рамановской спектроскопии установлена CO_2.

Обсуждение результатов изучения. Ориентируясь на особенности локализации брекчий и данные датирования пород и руд, можно утверждать, что изученные брекчии отвечают финальному среднепалеоценовому этапу формирования дальнегорской вулкано–плутонической ассоциации и синхронны по времени инъецирования процессам скарно– и рудообразования в интервале 58–57 млн лет.

Изучение расплавных включений в кварце брекчий показывает, что формирование флюидонасыщенного очага в финале дальнегорского импульса магматизма следует связывать с суперплюмазитовым расплавом трахидацитового состава (ASI = 1.1), обогащенного серой и рудными компонентами (Zn, Mn, Fe, Ti). Присутствие более кремнекислых расплавных включений

риолитового состава является, вероятно, результатом флюидно–магматической дифференциации трахидацитового расплава на фоне проявившейся интенсивной кристаллизации альбита. Как результат, остаточный кремнекислый расплав, при снижении содержаний алюминия и натрия, приобретает ультракалиевую специализацию (K_2O/Na_2O ~ 3.9), а отделившаяся от расплава флюидная фаза, обогащенная рудными компонентами и серой, обеспечивает эксплозивный характер внедрения и гидротермальную переработку вмещающих вулканических пород.

По составу расплавов, изученные брекчии аналогичны рудоносным палеоценовым дайкам ультракалиевых риолитов Арсеньевского месторождения [4, 6].

Изученные брекчии могут рассматриваться как прогнозно–поисковый индикатор при оценке перспектив рудоносности вулканических структур Дальнегорского рудного района в отношении скрытого на глубине оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронологический атлас–справочник ВСЕГЕИ // http://geochron–atlas.vsegei.ru/downloadFile.php?id=132

2. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология руд. месторождений, 2011. Т. 53. № 1. С. 65–82.

3. Лейер П., Раткин В.В. Первое прямое ^{40}Ar – ^{39}Ar–определение возраста скарнов Дальнегорского рудного района на юге Дальнего Востока России // Докл. Академии наук СССР, 1997. Т. 352. №2. С. 222–225.

4. Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района / Автореф. дисс., к.г.–м.наук, 1992. Владивосток. 31 с.

5. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Елисеева О.А. Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово–цинковых и боросиликатных руд Дальнегорского рудного района (Сихотэ–Алинь)//Отечественная геология, 2016. №4. С.1–13

6. Родионов С.М., Бакулин Ю.И., Борисенко А.С., Боровиков А.А. Новые данные о генезисе оловянного оруденения в Приморье // Руды и металлы, 2009. №5. С. 18–24.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА РУДОПРОЯВЛЕНИИ КАРЬЕРНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю.Н. Иванова[1], Е.Э. Тюкова[2], И.В. Викентьев[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e–mail: jnivanova@yandex.ru

[2]Научный геоинформационный центр РАН, г. Москва

Новогодненское рудное поле локализовано в ЮВ части Тоупугол–Ханмейшорского рудного района, представляющего собой фрагмент Малоуральского краевого вулканоплутонического пояса. В ходе работ ГДП–50 здесь, на участке добычи строительного камня, установлено проявление золоторудной минерализации с прогнозными ресурсами 5 т Au категории P_2 [3].

Участок рудопроявления сложен тектонически нарушенными, слабо метаморфизованными вулканогенно–осадочными и вулканическими породами тоупугольской толщи (S_2–D_1tp) с широким развитием флишоидов, полимиктовых осадочных брекчий с обломками вулканических интрузивных и карбонатных пород [1]. Толща прорвана дайками мелко– и среднезернистых диоритовых порфиритов собского комплекса субширотной и СВ ориентировок, долеритов субмеридиональной (до ССЗ) и субширотной (до ВСВ) ориентировок, лампрофиров и кварцевых диоритов. В экзоконтактовых зонах даек местами наблюдается смятие и дробление пород и развитие карбонатно–кварцевых и хлорит–карбонатных жил и прожилков мощностью до 10–15 см. Ореолы гематитизации мощностью до 20 м зачастую придают породам розово–фиолетовый оттенок.

Осадочные породы представлены тонкослоистыми туфоалевролитами, туфоаргиллитами и мелко– и среднеобломочными туфопесчаниками. Они слагают ритмичную пачку общей мощностью до 500 м, невыдержанную по составу и мощности. Туфопесчаники содержат рассеянную сульфидную вкрапленность, до густой, обычно послойную и представленную главным образом пиритом. Вмещающие вулканогенно–осадочные породы пропилитизированы, местами окварцованы и серицитизированы. На фоне этих изменений отмечается интенсивная вкрапленная и прожилково–вкрапленная сульфидная минерализация, также с преобладанием пирита. Согласно микроскопическим наблюдениям, главным рудным минералом является пирит, реже встречаются халькопирит и магнетит, в единичных образцах – сфалерит, галенит, марказит, пирротин, арсенопирит, кобальтин, борнит и ковеллин, а также, в подчиненных количествах, блеклая руда и самородное золото.

Золоторудная минерализация на рудопроявлении приурочена к зонам рассланцевания с сульфидно–кварцевыми и кварц–карбонатными жилами и прожилками.

На основании изучения текстурно–структурных особенностей вмещающих пород и руд, а также взаимопересечений прожилков, на рудопроявлении устанавливается закономерная последовательность в формировании минеральных агрегатов (табл. 1).

Главным рудным минералом является пирит, реже встречаются халькопирит и магнетит, в единичных образцах – сфалерит, галенит, марказит, пирротин, арсенопирит, кобальтин, борнит и ковеллин, а также, в подчиненных количествах, блеклая руда и самородное золото.

Пирит–магнетит–гематитовая ассоциация представлена кубическими кристаллами, гипидиоморфными и катаклазированными зернами пирита–1, образующими рассеянную и послойную вкрапленность (до 1.5 см) в вулканогенно–осадочных породах. Вкрапленность в таких породах отличается по размеру: в прослоях алевролитов зерна сульфидов обычно размером менее 0.1 мм, в прослоях песчаников – до 1 мм. Пирит–1 часто образует метакристаллы с зональным строением и с включениями фрагментов вмещающих пород.

Таблица 1. Стадийность и температура рудообразования на рудопроявлении Карьерное

Стадия	Ранняя (дорудная)	Основная (вулканогенно–осадочная)			Поздняя (непродуктивная)	
Под–стадия	Пропилитовая	Гидротерм.–осадочная	Гидротермально–метасоматическая		Березитовая	Гипергенная
Мин. ас–социация	Плагиоклаз–альбитовая	Пирит–магнетит–гематитовая	Кварц–карбонат–хлоритовая	Полиметаллическая с золотом	Кварц–карбонатная	Борнит–гетитовая
Минералы	Альбит, плагиоклаз, хлорит–1, сфен	Пирит–1, магнетит, гематит, марказит–1, кобальтин, арсенопирит	Хлорит–2, карбонат–1	Пирит–2, халькопирит–1, сфалерит–1, галенит, пирротин, марказит–2, самородное золото, блеклая руда	Кварц–2, карбонат–2, хлорит–3, серицит, пирит–3, сфалерит–2, халькопирит–2	Борнит, ковеллин, гетит, халькозин, дегенит, самородная медь (?)
t, °C (1)			235–172		189–95	< 75 (?)
t, °C (2)	277–234	272–253	270–205			

Примечание: оценки температур – по флюидным включениям (1) и хлоритовому геотермометру (2) [2].

Магнетит образует линейные скопления до 700 мкм и отдельные включения до 90 мкм, изометричные срастания с гематитом в осадочных породах и дефектах корродированного пирита–1 до 100 мкм. Изредка пирит–1 слагает срастания с гематитом. В составе пирита–1 по данным СЭМ есть примеси As до 4 мас. % и Co до 5 мас. %, с пятнистым и/или зональным их распределением, зачастую обусловленным микровключениями арсенопирита (до 2 мкм) и кобальтина (~1 мкм). В единичных образцах микроскопически обнаружены зерна этих минералов (до 100 мкм) в осадочных породах.

Пирит–1 и марказит–1 представлены скоплениями дендритов до 150 мкм. В осадочных породах часто встречается фрамбоидальный пирит–1, образующий линейные скопления (50 мкм – 1 см) и единичные зерна (до 30 мкм). По данным LA–ICP–MC, пирит этой подстадии характеризуется

максимальными концентрациями большинства микропримесей: Co (до 915 ppm), Ni (706 ppm), Cu (1280 ppm), As 96670 ppm), Zn (552 ppm), Sb (92 ppm), Pb (592 ppm). Большая часть этих элементов представлена включениями кобальтина, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита и подтверждается микроскопическими наблюдениями. В кварц–карбонат–хлоритовую ассоциацию образовались карбонат–хлоритовые (до 0.2 мм), кварц–карбонат–хлоритовые (до 1.5 мм) и хлоритовые (до 0.25 мм) прожилки.

Полиметаллическая ассоциация с золотом представлена золотосодержащим ксеноморфным пиритом–2, в котором локализованы как включения единичных зерен халькопирита–1, пирротина, сфалерита, галенитом, реже блеклой руды, самородного золота, так и срастания, например, халькопирита и сфалерита (до 170 мкм), халькопирита и пирротина (до 30 мкм) в метасоматитах. Сфалерит–1 имеет размеры 3–25 мкм и характеризуется невысокой железистостью ~5 мас. %. Выделения самородного золота имеют ксеноморфную, изометричную и удлиненную формы, размер 5–50 мкм и пробность 876–916. Оно ассоциирует с галенитом, халькопиритом–2 и блеклой рудой и образует включения в дефектах пирита–2. Марказит–2 формирует рассеянную вкрапленность в дайке габбро–порфирита. Иногда в метасоматитах наблюдаются срастания марказита–2 и пирита–2. По данным LA–ICP–MC, пирит этой подстадии характеризуется максимальными концентрациями примесей Bi (26 ppm), Te (19 ppm), Ag (101 ppm), повышенными содержаниями Co (до 722 ppm), Cu (1190 ppm), Pb (287 ppm), связанные, скорее всего, с субмикровключениями самородного серебра, теллуридов серебра, айкинита ($PbCuBiS_3$).

Кварц–карбонатная ассоциация слагает жилы и прожилки с околожильными зонами кварц–карбонат–серицитовых метасоматитов, представленные тонкочешуйчатым агрегатом хлорита–3, реже серицита неправильной формы, заполняющие интерстиции между зернами кварца–2 (до 0.02 мм). Также хлорит–3 образует таблитчатые идиоморфные (до 0.07 мм) распространенные по всей площади породы зерна, реже – крупные удлиненные кристаллы (до 0.4 мм). Пирит–3 локализуется в составе кварц–карбонатных прожилков с серицитом. Халькопирит–2 образует прожилковидные скопления с пиритом–3 до 100 мкм в кварц–карбонатных прожилках (до 1 см), локализованных в кварцевых диоритах. Сфалерит–2 изредка встречается в халькопирите–2 в виде изометричных включений до 10 мкм.

Борнит–гетитовая ассоциация с сульфидами меди локализована в кварцевых жилах зонального строения, секущих метабазальты. Они образуют ксеноморфные гнезда до 4 см. По данным СЭМ в этих рудах присутствует $Cu_{5-x}FeS_{4+x}$ – борнит с дефицитом меди (х–борнит).

Таким образом, закартированные и изученные минералогическими методами зоны тонко– и послойно–рассеянной рудной вкрапленности в вулканогенно–осадочных породах рудопроявления Карьерное представлены главным образом пиритом и подчиненными магнетитом, халькопиритом и сфалеритом. Гидротермально–осадочная подстадия характеризуется сочетанием (нередко в одном образце) нескольких разновидностей пирита (мелкозернистые и крупнозернистые агрегаты, дендритовые, глобулярные и др.). Установленный по данным LA–ICP–MS комплекс основных типоморфных элементов–примесей характерен для региона. Его отличительной особенностью является постоянное присутствие высоких концентраций Co и As в пирите. Для ранних ассоциаций характерны высокие содержания Co, Ni, Cu, As, Zn, Sb, Pb, а для более поздних – Bi, Te, Ag.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18–05–70041 «Ресурсы Арктики» и проект №2020–1902–01–258.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото–порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений, 2017. Т.59. №6. С. 501–541.

2. Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Викентьев И.В., Комарова М.М. Первые данные по флюидным включениям и минералого–геохимические особенности вмещающих пород рудопроявления Карьерное (Полярный Урал) // Металлогения древних и современных океанов, 2020. С.120–124.

3. Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (изд. 2–е). Серия Полярно–Уральская. Лист Q–41–XII. Об. записка. Салехард: Комитет природных ресурсов по ЯНАО, 2001. 231 с.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДУЖНОЕ (КБР) ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Н. Кайгородова, А.В. Чугаев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии

г. Москва, e–mail: katmsu@mail.ru

Au–сульфидное месторождение Радужное, относящееся к умеренно–сульфидизированному эпитермальному типу, расположено на Северном Кавказе в центральной части Безенгийского рудного района (Хуламо–Безенгийское ущелье, Кабардино–Балкарская Республика), в пределах которого широко проявлен среднеюрский бимодальный умеренно–щелочной магматизм (хуламский вулкано–плутонический комплекс. ХВПК). Золоторудная минерализация приурочена, главным образом, к флюидно–эксплозивным брекчиям, локализованным в юрских терригенно–осадочных толщах, а также в вулканитах хуламского комплекса и позднепалеозойских гранитах.

Pb–изотопные данные получены для 10 образцов галенита, которые были отобраны из руд месторождения Радужное. Изотопный состав Pb был также изучен в магматических и осадочных породах, которые распространены в районе месторождения. Сопоставление Pb–изотопных данных для галенита с месторождения Радужное, а также скорректированного на возраст 167 млн лет (возраст хуламского комплекса) изотопного состава Pb юрских вулканитов и черных сланцев приведено на изотопных диаграммах (рис. 1). На них также показаны кривые эволюции изотопного состава Pb в глобальных резервуарах Земли – «верхняя кора» и «ороген» по модели Зартмана–Доу [4] и эволюционные кривые по двухстадийной модели Стейси–Крамерса[3]. Наличие корреляционных зависимостей для свинца из галенита между отношениями $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$, с одной стороны, и $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$, с другой, которые на Pb–Pb диаграммах (рис. 1) выражены в виде коротких трендов, указывает на участие как минимум двух источников, отличающихся по своим изотопным характеристикам. Наиболее отчетливо эти различия выражены по величинам $^{207}Pb/^{204}Pb$ и параметру μ_2.

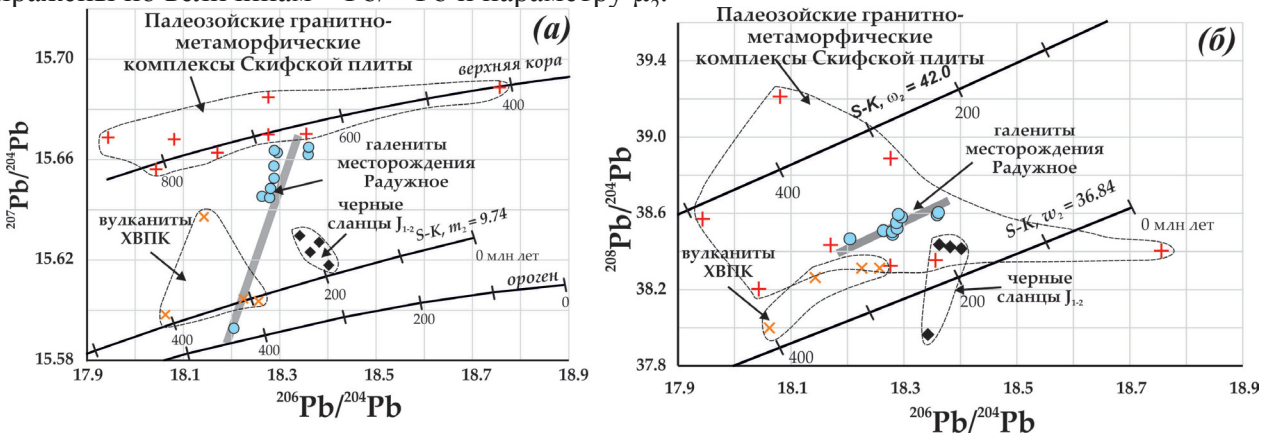


Рис. 1. Pb–изотопные диаграммы для Gn из сульфидной минерализации месторождения Радужное, а также палеозойских магматических и метаморфических образований (по данным [1] и [2]), юрских вулканических пород ХВПК и черных сланцев.

Результаты изучения изотопного состава Pb в галените из сульфидной минерализации месторождения Радужное (рис. 1) свидетельствуют о смешанном происхождении этого компонента в рудах. Основным источником Pb являлись палеозойские гранитоиды и метаморфические образования, слагающие в регионе верхнюю кору и в целом характеризующиеся повышенным содержанием этого элемента. Извлечение Pb из верхнекоровых толщ происходило в связи с воздействием на них гидротермальных растворов в период развития среднеюрского магматизма повышенной щелочности ХВПК. Другим источником рудного Pb, имевшим второстепенное значение, являлись собственно гидротермальные растворы, продуцированные магматизмом ХВПК, о чем свидетельствует близость изотопного состава этого элемента в трахитах–риолитах и некоторых образцах *Gn* из сульфидной минерализации, наложенной непосредственно на вулканические породы. Петролого–геохимические характеристики пород ХВПК позволяют предположить, что этот (магматогенный) источник Pb, принявший определенное участие как в генезисе вулканических пород, так и руд месторождения Радужное, имеет глубинную природу и был представлен обогащенной мантией (тип E–MORB).

Состав пород хуламского комплекса изучен методами XRFи ICPMS. Согласно полученным данным, для магматических образований (как основных, так и кислых) характерны повышенные, на порядок превышающие кларки, концентрации Ag. Исходя из этого можно предположить, что источником серебра в рудах месторождения являются гидротермальные растворы, продуцированные среднеюрским магматизмом повышенной щелочности ХВПК. Содержания Au в породах ХВПК, в целом, не превышают кларковые для магматических образований соответствующего состава. Наблюдаемые в некоторых образцах кислых вулканитов повышенные концентрации этого элемента, как правило, связаны с воздействием на эти конкретные породы наложенных гидротермальных процессов. В этой связи маловероятно, что магматогенные растворы, связанные с вулканической активностью ХВПК, являлись основным источником Au для месторождения Радужное. Более правдоподобной следует признать модель, согласно которой воздействие флюидных растворов, связанных с проявлением среднеюрского умеренно–щелочного магматизма, на вмещающие черносланцевые толщи, могло привести к выщелачиванию Au из последних с последующим его концентрированием и отложением на геохимических и литологических барьерах. Таким образом, наиболее вероятным источником Au на месторождении Радужное следует признать юрские черные сланцы; магматическая активность ХВПК играла здесь исключительно рудогенерирующую роль. Отметим, что углеродсодержащие глинистые сланцы различного возраста являются вполне обычным источником Au для месторождений черносланцевого типа, представляющих важнейший промышленный тип и характеризующихся крупными запасами. Низкие концентрации Cu и Zn в кислых породах ХВПК свидетельствуют о том, что магматогенные растворы также вряд ли являлись основным источником халькофильных элементов в рудах Au–сульфидного месторождения Радужное. Скорее всего, по аналогии с Au, они были заимствованы из вмещающих оруденение терригенных юрских толщ или гранитно–метаморфических толщ палеозоя. Редкоземельная и Nb–Ta специализация ХВПК обусловлена ведущей ролью FC–процессов в петрогенезисе пород, которая привела к заметному обогащению наиболее кислых вулканитов некоторыми некогерентными элементами, в том числе редкими и редкоземельными (Zr до 2700 г/т, Nb до 300 г/т, Ta 30 г/т, Ce до 400 г/т). На магматическом этапе Nb^{5+} и Ta^{5+} входили в виде изоморфных примесей в титанит и ильменит. Повышенная щелочность остаточного расплава в процессе кристаллизационной дифференциации обусловила доминирование Nb над Ta. В постмагматическую стадию преобразования трахитов и риолитов проявился автометаморфизм, обусловивший появление минералов ниобия и REE (ильменорутила и фторкарбонатов REE, соответственно), которые присутствуют лишь в метасоматически измененных породах.

Выводы. Совокупность полученных минералогических, петролого–геохимических и Pb–изотопных данных указывает на то, что рудные компоненты золото–сульфидной минерализации месторождения Радужное имеют различные источники вещества. Для Au – это юрские черные

сланцы; для халькофильных элементов (Cu, Zn) – палеозойские гранитоиды и метаморфические образования, слагающие в регионе верхнюю кору. Последние также являлись главным источником рудного Pb; второстепенную роль в его происхождении играли гидротермальные растворы, продуцированные вулканической активностью хуламского комплекса. Магматизм хуламского комплекса, ставший основным источником Ag в рудах месторождения, одновременно характеризуется Nb–Ta и REE специализацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.** Геохронология извержений и источник и вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K–Ar и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия, 2010. № 1. С. 45–73.

2. **Лебедев В.А, Чугаев А.В., Парфенов А.В.** Возраст и генезис золото–сульфидной минерализации на Танадонском месторождении (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия – Алания) // Геология рудных месторождений, 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.

3. **Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two–stage model // Earth Planet. Sci. Lett, 1975. V. 26. P. 207–221.

4. **Zartman R.E., Doe B.R.**Plumbotectonics– the model// Tectonophysics, V. 75. 1981. P. 135–162.

МАРИНКИН ОСТРОВОДУЖНЫЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ФОРМИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Е.В. Кислов[1, 2], В.С. Каменецкий[1]

[1]Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: evg-kislov@ya.ru

[2]Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Маринкин дунит–троктолит–габбровый массив находится в бассейне руч.Маринкин в правом борту р.Тулдунь (левый приток р. Витим). Массив закартирован Г.А. Кибановым в 1961–1963 гг. В 1964 г. В.С. Косинов отметил вкрапленность сульфидов и хромититы. В 1968 г. Э.Л. Прудовским проведено детальное изучение интрузива, Cu–Ni оруденения и асбеста. Впоследствии информация о петрологии плутона публиковалась в тезисах и обзорных монографиях [1, 2, 5].

Вдоль длинной оси СЗ направления (320–330°) плутон прослеживается на 5.5 км. Максимальная ширина в северо–западной части 4 км, в средней – 2 км; площадь – 11 км^2. Врез руч. Маринкин полностью вскрывает массив по вертикали на 700 м: в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы. По данным Sm–Nd метода возраст составляет 825±12 млн лет [3]. Массив отнесен к островодужной ассоциации [8]. Он формировался в неопротерозойский этап ультрамафит–мафитового магматизма ЮВ складчатого обрамления Сибирской платформы, связанный с формированием Байкало–Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы. Вмещающие граниты близки к плагиогранитам руч. Кривой с возрастом 815 млн лет [4], ранее относимым к муйскому габбро–диорит–плагиогранитному комплексу.

Массив концентрически–зональный. Дуниты и плагиодуниты слагают ядро в форме эллипса площадью 2 км^2. По ним местами развиваются серпентиниты и серпентин–актинолитовые породы. Габбро и троктолиты практически повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит– и соссюрит–актинолитовыми породами. Ультраосновные и основные породы связаны взаимными переходами и считаются внутрикамерными дифференциатами. Минералы достаточно постояны по составу. Оливин – хризолит (f = 9–16.3%), плагиоклаз – битовнит, реже анортит ($An_{70–94}$), клинопироксен – субкальциевый низкоглиноземистый высокомагнезиальный авгит (f = 13–23%), ортопироксен – алюмобронзит (f = 16.2%), амфибол

– низкотитанистая роговая обманка (f = 19%), содержание Cr_2O_3 в хромшпинели составляет 19–32% [1].

Ультраосновные породы Маринкина массива повсеместно содержат вкрапленность хромшпинели 2–10%. Она неравномерно рассеяна и образует изометричные зерна и октаэдры от 0.0n до 0.6 мм. Мелкие кристаллы присутствуют в виде включений в оливине, более крупные, располагаясь кучно, тяготеют к стыкам зерен оливина. Хромшпинель содержит включения. В меланотроктолитах хромшпинель образует мелкие (до 0.5 мм), равномерно рассеянные октаэдры, часто с включениями, встречается как в интерстициях, так и в плагиоклазе, реже в оливине.

Хромититы слагают линейную зону протяженностью около 300 м и мощностью около 1 м в центральной части дунитового ядра, отмечены в других местах. Визуально это среднезернистая порода черного цвета с округлыми зернами коричневого оливина. В контактовых частях количество оливина возрастает до 30–50%, хромитит приобретает пятнистый облик. Хромшпинель образует октаэдрические кристаллы, ксеноморфные зерна до 3–4 мм, составля от 50% в густовкрапленных хромититах до 90% в массивных. Минерал зачастую насыщен включениями. В хромитите отмечаются зерна и сростки кристаллов оливина, в периферической части содержащие до 20–30% вростков хромшпинели. Для хромшпинели характерны каймы и пластинчатые вростки магнетита. В интерстициях оливин, карбонаты и пентландит, образующий червеобразные вростки в хромшпинели на контакте с оливином. Содержание Cr_2O_3 в хромитите достигает 18.87%.

Нами изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели. Для них характерны изометричные формы отдельности. Это массивные неоднороднозернистые породы. Структура напоминает бластопорфировую или гранулярную. Породы черные – оливин насыщен мельчайшими ламелями хромита и магнетита, образовавшимися в результате распада твердого раствора. Наблюдается их собирательная перекристаллизация. Оливин образует зерна размером от десятых долей до 10 мм. Расположение зерен крайне неоднородного размера незакономерное вплоть до включений мелких зерен оливина в крупных. Некоторые зерна оливина имеют клавишное погасание. Мелкие идиоморфные зерна однородные. В оливине включения магнетита, клинохлора (с включениями пентландита, пирротина, магнезита), доломита (с включениями магнезита), сидерита, галита, брусита, диопсида, амфибола, аспидолита, халькопирита, пентландита, лейстоподобные реликты серпентина (с включениями пентландита). На некоторых участках в зерна оливина внедряются идиоморфные кристаллы клинохлора.

Хромшпинель представлена идиоморфными до ксеноморфных зернами до 1.5 мм, распределена равномерно. Зерна меньшего размера и повышенного идиоморфизма образуют включения в оливине. По составу она отвечает хромит–герциниту $(Fe_{0.4–0.95}Mg_{0.05–0.6})(Al_{0.3–1.3}Cr_{0.3–1.3}Fe_{0.2–1.3})O_4$, нередко отмечаются участки разного состава вплоть до чистого хромита. В некоторых зернах отмечено замещение по периферии и трещинам феррохромитом. Включения (рис. 1) проанализированы в 98 зернах хромшпинели, представлены клинохлором (56 анализов),магнезиогорнблендитом (37), галитом (21), доломитом (15), магнетитом (15), диопсидом (13), пентландитом (10), оливином (7), апатитом и хлорапатитом (7), халькопиритом (7), магнезитом (7), флогопитом (6), пирротином (5), анкеритом (5), аспидолитом (4), хромшпинелью иного состава (4), бруситом (4), энстатитом (3), эденитом (3), кальцитом (3), глаголевитом (2), паргаситом (2), эпидотом, ильменитом, хлоридами Ca, Mg, Fe (по 1). Магнезиогорнблендит в свою очередь, часто включает клинохлор, энстатит, хлорапатит, пентландит, пирротин и халькопирит. Отмечена оторочка клинохора минералов включений. Диопсид обрастает то магнезиогорнблендитом, то оливином. Иногда периферийная часть зерен хромшпинели насыщена идиоморфными лейстами клинохлора. Отмечены галенит–пентландитовые прожилки по трещинам. Хромшпинель образует срастания со шпинелью и хлорапатитом. Реже отмечается оторочка диопсида.

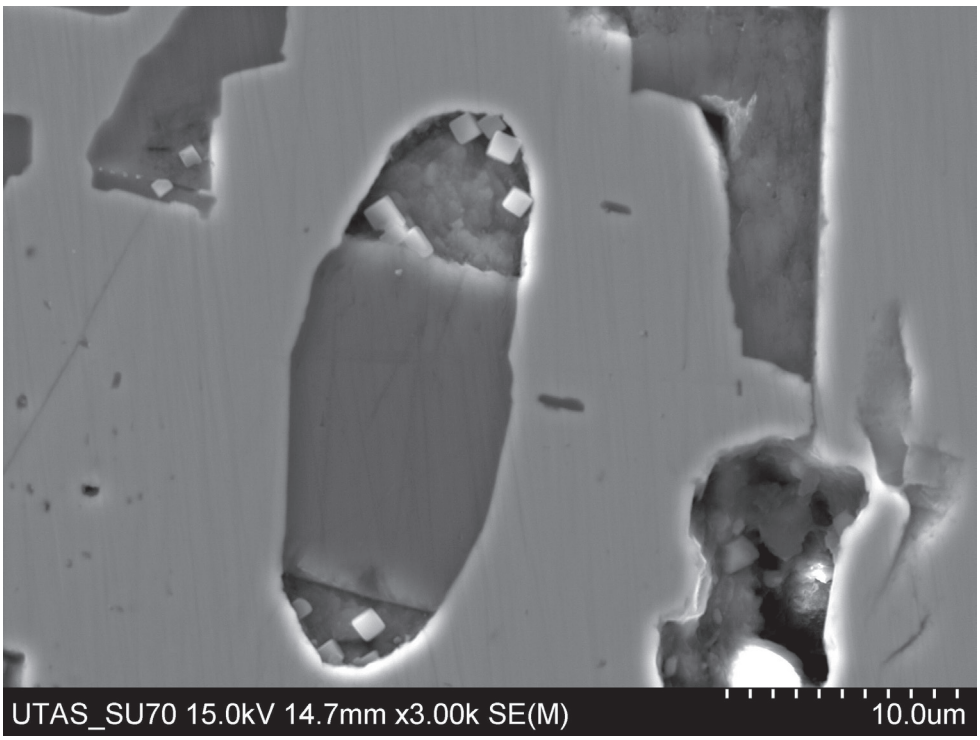


Рис. 1. Включения в хромшпинели в образце 27-15 (СЭМ): доломит (в центре, высокий рельеф), хлорит (верхняя и нижняя части включения в центре, включение слева вверху), галит (маленькие светлые кубики).

Пироксены представлены диопсидом, реже энстатитом во включениях в хромшпинели. Отмечен диопсид, образующий оторочки зерен хромшпинели, реже диопсид и авгит встречаются в интерстициях. Амфибол образует включения в хромшпинели – магнезиогорнблендит, зерна в основной массе и хлорит–доломитовом агрегате – эденит, реже паргасит. Иногда эденит неоднороден по составу, содержит до 5% Cl и включения ильменита.

Шпинель наблюдается в виде идиоморфных зерен, включений в оливине, обрастаний хромшпинели. При параллельных николях бесцветная. На контакте с хромшпинелью отмечается V–содержащий хроммагнетит. Магнетит образует идиоморфные зерна, прожилки,включения в хромшпинели, а также ламели и цепочки каплеобразных выделений в оливине, замещает сульфиды.

Клинохлор и доломит формируют идиоморфные зерна, агрегаты, включения в оливине и хромшпинели, агрегаты в стыках зерен оливина. В интерстициях с ними ассоциируют эденит, брусит, халькопирит, пентландит и флогопит. Клинохлор–доломитовые агрегаты нередко корродируют и замещают хромшпинель. 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. Серпентин редок, иногда образует псевдоидиоморфные лейстоподобные агрегаты.

Зерна сульфидов до 0.5 мм, часто состава пентландит±пирротин±халькопирит (иногда со структурами распада пентландита) ±хромшпинель±хромит, срастания с хлорапатитом, эденитом, магнетитом, магнезитом, включениями доломита, барита, магнезита, сидерита, хлорита и серпентина. Пентландит содержит кобальт. 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. Отмечены замещение магнетитом по периферии, трещинам и пятнами, оторочки и замещение сидеритом. Пентландит по трещинкам замещается миллеритом. Среди зерен 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 ламели в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита, не содержащего Ti. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов. Хлорная специфика флюидсодержащих минералов соответствует островодужной обстановке формирования интрузива.

Авторы благодарны за помощь В.В. Вантееву, Д.В. Вурмсу, А.В. Малышеву. Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА–А21–121011390003–9 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19–05–00337 с использованием возможностей Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит–базитовые формации Байкало–Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

2. Грудинин М.И. Базит–гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

3. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит–базитовых массивов восточной ветви Байкало–Муйского офиолитового пояса // Доклады академии наук, 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

4. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало–Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

5. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало–Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

ТЕРРЕЙНЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ

А.Т. Корольков

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, e-mail: baley51@mail.ru

Применение тектоники литосферных плит при мелкомасштабных геологических работах давно доказало высокую эффективность мобилистской концепции. Но составление геодинамических и металлогенических карт нового поколения в рудных районах до сих пор вызывает определенные трудности. Здесь геологи сталкиваются с мозаикой многочисленных террейнов. Расшифровка эволюции геодинамических обстановок в пределах локальных районов требует иного подхода и методических приемов. Террейновый анализ следует рассматривать как углубленное развитие представлений о тектонике литосферных плит на конкретных локальных площадях. С позиций тектоники литосферных плит формирование горно–складчатых областей тесно связано с закрытием древних океанов. Террейны (чуждые земли) – это фрагменты офиолитовых зон, океанических островов, островных дуг, активных континентальных окраин, аккреционных призм, пассивных континентальных окраин, мелких литосферных плит (микроконтинентов). В процессе формирования конвергентных границ при закрытии

палеоокеанов разные по генетическим типам террейны оказываются в одной горно–складчатой области, хотя первоначально формировались далеко друг от друга в иной геодинамической обстановке.

При сравнении с современными геодинамическими обстановками можно предполагать определенную рудную специализацию террейнов [3]. Для островодужных террейнов характерно медно–колчеданное, золото–серебряное, полиметаллическое оруденение. Для террейнов активных континентальных окраин, кроме такого же оруденения, будет широко развито медно–порфировое и редкометалльное. Океанические офиолитовые террейны содержат титано–магнетитовую, платиновую и хромитовую минерализацию в сочетании с сульфидами черных курильщиков (пирит, халькопирит, сфалерит); причем, если речь идет об офиолитах задуговых бассейнов, то сульфиды курильщиков богаты золотом и серебром. Террейны пассивных континентальных окраин насыщены черносланцевыми толщами, преобразование которых в процессе складчатости дает прожилково–вкрапленное золотое оруденение сухоложского типа. Террейны аккреционных призм включают фрагменты океанической коры, где может встречаться титано–магнетитовая, платиновая и хромитовая минерализация. Микроконтиненты (кратонные террейны) имеют различную специализацию, обусловленную породами фундамента и чехла, при этом золоторудные месторождения тяготеют к обрамляющим кратонные террейны разломам. Примерами служат различные золоторудные районы юга Восточной Сибири [2].

Гарганский район расположен в южной части Бурятии, включает кратонный террейн и фрагменты позднерифейских океанических офиолитовых террейнов задуговых бассейнов, вероятно, ассоциирующиеся с деформированными сульфидными зонами курильщиков. Здесь известны месторождения золото–кварцевой формации (Пионерское, Самартинское, Гранитное, Барун–Холбинское) и месторождения сульфидных зон в сочетании с золото–кварцевым оруденением (Зун–Холбинское, Зун–Оспинское).

Еравненский район расположен в центральной части Бурятии, приурочен к деформированному раннепалеозойскому островодужному террейну. Здесь известны следующие месторождения: Озерное полиметаллическое, Назаровское золоторудное, более мелкие магнетитовые, флюоритовые и борные.

Муйский район локализован в северной части Бурятии, включает кратонный и деформированные раннепалеозойские островодужные террейны. Характеризуется Каралонским, Ирокиндинским золото–кварцевыми месторождениями и множеством рудопроявлений.

Бодайбинский район расположен на севере Иркутской области, представляет собой нарушенный складчато–разрывными деформациями составной позднерифейский террейн пассивной континентальной окраины. Наиболее крупные месторождения связаны с углеродистой прожилково–кварцевой формацией: Сухой Лог, Невское, Верное, Голец Высочайший. Более мелкие месторождения относятся к золото–кварцевой формации.

Балейский район находится в Забайкальском крае. Приурочен к переработанному позднепалеозойско–мезозозойскому террейну активной континентальной окраины [1, 2]. Давно обнаруженная миграционная рудная зональность позволяет все золоторудные месторождения района связать с единой медно–золото–порфировой системой: Средне–Голготайское, Андрющкинское, Майское, Тасеевское, Балейское.

Таким образом, разные генетические типы террейнов содержат оруденение, подобное различным типамсовременных границ литосферных плит. Но при сближении литосферных плит возникает коллаж разнотипных террейнов, что усложняет проведение металлогенического анализа. Обычно выделяют доколлизионный, коллизионный и постколлизионный этапы развития горно–складчатой области. Металлогеническая зональность доколлизионного этапа восстанавливается фрагментарно лишь внутри террейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Летунов С.П. Геодинамическая позиция месторождений полигенно–порфировой серии Забайкало–

Монголо–Приамурского региона / Летунов С.П., Корольков А.Т. Сасим С.А., Касперский С.В. // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: сб. науч. тр. / ФГБОУ ВО «ИГУ»; [науч. ред. А.И.Сизых]. – Иркутск: Изд–во ИГУ, 2019. С. 39–52.

2. Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири / А.Т.Корольков. – Иркутск: Изд–во Иркут. гос. ун–та, 2007. 251 с.

3. Кузьмин М.И. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении: Учебно–методическое пособие / М.И.Кузьмин, А.Т.Корольков, С.И.Дриль, С.Н.Коваленко. Иркутск. Изд–во ИГУ, 2000. 288 с.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОЛЬЧАН-НЕРСКОЙ ЗОНЫ: ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКОМУ И ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА ХАНГАЛАССКОГО ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ЯНО-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС, СВ РОССИИ

М.В. Кудрин[1], В.Ю. Фридовский[1], Л.И. Полуфунтикова[2], Я.А. Тарасов[1,2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

e-mail: kudrinmv@mail.ru

[2]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В минерально-сырьевой базе золота России доля коренных месторождений достигает 86%, а качество и количество россыпных месторождений неуклонно снижается [1]. Вместе с тем количество разрабатываемых рудных месторождений значительно ниже, чем россыпных. В связи с вышесказанным остро встает вопрос о наращивании ресурсного потенциала коренного золота. На северо-востоке Якутии в настоящее время осваиваются только четыре рудных месторождения Бадран (ГРК «Западная»), Дражное (АО «Полиметалл»), Хангалас (АО «ВЕДК»), Вьюн (ООО «Дальзолото»), в ближайшее время к этому списку добавится крупнейшее месторождение в регионе Нежданинское (АО «Полиметалл»). Важное значение на поисковой и оценочной стадии является определение типа золоторудной минерализации. Для орогенных месторождений золота характерно свободное самородное золото в кварц-карбонатных жилах и упорное «невидимое» золото во вкрапленных сульфидах. В последние годы на северо-востоке Якутии разрабатываются упорные руды, на отдельных месторождениях их доля по отношению к свободному золоту может быть существенна, например, на месторождении Дражное они занимают 75% объема руды [2]. Нами в проксимальных метасоматитах месторождения Хангалас было установлено наличие прожилково-вкрапленной минерализации с «невидимым» золотом [3].

Орогенное золоторудное месторождение Хангалас расположено в пределах одноименного рудного узла в юго-восточной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны Яно-Колымского пояса (ЯКМП). Оно было открыто в 1947 году и на начальном этапе изучалось как жильный тип. В конце 1980-х – начале 2000-х годов были установлены и изучены минерализованные зоны дробления сложного строения, что позволило значительно расширить ресурсный потенциал месторождения. Запасы и ресурсы золота месторождения небольшие – 11 т Au при высоких средних содержаниях 11.2 г/т, но наличие прожилково–вкрапленной минерализации может значительно повысить его ресурсный потенциал. Месторождение Хангалас имеет много общего с другими золотыми месторождениями ЯКМП и, с этой точки зрения, полученные результаты помогут лучше раскрыть их потенциал и понять происхождение. Юго-восточнее от месторождения в Верхне-Колымском секторе ЯКМП в сходной геолого-структурной обстановке расположено большое количество средних и мелких золоторудных месторождений, например, Ветренское, Чай-Юрюе, Светлое и другие.

В структурном плане месторождение Хангалас расположено в сводовой части Нерского антиклинория, который в пределах исследуемой территории представлен Двойной антиклиналью СЗ простирания, сложенной дислоцированными терригенными породами верхней перми в ядре, нижнего и среднего триаса на крыльях. Рудные тела приурочены к ядру антиклинали. Основным рудоконтролирующим разрывным нарушением является разлом Хангалассский СЗ простирания. В пределах месторождения он представлен пятью протяженными (до 1400 м) минерализованными зонами мощностью до 32 м (Северная, Промежуточная, Центральная, Южная, Зимняя) с кварц-карбонатной минерализацией и убогой сульфидизацией. Падение зон изменяется от ЮЗ до южного и ЮВ под углами от 30–50° до 70–80°. Магматическая деятельность в пределах месторождения отсутствует, по геофизическим данным на глубине предполагается гранитоидный плутон. Формирование оруденения произошло при завершении прогрессивных складчато-надвиговых деформаций в конце позднеюрской – начало раннего мела орогении в Верхояно-Колымской складчатой области [4].

Золоторудная минерализация месторождения Хангалас представлена двумя типами: малосульфидным золото–кварцевым жильным с преимущественно самородным золотом и вкрапленным с преимущественно «невидимым» золотом в пирите и арсенопирите кварц–серицит-карбонатных метасоматитов. Жильное малосульфидное (1–3%) золото-кварцевое оруденение характерно для межпластовых и секущих кварцевых жил мощностью 0.1–1 м, в раздувах до 5 м. Вкрапленное оруденение с «невидимым» золотом локализуется как в рудных зонах, так и в их крыльях. Содержание сульфидов в них достигает 3–3.5%.

На месторождении выделяются четыре этапа минералообразования: два дорудных (осадочный и метаморфогенный), рудный (гидротермальный) и пострудный (гипергенный). В осадочный этап происходило накопление терригенного материала, смена редокс–обстановок, мобилизация рудного вещества и формирование диагенетической сульфидной минерализации (Ру1). В метаморфогенный этап происходило преобразование терригенных пород формировалась вкрапленная сульфидная минерализация (Ру2). Гидротермальный этап характеризуется четырьмя последовательно сменяющимися парагенетическими ассоциациями: 1) метасоматическая кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация; 2) жильная кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация присутствует, в основном, в рудных телах, сложенных крупно- и среднекристаллическим ангедральным кварцем; 3) золото-полисульфидная ассоциация представлена мелкими агрегатами и микропрожилками сфалерита, халькопирита, галенита и выделениями самородного золота с пробностью780–850 ‰; 4) кварц-карбонат-сульфосольная ассоциация локализуется в трещинах и пустотах ранних рудных и жильных минералов в виде агрегатов и отдельных зерен. Карбонат представлен анкеритом и анкерит-доломитом, сульфосоли – фрейбергитом, тетраэдритом и буланжеритом.

Метасоматическая кварц–пирит(Ру3)–арсенопиритовая (Ару1) ассоциация образует основу вкрапленного типа оруденения. Ру3 и Ару1 встречаются в зонах тонкого кварцевого прожилкования пород в виде отдельных кристаллов, сростков, мелких агрегатов и прожилков мощностью до первых мм. Для Ару1 характерны короткопризматические до псевдопирамидального формы кристаллов, для Ру3 наблюдается усложнение кубических форм до пентагондодекаэдра. Размер кристаллов от долей до 1–1.5 мм, реже до 2–3 мм. В Ру3 и Ару1 отмечаются наложенные микровключения минералов золото–полисульфидной и кварц-карбонат-сульфосольной ассоциации.

Кварц-пирит(Ру4)-арсенопиритовая(Ару2) ассоциация слагает основу жильных рудных тел месторождения. Ару2 и Ру4 кристаллизовались одновременно с кварцем и наблюдаются в виде рассеянных мелких идиоморфных и ксеноморфных зерен и гнезд размером до 1–2 см, реже до 3–5 см, также прожилковидных скоплений вдоль углистых прослоев в кварце. Галенит, халькопирит, сфалерит и самородное золото приурочены к трещинам, зонам роста в кристаллах арсенопирита Ару2, пирита Ру4 и кварца, образуют микровключения в них.

Для всех генераций сульфидов характерны нестехиометричность составов: Fe/S+As (Py1: 0.48–0.52; Py2: 0.48–0.53; Py3: 0.47–0.54; Py4: 0.49–0.53; Apy1: 0.42–0.52; Apy2: 0.45–0.51), а также примеси As, Co, Ni, Cu и Sb. Главной примесью является As, от его количества зависит общее количество примесей. Для диагенетического Py1 и метаморфогенного Py2 общее содержание примесей изменяется от 0.04 до 0.8 мас. %, доля As составляет от 30 до 70%. Самым распространенным и промышленно значимым из–за повышенных содержаний «невидимого» золота среди пиритов является Py3. Общее содержание примесей в Py3 изменяется от 0.38 до 3.27%, доля As составляет более 75%. Для Au в Py3 характерна высокая корреляционная связь с As (r=0.9), Cu (r=0.92) и Cd (r=0.97). В жильном Py4 общее содержание примесей изменяется от 0.49 до 2.62 мас. %, из них 80–90% составляет As. Для Py4 характерно постоянное присутствие Co, Ni, Cu и Sb при их низком суммарном содержании (0.04–0.18%). Для Apy1 и Apy2 типоморфными являются Co, Ni, Cu и Sb. В 70% проанализированных зерен Apy1 из окружающих метасоматитов суммарное содержание примесей не превышает 0.2 мас. %. Для Au в Apy1 наблюдается значительная корреляционная связь с Cu (r=0.59) и Zn (r=0.63). В жильном Apy2 содержание примесей Co, Ni, Cu и Sb меньше, чем в Apy1 и суммарно не превышает 0.24 мас. %.

Изучение LA–ICP–MS микроэлементного анализа позволило получить информацию о форме нахождения «невидимого» золота в Py3 и Apy1. Несколько факторов поведения Au в сульфидах говорят о преобладании структурно–связанного Au^+: низкое содержание в сульфидах (для Py3 – 1.5 г/т, для Apy2 – 7.6 г/т) [5]; отрицательная связь Au и Fe [6] и характер распределения Au–As относительно линии, ограничивающей переход твердого раствора Au^+ в самородную форму Au^0 [7]. Микро– и нано–включения самородного золота в Py3 и Apy1 имеют подчиненное значение – обнаружено только одно микровключение.

Изотопный состав серы сульфидов имеет узкий интервал отрицательных значений $\delta^{34}S$ (–2.0…–0.6 ‰): для золотоносных Py3 ($\delta^{34}S$ = –0.6 ‰, 21.4 г/т Au, Х–9–17) и Apy1 ($\delta^{34}S$ = –1.2 ‰, 12.3 г/т Au, Х–4–17) из проксимальных метасоматитов близок к изотопному составу жильного Apy2 ($\delta^{34}S$ = –2.0‰, ХГ–35–19). Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита рудных жил и вкрапленной минерализации проксимальных метасоматитов свидетельствуют об их формировании в ходе единого гидротермального события.

Таким образом, установленная в ходе исследования золотоносность сульфидов и проксимальных метасоматитов увеличивает промышленный потенциал месторождения Хангалас. Месторождение имеет много общего с другими месторождениями золота Яно–Колымского металлогенического пояса, поэтому полученные результаты помогут лучшему пониманию их происхождения и выбору оптимальных поисковых технологий.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18–35–00336 и Планов НИР ИГАБМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова М. П., Вареничев А. А., Комогорцев Б. В. Сырьевая база золота России //Горный информационно–аналитический бюллетень (научно–технический журнал), 2016. №. 8. С. 212–220.

2. Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамендинов Б.Н., Кряжев С.Г., Алексеев В.Ю., Сидоров А. А. Особенности рудообразования на золото–кварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // Доклады Академии наук, 2015. Т. 464. № 1. С. 65–65.

3. Kudrin M.V., Fridovsky V.Y., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L.Y. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // Minerals, 2021. Т. 11. №. 4. 403 с.

4. FridovskyV.Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk–Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology Reviews, 2018. Т. 103. С. 38–55.

5. Tauson V.L.,Kravtsova R.G., Smagunov N.V., Spiridonov A.M., Grebenshchikova V.I., Budyak A.E. Structurally and superficially bound gold in pyrite from deposits of different genetic types // Russian Geology and Geophysics, 2014. T. 55. №. 2. C. 273–289.

6. Wang C., Shao Y., Huang K., Zhou H., Zhang J., Liu Z., Liu Q. Ore–Forming Processes at the Xiajinbao Gold Deposit in Eastern Hebei Province: Constraints from EPMA and LA–ICPMS Analysis // Minerals, 2018. T. 8. №. 9. 388c.

7. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005. T. 69. №. 11. C. 2781–2796.

СИНСДВИГОВЫЕ СОСКЛАДЧАТЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АПТ–МААСТРИХТСКОГО ОРОГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ

А.Н. Митрохин, П.Л. Неволин, В.П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: stakhor@yandex.ru

Несмотря на имеющийся задел в анализе роли ССВ (5–30°) левых сдвигов в металлогении мелового орогенного золота Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий КНР [3–4, 6 и др.], приходится констатировать, что она остается по–прежнему оцененной не в должной степени для всех частных форм проявления сдвиговых дислокаций (пликативных, сколовых, деструктивных). Особенно, как выяснилось [1–2], это касается СВ (50–60°) региональной постаккреционной орогенной складчатости эпохи меловой (апт–маастрихт) тектономагматической активизации (далее – ЭТМА), которая является главной пликативной формой проявления сдвигового тектогенеза того времени под действием ССЗ (340–350°) латерального сжатия, когда в Сихотэ-Алине сформировались основные объекты орогенного Au. Рассмотрению особенностей структурного контроля этого золота в связи с указанными проявлениями синсдвиговых складчатых и сопутствующих им деформаций на примере Центрального Сихотэ–Алиня и посвящено настоящее сообщение.

Главными элементами СВ (50–60°) ЭТМА складчатости Центрального Сихотэ–Алиня являются Колумбинское антиклинальное сводовое поднятие и сопряженный с ним Алчанский синклинальный прогиб. Установлено, что названные структуры как структуры 1–го порядка составляют «несущий» каркас целостного мульти–иерархично построенного складчато–разрывного ансамбля [1–2].

Этому ансамблю (в складках) присуще наличие 8 (как минимум) порядков СВ (50–60°) сингенетичных *подобных* (по морфологии) складчатых структур продольного изгиба (с течением) и смятия шириной от первых сотен (до ≈250 км для складок 1–го порядка) и до 8×10^{-4} (для складок 8–го порядка) километров. Все складки – линейные, подобные при дискретном угловом развороте (≈ 15–20°) с переходом (по мере их усложнения от порядка к порядку) степени их сжатости от открытых через изоклинальные (5–6–й порядки) к веерообразным (7–8–й порядки), с выдержанным на всем их протяжении простиранием их осей и крыльев на (в среднем) СВ 50−60° при слабонаклонном положении осевых поверхностей (с падением либо на СЗ 80−85° – наиболее выражено, либо на ЮВ 85−90°) и субгоризонтальной ориентации шарниров [1].

Развитие такой сложности рисунка складчатости сопровождалось (или местами предварялось?) формированием сообразной ему геолого–геометрической совокупности СВ (50–60°) простирания сингенетичных подобным складкам систем тонко и густо нарезанных взбросов и надвигов. Первых – по типу кливажа осевой поверхности складок и кливажа веерного, вторых – как субпослойных дизъюнктивов (или совпадающих по ориентировке с зеркалами складчатости) и встречных к ним. Эти взбросо–надвиговые системы и обеспечивали

существующую в регионе конкордантность и меру наследования между ЭТМА поднятиями и прогибами (как складок скалывания) доаптского основания и, соответственно, апт–маастрихтскими антиклиналями и синклиналями ЭТМА чехла [1].

Оказалось, что типовое, относимое обычно к глубинным (не менее 12 км) частям надсубдукционных (аллохтонных) зон континентальных дуг орогенное Au оруденение типа Бендиго [6 и др.] в Центральном Сихотэ–Алине является, напротив, приповерхностным (с верхним–средним уровнем эрозионного среза) и приуроченным к замковой части Колумбинского антиклинального свода в виде Глухого мегаштокверка (Благодатненский золотоносный ареал) [1–2]. Названный мегаштокверк – это сочетание параллельных осевой поверхности свода серий СВ тесно сближенных крутопадающих зон динамометаморфизованных черносланцевых метасоматитов (далее – динамозоны), жильно–прожилковых гидротермалитов и их брекчий на кварцевом цементе с переходными между ними разностями. Гидротермалиты включают в себя проявления углефикации, кварц–серицититового, гидрослюдистого замещения, аргилитизации, окварцевания, карбонатизации, хлоритизации, каолинизации, эпидотизации и т.п. К осевым частям золотоносных динамозон, где выявлены пики названного метасоматоза, и приурочены наложенные на метасоматоз золотоносные линейно–жильные и прожилковые малосульфидные (As профиля, тип Бендиго) кварцевые и карбонатно–кварцевые залежи с чехлом объемной вкрапленной сульфидизации (в основном из пирита, отчасти пирротина и арсенопирита) [2, 5].

Динамозоны мегаштокверка структурно представляют собой, как правило, тонкого тектонического рассланцевания крутопадающие дизъюнктивные зоны, по своему заложению отвечающие основному кливажу (параллельному осевым поверхностям ЭТМА складок) и (отчасти) кливажу веерному (с его схождением к ядрам ЭТМА складок). Хотя есть и признаки проявления седловидных залежей в замках ассоциирующих с данными дизъюнктивами складок 5–8–го порядков в сочетании с субпослойными и сопряженными с ними надвигами [2, 5].

Этому отвечают и структурно–текстурные особенности минерализации динамозон в виде (в разных сочетаниях) складчатого катаклаза, рассланцевания и милонитизации, а также смятия, сдавливания, разлинзования, микробудинажа и сплющивания в виде, соответственно, брекчиевых, брекчиевидных (жильные фации) и линзовидно–сланцевых, плойчатых (прожилково–вкрапленные фации) с линеаризацией текстур. Для минеральных выделений и их агрегатов характерны здесь угнетенные формы обособления и распределения: тонко–среднезернистые в кварцево–карбонатных жилах и во вкрапленниках для акцессориев (пирита, арсенопирита, пирротина, серицита, углеродистого вещества (уголь, сажа, графит) и др.); а также развальцованные, пластинчатые, таблитчатые, листоватые для тех же минералов в их прожилковых разностях, лиственитах, серицитолитах и т. п., конформных с СВ динамо–метасоматическим субстратом. И золото в этих динамозонах обычно пылевидное, тонкодисперсное; во всяком случае, размерность его выделений (как самородных, так и в сульфидах) не превышает как правило 0.1 мм [2, 5].

Для контраста приведем аналогичные данные по сосдвиговой жильно–прожилковой минерализации ССЗ–ССВ Au–рудных тел, контролируемых ССВ (5–30°) левыми сдвигами (типичный пример: Благодатненское Au месторождение, наложенное на Благодатненский ареал с запада). При всех ее известных вещественных и структурно–текстурных аналогиях орогенного Au с СВ складчатыми зонами (брекчиевидность для жил в ССЗ раздвиговых звеньях; линзовидная сланцеватость, микробудинаж и рассланцованность и т. п. в сколовых ССВ левосдвиговых сегментах) размерностью своих обособлений (от средне–грубозернистых до друзовидных) в местах (особенно) присдвигового (ССЗ звенья) приоткрывания она отвечает, очевидно, уже структурам выполнения. Это еще подчеркивается и укрупненной размерностью сопутствующих самородных выделений золота, достигающих иногда 5 мм [2, 5].

Соответственно, эти структурно–текстурные различия и в локализации, распределении (а то и в концентрировании) Au минерализации в левосдвиговых зонах и зонах ЭТМА складчатости не могли не отразиться в ориентации региональных золотоносных рудных столбов. Так, фоновые соскладчатые (рудные ленты на пологих искривлениях взбросо–надвиговых динамозон, седловидные залежи) с концентрацией Au до 3.5 г/т столбы имеют закономерно пологую ориентацию в траверзе СВ–ЮЗ субпараллельно пологим шарнирам ЭТМА сингенетических складок. Наложенным же синсдвиговым столбам с концентрацией Au до 35 г/т присуще уже крутонаклонное (до 90° в южных румбах) погружение – вдоль линий пересечения/сопряжения ССВ сколовых сегментов рудолокализующих левых сдвигов с СЗ их звеньями растяжения [2].

В таком ключе мы видим, что концентрирование регионального ЭТМА золота происходило поступательно, через его, как минимум 2–этапную ремобилизацию: (1) сквозь апт–альбский флишоидный соскладчатый субстрат (включая его черносланцевые фации) (пологие Au рудные столбы) при СЗ–ЮВ сокращении коры, (2) через наложение на продукты этого сокращения ССВ зон левостороннего сдвигания (крутые Au рудные столбы). Так или иначе, следует констатировать, что эта схема обеспечила при наложении сдвигов на соскладчатые структуры почти 10–кратное увеличение концентрации орогенного Au в СЗ синсдвиговых структурных ловушках.

Иначе говоря, при таком достаточно оригинальном стиле своего концентрирования ЭТМА орогенное золото (наряду с Ag, Sn, W, Pb, Zn и другими элементами регионального металлогенического ряда) вполне может служить, помимо всего прочего, еще и индикатором/маркером последовательности проявления разных форм сдвиговых дислокаций (от эмбриональных – пликативных – к зрелым – сколовым и раздвиговым).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.** Сихотэ–Алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ–Алиня) (часть первая) // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле, 2018а. № 2 (Вып. № 38). С. 84–101. (DOI: 10.31431/1816–5524–2018–2–38–84–101).

2. **Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.** Сихотэ–Алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ–Алиня) (часть вторая) // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле, 2018б. № 3 (Вып. № 39). С. 74–89. (DOI: 10.31431/1816–5524–2018–3–39–74–89).

3. **Уткин В.П.** Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

4. **Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л.** и др. Структурно–геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // Доклады Академии наук, 2004. Т. 394. № 5. С. 654–658.

5. **Эйриш Л.В.** Металлогения золота Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2003. 148 с.

6. **Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S.** et al. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research, 2014. V. 25, № 1. P. 48–102.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСНЫХ РУД И РОССЫПЕЙ ИНТРУЗИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В.П. Молчанов[1], Д.В. Андросов[1], А.А. Юдаков[2], С.И. Иванников[2], К.Н. Доброшевский[3]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, РФ, г. Владивосток, e-mail: vpmol@mail.ru

Институт химии ДВО РАН, РФ, г. Владивосток

[3]АО «Приморзолото», г. Владивосток

В формировании титановых россыпей первостепенная россыпеобразующая роль принадлежит месторождениям плутоногенного происхождения, в числе которых важнейшее место занимают:

– на щитах и платформах — оруденение в анортозитовых и габбро–анортозитовых массивах, представленное рудами апатит–ильменитового состава, иногда с примесью титаномагнетита;

– в орогенных поясах: а) ильменит–магнетитовое и ильменит–титаномагнетитовое оруденение в массивах габбро–диорит–диабазовой формации; б) ильменит–титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных габбро–норитовых массивах.

В этом ряду особое место занимают золото–ильменитовые руды и россыпи Ариадненского металлогенического пояса, связанного с интрузиями ультрабазитов, интрудирующими Самаркинскийтеррейн юрской аккреционной призмы Сихотэ–Алинского орогенного пояса [1]. Этот новый для орогенных поясов тип рудоносных интрузий сформировался в обстановке раннемелового трансформного скольжения литосферных плит после прекращения юрской субдукции. Для интрузий ультраосновных пород Ариадненского пояса характерна пластовая форма тел и субсогласное залегание с вмещающими отложениями. Поэтому, при крутонаклоненном залегании, массивы в плане имеют вид сильно удлиненных в северо–восточном направлении (согласно простиранию слоев вмещающих пород) тел длиной от сотен метров до 10–15 км при ширине или мощности от 10 м до 1 км. При пологом залегании интрузивные массивы имеют близко–изометричную линзовидную форму. Наряду с согласными довольно обычны и резко секущие дискордантные тела. Большинство интрузий двухфазные: первая фаза – пироксениты, дуниты, перидотиты; вторая фаза – габбро, диориты, сиениты. Металлоносные образования представлены, главным образом, пластообразными зонами (мощностью в несколько десятков и длиной в первые сотни метров) вкрапленных и массивных золото–ильменитовых руд (часто с вкраплениями минералов платиновой группы) в габбро и пироксенитах. Титан–магнетитовые и апатитовые руды редки.

Базовыми объектами исследований послужили руды и россыпи, связанные с Ариадненским массивом ультрабазитов, расположенном в среднем течении р. Малиновка (площадь водосбора р. Уссури, притока р. Амур). Это один из крупнейших массивов ультраосновных пород Сихотэ–Алиня. Его южная часть сложена перидотитами и оливиновыми пироксенитами, к северу преобладают ильменитовые и роговообманковые габбро, переходящие в диориты, монцодиориты и сиениты. Отличительной чертой ариадненских ультрабазитов является присутствие первичной (магматической) благороднометальной минерализации. Так, в диоритах содержания золота достигают 1.6 г/т. Высокопробные частицы золота (Au от 90.17 до 92.43 и Ag от 7.5 до 9.83 мас. %) отмечены в ассоциации с силикатами, а низкопробные (Au от 76.52 до 80.37 и Ag от 16.91 до 23.43 мас. %) чаще фиксируется в срастаниях с пиритом [2].

С ильменитовыми габбро связано Ариадненское проявление ильменитовой минерализации (среднее течение р.Падь Тодохова). Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо–восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет

6.16%, V_2O_5 – 0.086%, Fe_2O_3 – 13.28%, Sc – 0.0045%. С глубиной в руде отмечается увеличение концентрации Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0.1 и 0.3%. Прогнозные ресурсы TiO_2 (категории P_1 +P_2) оцениваются в размере 71 млн т., V_2O_5–944 тыс. т, Cu–400 тыс.т, Ni–450 тыс.т., Au–22,5 т и платиновые металлы–22.5 т.

По возрастным взаимоотношениям рудных минералов и степени продуктивности в рудах выделяются две минеральные ассоциации. Ильменит, определяющий промышленную значимость объекта, пользуется наибольшей распространённостью. Его постоянным минералом – спутником является пентландит, который обычно встречается в виде изометричных либо каплевидных выделений, достигающих в поперечнике до 1–2 мм. Поздние сульфиды (пирротин, халькопирит, сфалерит) фиксируются гораздо реже.

К востоку от Ариадненского месторождения в верховьях р.Падь Тодохова широко развита сеть северо–восточных разрывных нарушений, контролирующих положение антимонит–кварцевых жил Тодоховского рудопроявления. Большей частью они приурочены к экзоконтакту ультрабазитов с алевролитами ариадненской свиты. По простиранию жилы прослежены до 4000 м. Авторами впервые установлена высокая золотоносность антимонит–кварцевых образований. При этом содержание основных полезных компонентов варьирует в следующих пределах: Au до 12.5 г/т, Ag – 500–1820 г/т, Sb – 0.18–23.4 мас. %.

Главный рудный минерал – антимонит на отдельных участках занимает до 50% жильной массы. Состав этого сульфида ($Sb_{2.11}$ $S_{2.89}$) от стехиометрии отличается небольшим избытком сурьмы. Самородное золото обычно наблюдается в виде мелких зерен (менее 0.25 мм) комковидных очертаний, часто в срастаниях с галенитом. Концентрации Ag в золотинах колеблются от 17.2 до 10.3 мас. %, изредка отмечается небольшая примесь Rb (до 0.9 мас. %). Минералы серебра представлены небольшими выделениями самородного серебра (иногда с примесью Au до 2.5 мас. %), аргентитом ($Ag_{2.11}$ $S_{0.89}$) и миаргиритом ($Ag_{1.01}$ $Sb_{1.09}$ $S_{1.90}$). Реже встречаются арсенопирит, пирит, марказит.

Ариадненский массив продуцирует ряд крупных титаноносных россыпей. В рыхлых отложениях р.Тодохова и ее правого притока руч.Потапова впервые обнаружены самородные золото и платина. Протяженность этой аллювиальной россыпи долинного типа составляет соответственно 4.8 км при ширине до 520 м, средней мощности продуктивного пласта 7.4 м и содержанием ильменита до 375.5 кг/м^3. Балансовые запасы TiO_2 категории C_1+ C_2 по состоянию на 01.01.2021 г. составляют 702 тыс. т, а прогнозные ресурсы достигают 500 тыс.т.

В процессе исследований пять крупнообъемных шлиховых проб (весом до 500 кг каждая) прошли обогащение на гравитационной установке. Полученные концентраты посредством электромагнитной сепарации были разделены на магнитную и немагнитную фракции. Вещественный состав гравитационных концентратов характеризуется высоким выходом магнитной фракции (93–95 мас. %) и низким – немагнитной (5–7 мас. %). Основу магнитной фракции составляет ильменит (до 95%). Изредка фиксируются зерна титаномагнетита. Химический состав магнитной фракции характеризуются высокими концентрациями TiO_2 (39.79 мас. %), Fe_2O_3 (34.47 мас. %), MgO (1.8 мас. %), MnO (0.42 мас. %). Нельзя не отметить повышенные концентрации SiO_2, Al_2O_3, CaO, вероятно, связанные с наличием во фракции сростков ильменита с амфиболами, пироксеном и плагиоклазом. Отличительной особенностью материала магнитной фракции является высокий уровень присутствия следующих элементов (г/т): V – 800, Nb – 210, Nd – 100, Co – 290, Cu – 490 и Zr – 280.

Ильменит, в основном свободный, черного цвета, блеск полуметаллический, отмечается в виде кристаллов и их обломков. Кристаллы толстостолбчатые, уплощенные и изометричные, обломки угловатые и угловато–окатанные размером 0.05–2.0 мм. Грани кристаллов и поверхности обломков нередко неровные, грубоямчатые. Состав зерен ильменитов магнитного концентрата, по данным микрозондового анализа, характеризуется довольно значительными вариациями содержания основных компонентов (мас. %): Fe – 31.30–35.15; Ti – 31.09–35.15; O – 30.02–32.82.

Немагнитная фракция состоит из смеси анортита, кварца, роговой обманки, сфена и циркона. В незначительных количествах присутствуют монацит, рутил и апатит. Из рудных минералов преобладают сульфиды (единичные зерна пирита, арсенопирита, антимонита и галенита). Микроэлементы концентрата можно подразделить на две группы. Первая из них включает редкие и редкоземельные элементы (г/т): Hf – 830, Ce – 320, Y – 220. Во вторую входят благородные металлы – Au, Ag и Pt, концентрации которых меняются в пределах 0.5–3.0 г/т. Самородные металлы представлены железистой платиной и золотом.

Все золотины, выделенные из немагнитной фракции, по особенностям химизма можно разделить на три группы: серебристую, ртутистую и медистую. В первую, наиболее распространенную группу, обычно входят мелкие (менее 0.25 мм) пластинчатые, иногда комковидные частицы желтого цвета. Поверхность золотин – мелкоямчатая, окатанность – средняя, иногда хорошая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний пробы от 770 до 880 ‰. В отдельных зернах металла наблюдаются мелкие вростки арсенопирита. Химический состав этого минерала (Fe – 32.3, As – 42.6, S – 19.6 мас. %) отличается избытком серы и дефицитом мышьяка по отношению к стехиометрии. Ртутистое золото представлено (мас. %) низкопробными ртутьсодержащими фазами (Au от 53.72 до 55.37, Ag от 39.1 до 41.45, Hg от 3.47 до 4.31). Медистое золото представлено тонкими (менее 0.1 мм) изометричными выделениями ярко–желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850–900 ‰) можно считать Cu (0.1 – 3.2 ат. %). Платиновые минералы представлены твердыми растворами Fe–Pt, где ведущим минералообразующим элементом является Pt (87.1–90.8 мас. %) с концентрацией Fe+Cu в интервале 25.7–27.9 ат. %.

Сопоставление шлихового и рудного золота, частые находки зерен антимонита, сростков арсенопирита с золотом указывают на участие золото–антимонитовой минерализации в формировании россыпи. Самородное золото ртутистого и медистого состава неоднократно отмечалось в рудо–россыпепроявлениях, тяготеющих к ультрабазитам Урала [3], Приамурья [4]. В нашем случае в пользу «ультрабазитового» типа коренного источника свидетельствует также и близость макрососотавов шлихового золота, платины и их аналогов из ультраосновных пород.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности минералогии и геохимии рудо–россыпепроявлений золото–ильменитовых и золото–антимонитовых руд, сопряженных с Ариадненским массивом ультраосновных пород. Установлен состав основных промышленных минералов, определен комплекс попутных высокотехнологичных металлов. Полученные данные подтверждают участие этих коренных источников в формировании россыпей. Проявления титановой минерализации были поставщиками ильменита, платины, медистого и ртутистого золота, а также попутных стратегических металлов. Другим источником питания россыпей были антимонит–кварцевые жилы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20–05–00525.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Кн.1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

2. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит–ультрабазитов (Приморье) // ДАН, 2020. Т.492. № 26. С. 39–43.

3. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера, 2002. №4. С. 63–77.

4. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно–золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. Т. 2. С. 219–232.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩЕ

Б.С. Нуртаев, Д.У. Курбанова, О.Г. Цай

Институт геологии и геофизики, г. Ташкент, Узбекистан, e-mail: nurtaevb@mail.ru

Золото-черносланцевый тип оруденения в настоящее время считается одним из самых перспективных по масштабу проявленной минерализации и запасам золота. Этот геолого-промышленный тип оруденения формирует месторождения мирового класса по запасам золота (Мурунтау, Бакырчик, Кумтор, Сухой Лог, Олимпиада). Однако вопросы генезиса и условий локализации крупнообъемных объектов данного типа остаются предметом острой дискуссии. Предложенные для одного и того же месторождения генетические модели часто охватывают весь возможный диапазон мнений, от ортодоксальной плутоногенно-гидротермальной с признанием коллизионных гранитоидов как единственной рудогенерирующей формации, до осадочно-метаморфогенной при полном отрицании рудогенерирующей роли магматизма [1, 5]. В определенной мере это обусловлено двойственным характером размещения рудных концентраций, которые в большинстве случаев приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням, но при этом обнаруживают тесную пространственно-временную связь с гранитными массивами и дайками пестрого состава. Поэтому большинством исследователей принята модель полигенно-полихронного рудообразования, включающая первичное накопление золотоносных осадков и последующее перераспределение и концентрирование металла в магматогенно-метаморфогенных системах [5]. В работе [6] установлено, что благороднометальное оруденение имеет три различных источника металлов: эндогенный, флюидно-магматический (связанный с функционированием мантийно-коровых очагов), экзогенный (осадочно-хемогенный при формировании графит-серицит-кварцевых сланцев) и метаморфогенный (при переносе благородных металлов из вмещающих пород в ходе регионального метаморфизма и гранитизации). Эти модели устраняют существующие противоречия, однако не дают ответ на главные вопросы: как искать области первичного рудонакопления на огромных территориях развития черносланцевых толщ, каковы масштабы и условия концентрирования золота метаморфогенными и магматогенными флюидными системами.

Центральные Кызылкумы - выдающийся регион мирового класса сосредоточения минерально - сырьевых ресурсов золота, урана, серебра, вольфрама, графита, фосфоритов и других полезных ископаемых, отличающийся исключительным богатством и компактностью залегания руд [3]. Данный район представляет собой коллаж блоков с древней сиалической корой, выступающих в современном рельефе как система невысоких гор Тамдытау, Аристантау, Ауминзатау, Бельтау, Кульджуктау. Проблема выявления новых крупных месторождений особенно актуальна в последние годы в условиях необходимости повышения восполнения запасов. С целью установления основных закономерностей размещения золото-серебряных месторождений Центральных Кызылкумов в настоящее время назрела необходимость обобщения и анализа обширных материалов научных и производственных организаций.

Кемпе и др. [7], рассматривая особенности локализации и строения месторождения Мурунтау, выделили 2 тренда разрывных нарушений по гравитационным аномалиям – Сангрунтау - Тамдытаускую северо-западного направления и поперечную к ней – Мурунтау – Даугызтаускую. Нами по комплексу геолого-геофизических данных была выделена система параллельных разломов различных направлений, пересекающая офиолитовые швы Туркестанского океана [4]. К этим разломам приурочена цепочка интрузивов, месторождений и рудопроявлений верхнепалеозойского возраста. В мезо-кайнозойском чехле разломы выражены в рельефе (желобообразный прогиб) и системой кулисообразно расположенных сбросо-

надвигов с амплитудой в несколько сот метров. Пересечение разломов различных систем и наличие вулкано - тектонических структур определило каркасно - узловой характер размещения рудных полей (рис. 1). Сближенные субпараллельные разрывные нарушения по своему рисунку напоминают систему разломов, характерную для срединно-океанических хребтов.

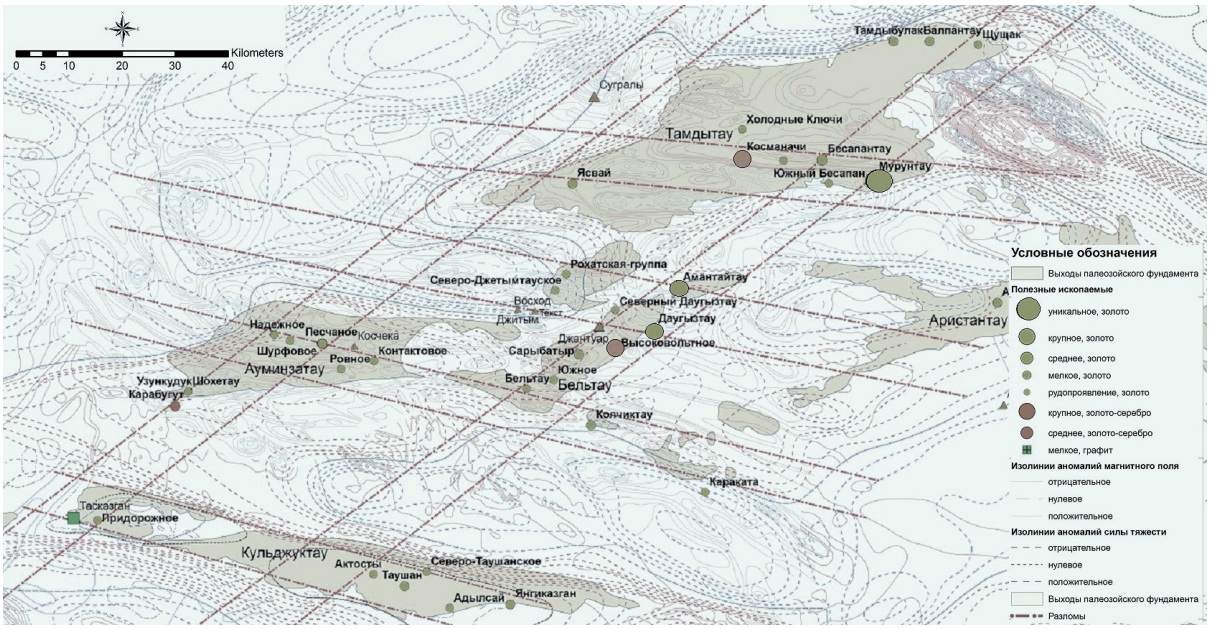


Рис.1. Каркасно-узловой характер размещения рудных полей Центральных Кызылкумов в поле магнитных аномалий.

Крупные месторождения золота и серебра Кызылкумов, такие как Мурунтау, Косманачи, Амантайтау, Даугызтау, Высоковольтное, размещаются на участках контрастной смены положительных аномалий на отрицательные. Представляется, что северо-восточная система разломных структур является важным структурным компонентом Центральных Кызылкумов. При этом велика роль очагов гипербазитов и офиолитов, подстилающих или контактируемых с черносланцевыми ассоциациями, в распределении платиноидов на рассматриваемых объектах. В северо-западной части Центрально-Кызылкумского горнорудного района в западной оконечности хребта Тамдытау расположен Тескудук-Ченгельдинский гипербазит-габбро-плагиогранитный комплекс. Эта полоса шириной от 25 метров до 1.5 км прослеживается в направлении с ЮВ на СЗ на расстоянии свыше 5 км. Главную массу петрофонда ультрабазитового массива составляют серпентиниты и габброиды (габбро-пироксенит, амфиболовые габбро, лейкогаббро), реже встречаются небольшие выходы серпентинизированных дунитов и лерцолитов [2]. В юго-западной части Центрально-Кызылкумского горнорудного района, в западной оконечности хребта Кульджуктау расположен Бельтауский габбро-перидотитовый массив. Он находится среди доломитизированных, мраморизированных известняков, доломитов и кремнисто-карбонатных пород верхнего силура и среднего девона. Массив имеет двухфазное строение: первая фаза – перидотитовая (серпентинизированные плагиоклазсодержащие лерцолиты), вторая – габброидная (троктолиты, оливиновое габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты, титанавгитовые и роговообманковые габбро, лейкогаббро и анортозиты, и их дериваты). Характерные минералого-геохимические особенности пород комплекса – высокий геохимический фон никеля и углерода. Наиболее ярким представителем данной минерализации является крупное комплексное сульфидно-никелевое и графитовое месторождение Тазказган. Важное значение в данных гипербазит-габбро-плагиогранитных массивах имеют повышенные содержание селена, теллура, золота и платиноидов, установленные в связи с сингенетической минерализацией и сульфидным комплексом зон графитизированного габбро [2].

Естественно, что региональные общие предпосылки локализации благороднометального оруденения следует рассматривать в совокупности с локальными геологическими

особенностями территорий: наличие ультрамафит-мафитовых ассоциаций с присущим им оруденением; проявление «черносланцевых» ассоциаций, в совокупности со вкладом вулканической составляющей в геологической предыстории районов локализации руд. Именно комбинация общих тектонических и локальных вещественных факторов и создает предпосылки для возникновения комплексного золото-платиноидного оруденения. Рудоносные интрузивы локализуются в зонах разломов длительного развития, поперечных простиранию Южного Тянь-Шаня. В отличие от мелких и средних месторождений тех же типов, образующих широтные пояса в соответствии с простиранием разновозрастных орогенных и металлогенических зон Западного Узбекистана, крупные и уникальные месторождения отчетливо контролируются долгоживущими поперечными дислокациями.

Представляется, что дальнейшее накопление и исследование материала по сквозным системам нарушений с привлечением дистанционных и геофизических методов позволят выдвинуть эти структуры на передний план при оценке перспектив закрытых территорий и поисках нетрадиционных типов минерального сырья. Оценочными показателями крупных месторождений полезных ископаемых может служить обнаружение пересечения по глубинным геофизическим профилям поперечными глубинными разломами сутурных зон, а также блоков разуплотненных пород в нижних слоях территорий. В узлах пересечений разломов под мезозойским чехлом возможно обнаружение новых рудоносных участков, непосредственно примыкающих к зоне подобных нарушений или тяготеющих к ней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арифулов Ч.Х. Крупнообъемные месторождения золота в черносланцевых толщах – геолого-структурные, генетические, геохимические особенности, технологии обработки руд, недостатки прогнозных ресурсов // Руды и металлы, 2014. № 2. С. 5–19.

2. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерагения. Ташкент: Фан, 1978. 168 с.

3. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Под ред. Т.Ш. Шаякубова, Т.Н. Далимова. Т.: Университет, 1998. 723 с.

4. Нуртаев Б.С. Палеозойские сутуры, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь - Шаня // Геология и минеральные ресурсы, 2015. №2. С. 3–11

5. Савчук Ю.С., Асадулин Э.Э., Волков А.В., Аристов В.В. Уникальное месторождение золота Мурунтау (Узбекистан): геодинамическая позиция и происхождение рудообразующей системы // Геология рудных месторождений, 2018. том 60. № 5. С. 413–447

6. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Руслан А.В., Лихойдов Г.Г., Баринов Н.Н. Природа графитизации и благороднометальной минерализации в метаморфитах северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геология рудных месторождений, 2013. том 55. № 4. с. 261–281.

7. Kempe U., Graupner T., Seltmann R., de Boorder H., Dolgopolova A., Zeylmans Van Emmichoven M. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): a unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan. Geoscience Frontiers, 2016. 7. С. 495–528.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ AU-AG ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЭВЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

В.В. Прийменко[1], В.В. Акинин[1], А.Н. Глухов[1], А.В. Травин[2], Г.О. Ползуненков[1]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: priymenkovladimir@gmail.com

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

На Северо-Востоке широко проявлен окраинно-континентальный магматизм, связанный с субдукционными процессами в девоне (Кедонский вулканогенный пояс), в верхней юре

(Уяндино-Ясачненский пояс), в раннем мелу (Олойский пояс), раннем-позднем мелу (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс - ОЧВП) и кайнозое (Западно- и Центрально- Камчатские пояса). С известково-щелочными магматическими комплексами этих поясов связаны эпитермальные золото-серебряные и медно-молибден-порфировые месторождения и рудопроявления. Часто они ассоциируют в пространстве, однако их взаимоотношения до последнего времени представлялись неясными.

Традиционно выделяемый современными исследователями адуляр-серицитовый тип Au-Ag месторождений (LS), по мнению ряда исследователей (напр. [8]) проявляется в условиях внутри- и задугового рифтогенеза. На Северо-Востоке Азии примером объекта, связанного с рифтогенной структурой является месторождение Дукат (Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб). Окраинно-континентальный магматизм андийского типа в ОЧВП проявился в течение нескольких импульсов (таблица №1), наиболее поздний импульс так называемых «верхних базальтов» одними авторами относится к финальным стадиям ОЧВП [1], а другими к рифтогенным образованиям [2, 5]. Авторы считают, что надсубдукционный кислый магматизм, непосредственно предшествующий излиянию базальтов финальных стадий ОЧВП, геодинамически связанный со сменой фронтальной субдукции на скольжение литосферных плит, когда образуются локальные участки растяжений [6], является благоприятным фактором для образования ряда адуляр-серицитовых Au-Ag месторождений. Примерами таких позднемеловых Au-Ag месторождений являются, в исследуемом авторами Эвенском рудном районе, Сопка Кварцевая, Ирбычан, Дальнее и Невенрекан.

Исходя из опубликованных данных оценок возрастов кристаллизации жильного адуляра (таблица №2), адуляр-серицитовые Au-Ag месторождения в Эвенском рудном районе образовываются непосредственно перед излиянием «верхних высокоглиноземистых базальтов», либо период их образования лежит в пределах погрешности определения метода [1, 3, 4, 6]. Наши данные по месторождению Невенрекан также это подтверждают (Рис.1, таблица №2). На месторождении Невенрекан были отобраны образцы из рудных тел, представленных адуляр-кварцевыми жилами. Возраст кристаллизации адуляра, полученный $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по плато, составил 79.4±1 млн лет (СКВО = 0.84, p = 0.52, выход ^{39}Ar = 85 % по восьми ступеням). Интервал времени образования «верхних базальтов» по [1] в ОЧВП, заключен в пределах 79–76 млн лет, а возраст адуляра в обсуждаемых месторождениях лежит в пределах 82.3–78.4 млн лет (таблица №2), что даёт нам возможность увязать эти события в единую эволюционную модель окраинно-континентального вулканизма и сопровождающийся гидротермальной деятельности в данном сегменте пояса. Скорее всего возраст эпитермальной минерализации в других сегментах и на других месторождениях будет отличаться.

Данные по областям молодого вулканизма показывают интервал между образованием главного кальдерного комплекса и высокотемпературных геотермальных систем, продуцирующих Au-Ag оруденение – не более 0.1 млн лет [7]. Это, согласно методу актуализма, по всей видимости, характерно и для всех эпитермальных месторождений в ОЧВП. Разница и погрешности определений возраста и вулканизма и минерализации определяются в этом случае только неоднократно проявленными на протяжении функционирования ОЧВП этапами гидротермальной проработки, соответственно, нарушениями Ar изотопных систем. Поэтому близкая к реальному возрасту дата может быть получена только при соблюдении чистоты отбора материала и многократном воспроизведении дат с надлежащим корректным представлением данных.

Таким образом, исходя из металлогенических данных, опубликованных и наших новых датировок по жильному адуляру из Au-Ag (LS) месторождений Эвенского рудного района намечается, что эпитермальная минерализация может быть связана с завершающей стадией кислого вулканизма, проявившегося непосредственно перед излиянием финальных «плато-базальтов» на стадии растяжения.

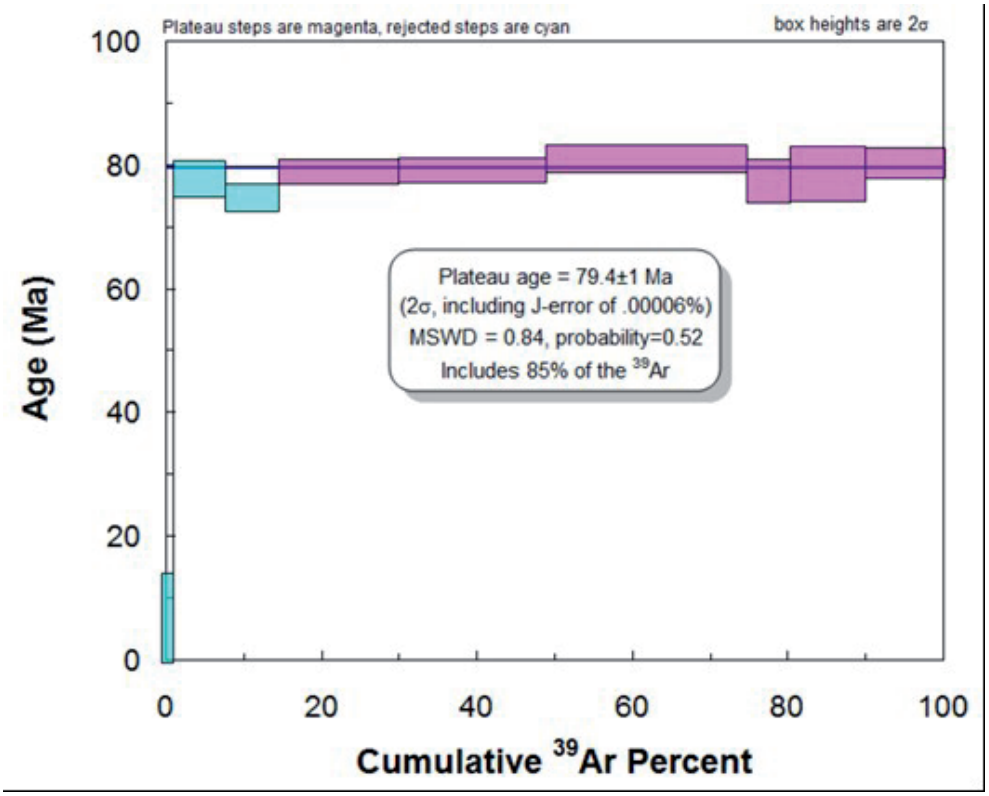


Рис.1. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования жильного адуляра из рудной зоны №1 месторождения Невенрекан: оценка возраста плато.

Таблица 1. Главные импульсы магматизма в ОЧВП [1].

		Возраст, млн лет
Импульсы активности	1 («нижние андезиты»)	106–98
	2 (кремнекислые)	94–91
	3 и 4 (преимущественно кремнекислые)	89–83.5
	5 («верхние базальты»)	79–76?
Всего для изученного фрагмента ОЧВП	включая «верхние базальты»	106–76
	не включая «верхние базальты»	106–80

Таблица 2. Результаты Ar-Ar и Rb-Sr-датирования возраста адуляра из руд золото-серебряных месторождений Эвенского рудного района.

Au-Ag (LS) месторождения и рудопроявления	Авторская оценка возраста, млн лет	Изотопный метод определения возраста	Литературный источник
Сопка Кварцевая	78.57±0.18 80.35±0.18	^{40}Ar-^{39}Ar	[4]
Ирбычан	82.45±0.19		
Рудопроявление Кегали	79.92±0.18		
Невенрекан	79.4±1		Данные авторов
Дальнее	80±5	Rb-Sr	[3]

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса // Петрология, 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.

2. Котляр И.Н. Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 159 с.

3. Кравцова Р.Г., Дриль С.И., Алмаз Я.А., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Первые данные по Rb–Sr возрасту и изотопному составу золото–серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенский рудный район, Северо–Восток России) // Доклады Академии Наук, 2009. Т.428. № 2. С. 240–243.

4. Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые ^{40}Ar-^{39}Ar-определения возраста руд // Докл. АН, 1997. Т. 356. № 5. С. 665–658.

5. Полин В.Ф. О кайнозойском вулканизме Северного-Приохотья. // Тихоокеанская геология, 2019. Т.38. №5. С. 105–118.

6. Akinin V. V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the international conference on arctic margins VI. pp. Fairbanks, Alaska, 2011. P. 171–193

7. Guillou-Frottier L., Burov E.B., Mile´si J.P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2000. V. 102. P. 339–361.

8. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition an epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication, 2003. 10. P. 315–343.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО РЕГИОНА И ПЕРВООЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ ОБЪЕКТОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «САЛЮТ»)

А.О. Соболев[1], В.И. Дубровин[2]

[1] ООО «Геоконсалт Групп», г. Санкт-Петербург, e-mail: saofeast@mail.ru

[2] ООО «Терней Золото», г. Дальнегорск

Кайнозойский металлогенический профиль восточной части Сихотэ-Алинского региона определяют, в первую очередь, эпитермальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления (Белая Гора, Бухтянка, Салют, Союз, Милоградовское и др.). Геологические и вещественные особенности, совместно с данными по абсолютному возрасту, однозначно свидетельствуют о связи данных месторождений и рудопроявлений с эоцен-олигоценовой базальт-трахидацит-риолитовой ассоциацией (суворовский, кузнецовский, брусиловский, кедровский, колчанский вулканические комплексы).

Кайнозойские рифтогенные вулканические ассоциации локально представлены в окраинно-континентальной части Востока Азии. Они резко отличаются вещественным составом, обстановкой формирования и структурной позицией от вулканитов собственно Восточно-Сихотэ-Алинского (ВСАВП) и Охотско-Чукотского (ОЧВП) вулканических поясов, в состав которых их включали ранее, и знаменуют принципиально иную геодинамическую обстановку [1, 2, 3, 4, 5]. В восточной части Сихотэ-Алинского региона в кайнозое проявлен следующий временной (эволюционный) ряд: базальт-трахидацито-риолитовая ассоциация (эоцен-олигоцен)-андезит-базальтовая (миоцен)- базальтовая (плиоцен-четвертичный период) [1]. В целом рифтогенные образования приурочены к глубинным нарушениям, преимущественно широтного и северо-восточного простирания, и выполняют грабенообразные депрессии.

Особенности эпитермальных месторождений региона рассмотрены в докладе на примере месторождения «Салют», расположеного на водораздельной части хребта Сихотэ-Алинь в истоках р.Светловодная и рек Соболевка и Панькова. Месторождение было открыто в 1972 году, но только в 2014–2019 гг. было разведано в соответствии с современными требованиями. К настоящему времени месторождение вскрыто горными выработками (свыше 3000 м^3) и

разбурено на глубину скважинами общей длиной свыше 45 км. Рудное поле месторождения располагается в пределах Салютовского купола, находящегося в пределах Соболевской вулкано-тектонической депрессии. Месторождение состоит из двух участков – Салют, находящийся в восточной части рудного поля и Орион в западной части. Общая площадь рудного поля составляет около 90 км², она имеет вытянутую в субширотном направлении форму с размерами 8х12 км. Золото – серебряная минерализация концентрируется во флюорит-кварцевых, в меньшей мере в кварцевых, адуляр-кварцевых жилах и минерализованных зонах. Минерализованные тела залегают круто среди средне- и низкотемпературных пропилитов и локально проявленных адуляр-кварцевых и гидрослюдисто- кварцевых метасоматитов. Они представлены морфологически изменчивыми жилами с четкими контактами, переходящими по простиранию и падению в прожилковые жилообразные и минерализованные зоны сложного строения с границами, зачастую определяемыми по данным опробования. Формирование месторождения было длительным и многостадийным. Среди минерализованных зон по вещественному составу, отражающему в какой-то мере и отдельные крупные стадии минералообразования выделяются: 1 – сульфидные, 2 – убого-сульфидные, золото-серебро-содержащие. Рудное поле золото-серебряного месторождения «Салют» имеет весьма сложное строение и представлено сразу четырьмя типами оруденения определяющим морфологию рудных тел. Наибольшее распространение получило оруденение, приуроченное к зонам разломов и трещинным, в меньшей степени проявлено оруденение, приуроченное к дайкам и вулканическим аппаратам. В ходе проведения геолого-разведочных работ в период 2012–2020 гг. была произведена переоценка геолого-структурной модели месторождения. Были выявлены другие типы рудных зон, доказана значительная протяжённость рудных структур до 3 км. В большинстве своем ленточные минерализованные и жильные зоны с небольшими (короткими), менее 100 м, и средними – от 100 до 300 м – жилами, в пределах которых оруденение носит блочный характер.Минерализованные и рудные зоны, отличающиеся друг от друга по степени и характеру минерализации и оруденения, тесно взаимосвязаны и имеют линейно вытянутую форму в северо-западном направлении протяженностью до 3 км, с мощностями от 2.5 до 40 м, падают преимущественно в юго-западном направлении с широким диапазоном углов залегания, от 25–40°, при которых практически представляют собой пластовые залежи и с углами падения до 85°–90°, представляющие жилообразные тела. В обоих случаях они представлены тектоническими нарушениями, редко вмещающими дайки. Пологопадающие минерализованные зоны, залегающие в толще эффузивных пород месторождения, выглядят как пачки мощностью от 10 до 40 м, сложенные метасоматически измененными породами, вмещающими от одного до трёх, залегающих пластообразно, гидротермальных тел, мощностью от 0.05 до 1.2 м, в разной степени оруденелых и меняющихся по составу в зависимости от смены соотношения и наличия в них основных жильных минералов кварца, флюорита и адуляра. В пологопадающих минерализованных зонах прерывистые рудные тела сопряжены с пластовыми жилами. В меньшей степени на рудном поле распространены крутопадающие метасоматические залежи весьма сложной формы, не имеющие четких границ, приуроченные к участкам пород, нарушенным резко направленными локальными нарушениями и трещинами, в пределах которых распределена прожилково-вкрапленная минерализация и локализованы непротяженные ветвящиеся жилы и линзы существенно кварцевого состава. Связь метасоматоза и минерализации месторождения Салют с салическими вулканитами олигоценового кедровского комплекса была показана В.К. Поповым [6]. Оценка mineral resources, согласно кодексу JORC-2012, месторождения Салют была проведена авторами на основе созданной блочной модели в ПО «MICROMINE», исходя из густоты сети разведки по следующим категориям: а) Indicated – области минерализованных тел, оцененные по разведочной сети 40 на 40 м и б) Inferred – области минерализованных тел, не удовлетворяющие критериям отнесения ресурсов к категории Indicated и оцененные по разведочной сети 80 на 80 м. Эти категории в РФ примерно соответствуют запасам категории C_2.Суммарное количество золота, в золотом эквиваленте, на 2018 г. составляет более 11 т.

Рекомендуемая практика переоценки золото-серебряных месторождений южной части Восточно-Сихотэ-Алинского региона, исходя из опыта работ на месторождении «Салют», заключается в следующем:

1.Комплексная оценка ранее проведённых геолого-разведочных работ;

2.Маркшейдерская привязка горных выработок, скважин и ситуации позволяющая составить планы масштаба 1: 500;

2. Уточнение положения рудных тел путём механизированной проходки траншей, канав;

3. Разбуривание современной буровой техникой по сети, позволяющей оценить рудные зоны,

4. Обеспечение современной аналитики и метрологии определений золота и серебра,

5. Наличие геолого-поисковой модели месторождения;

6. Проведение геолого-разведочных работ и аналитических исследований одновременно с учётом требований ГКЗ и международных стандартов (кодексы JORC-2012, NI43-101).

Первоочередной предпосылкой выявления новых золото-серебряных месторождений в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского региона является выделение вулканитов необоснованно упразднённого ранее эоцен-олигоценового брусиловского комплекса, проявленного в пределах Милоградовской, Верхне-Аввакумовской, Зеркальнинской и других полигенных вулкано-тектонических структур [3,4,7]. Именно с этим комплексом предполагается связь золото-серебряной минерализации, выявленной ранее в различных частях Ольгинского, Кавалеровского, Дальнегорского иТернейского районах Приморского края в процессе проведения геологического картирования вулканических комплексов в масштабе 1:50000. Проводимые с 1995 г. работы по созданию «Государственной геологической карты России масштаба 1:200000» не привели к открытию и переоценке в южной части Приморского края ни одного золото-серебряного рудопроявления или месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок, Москва, 1995. 217с.

2. Соболев А.О. Рифтогенез и Au-Ag месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов / Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем, СПб, 1999. С.128–129.

3. Соболев А.О., Костин А.Е. Кайнозойский рифтогенный вулканизм южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и проблема выделения брусиловского комплекса // Эволюция петрогенеза и дифференциациявещества Земли. Т.1. Апатиты: 2005. С 237–239.

4. СоболевА.О., Шарпёнок Л.Н., Костин А.Е. Золото-серебряное оруденение и трахибазальт-трахириолитовые ассоциации вулканических поясов Центральной и Восточной Азии / Тектоника и Металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 536–538.

5. Соболев А.О. Металлогения кайнозойских золото-серебряных месторождений территории Восточно-Сихотэ-Алинского пояса / Золото северного обрамления Пацифика, Магадан, 2011. С.149–151.

6. Попов В.К. Особенности связи золото-серебряногооруденения с вулканизмом палеогеновой базальт-липаритовой серии Восточного Сихотэ-Алиня // В кн.: Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 31–42.

7. Sobolev A.O. Rifting and gold-silver ore deposits of East Sikhote-Alin and Okhotsk-Chukotka volcanic belts // Metallogeny of the Pacific North-west: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins, Vladivostok, 2004. P.545–546.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ГИПОГЕННО-ГИПЕРГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НЕВАДИЙСКОГО ТИПА НА ВОСТОКЕ РОССИИ

В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: khomich79@mail.ru; boriskina2000@mail.ru

Большеобъемные месторождения золота невадийского (карлинского) типа, преимущественно размещенные среди протерозой-фанерозойских терригенно-карбонатных толщ, являются весьма привлекательными ресурсопоставляющими объектами для добывающих компаний.

За годы, прошедшие со времени обнаружения первых проявлений такого благороднометального оруденения в РФ (1950 г., Куранах, Центрально-Алданский район, Южная Якутия) и США (1960 г., Карлин, Невада), а также начала их эксплуатации (1965 г., США и 1967 г., СССР), ему уделяется пристальное внимание специалистов разного (геолого-минералогического, геохимического, технологического, горного и др.) профиля. Комплексность исследований обеспечила ускоренное создание новых схем извлечения из руд тонкодисперсного и мелкого золота, снижение себестоимости его добычи и, в целом, высокую эффективность производственной деятельности горно-обогатительных комбинатов.

Впечатляющая результативность деятельности ГОКов обусловила сохранение до настоящего времени повышенного интереса исследователей к этому типу оруденения и оценке возможностей золотоносных регионов по дальнейшей реализации потенциала минерально-сырьевой базы. Поэтому геологи продолжают детальное изучение минерально-геохимического состава и физико-химических характеристик оруденения, особенностей его размещения в гипогенно-гипергенно преобразованных породах, морфологии золотоносных залежей, их соотношений с магматическими до-, син- и пострудными образованиями, иными формационно-минеральными типами месторождений в рудных узлах, районах и провинциях, участвуют в создании альтернативных геолого-генетических, прогнозно-поисковых моделей.

Длительный период изучения геохимических особенностей месторождений невадийского геолого-промышленного типа привел исследователей к неодинаковой трактовке природы золотого оруденения. Одни специалисты в своих представлениях учитывают данные о сульфидно-карбонатном составе и повышенной углеродистости рудо-вмещающих пород, предопределенных спецификой седиментационных бассейнов, формировавшихся в зонах влияния глубинных разломов. Считается, что разломы обеспечивали питание известковистых и алевро-пелитовых толщ углеродом и такими компонентами флюидной фазы как, Au, ЭПГ, Ni, Fe, As и др. При этом допускается, что значительная часть восстановленных газов, мигрируя далее, при благоприятных условиях (экранировании, появлении структурных ловушек) могла участвовать и в создании нефтегазовых залежей. Многими предполагается, что в подобных случаях залежи представляют собой син- и (или) надрудные ореолы крупных благороднометальных месторождений. Другие специалисты развивают представления о разной (порфировой магматогенной, метаморфогенной) первичной (догипергенной) природе рассматриваемых благороднометальных месторождений, но существенно преобразованных в зоне окисления. Различия в трактовке генеза обеспечивали увеличение числа сравниваемых объектов, заслуживающих оценки, но сказывались на снижении четкости критериев их прогноза и поисков.

В последние десятилетия много внимания уделяется решению существующих дискуссионных проблем возникновения месторождений невадийского типа. Они касаются

литологических, стратиграфических, структурно-тектонических и геодинамических факторов, повлиявших на формирование оруденения, определение источников вещества [4, 7, 6]. Вместе с тем, практически всеми исследователями признается, что первостепенно важным их прогнозно-поисковым и оценочным критерием является присутствие на изучаемых площадях мощных апокарбонатных кор выветривания и зон окисления.

Из минералогических, а соответственно и геохимических признаков золотого оруденения невадийского типа чаще других указывают на присутствие пирита (особенно мышьяковистого), марказита, арсенопирита, антимонита, киновари, дисперсного золота, реальгара, аурипигмента, самородных мышьяка и серы, иногда блеклых руд, висмутина, барита и флюорита, то есть Au, As, Tl, Ag, Hg, Sb, Bi и др. Они обычно распространены в пластовых, субпластовых, реже жилообразных гидротермокарстообразных, штокверкоподобных телах в джаспероидах, метасоматических ореолах окремнения, а также кальцитизации и аргиллизации.

В разрезах вмещающих пород довольно часто рудоносными являются контактовые участки смены известковистых алевролитов, песчано-алевритисто-карбонатных углеродистых пород доломитового состава и терригенно-кремнисто-вулканомиктовых отложений. Они характерны для краевых и перикратонных прогибов древних платформ, карбонатно-плитного комплекса последних, подвергшихся тектоно-магматической активизации (ТМА). Процессам ТМА соответствуют разнотипные магматические комплексы. Эндо- и экзоконтакты их тел, обладавшие при образовании активным газово-флюидным режимом и повышенным тепловым потоком, расположены на переменном удалении от рудоносных зон.

К созданию современных моделей золотоносных объектов невадийского типа привлекаются палеогеодинамические данные, свидетельствующие о событиях, при которых создавались элементы архитектуры золотоносных регионов, где выявлены подобные месторождения. Имеется в виду проявленность в провинциях производных континентального рифтогенеза с последующим возникновением пассивных окраин, где формировались протерозойско-фанерозойские известняковые породы. Затем последующая продолжительная история орогенеза с возникновением крупных складчатых форм (типа антеклиз и синеклиз), масштабных проявлений магматизма (типа батолитов и плутонов), развитием разломообразования, субдукционных процессов, очередной активизации, обеспечивавшей проницаемость приоткрывающихся глубинных миграционных каналов. Обращается внимание, что, имевшие место при субдукционных процессах, явления декомпрессии в зонах влияния трансформных разломов приводили к возникновению в подокеанской мантии высокотемпературных расплавов, содержащих восстановленные газы, другие компоненты флюидно-энергетической фазы. И те, и другие мигрировали через серпентиниты сейсмо-фокальной зоны (СФЗ) в мантийный клин, подконтинентальную астеносферу, верхнюю метасоматизирующуюся мантию и низы земной коры. Здесь возникали первичные магматические очаги, над дериватами которых формировались рудоносные вулкано-плутонические системы. В их составе, особенно в местах, где, с одной стороны, сочетались проницаемые для флюидов пористые и кавернозные терригенно-известковистые породы, а с другой - непроницаемые водоупоры, создавались благоприятные условия для формирования нефтегазовых залежей и сложных РМС, порфировой частью которых могли быть и месторождения невадийского типа.

Отметим, что, по нашим представлениям, современные модели месторождений и узлов невадийского типа должны опираться на три дополнительных обстоятельства, учитывающих: вероятность ярусного расположения месторождений среди рудовмещающих толщ (1), возможность значительной фациальной их изменчивости (2), размещенность над палеотрансформными разломами и сопряженными с ними мантийными плюмами (3). Особенность обозначенной геодинамической позиции золотоносных площадей подтверждается невадийскими, южноякутскими и южнокитайскими примерами [5, 7, 6]. Открытие на Аляске золотоносных проявлений невадийского типа среди существенно терригенных толщ [4] свидетельствует о возможно более широкой фациальной вариабельности рудовмещающих

отложений. А примеры выявления месторождений невадийского типа в РФ, США, КНР и других странах не только среди венд-кембрийских, палеозойских, но и мезозойских толщ (к тому же на разном гипсометрическом и стратиграфическом уровнях) указывают на необходимость более тщательной заверки золотоносности всего рудовмещающего разреза.

Исходя из учета перечисленных выше обстоятельств, на востоке РФ заслуживают специальной оценки глубокие гипсометрические уровни Куранахского узла (Центрально-Алданский рудный район), где еще на разведочной стадии буровыми скважинами была вскрыта прожилковая битумоид-кальцитовая минерализация с высокими содержаниями Au [2]. Об этом же свидетельствует и разная пространственная ориентация золотоносных тел Тас-Юряхского рудного поля (Курун-Уряхский узел, Южная Якутия) и Кет-Капского узла (Тимптоно-Учурский рудный район). Заслуживают доизучения Средне- и Верхнеамгинское золоторудные проявления, прежде выделенные Л.В. Эйришем [3]. Они расположены на продолжении проекции палеотрансформного разлома, контролирующего положение Инагли-Кондер-Феклистовского магма-металлогенического пояса, которому принадлежат Тимптоно-Учурский, Центрально-Алданский рудные районы, а также многие узлы ЮВ Забайкалья [7, 2]. В свете изложенного привлекают внимание и сахалинские проявления реальгара, аурипигмента, антимонита и киновари, выявленные на Тымовском фланге Рукутамо-Армуданского золотоносного пояса [1], но остающиеся недостаточно изученными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данченко В.Я. Геологическое положение и вещественно-генетические типы оруденения редких и благородных металлов в Южно-Охотском регионе Тихоокеанского обрамления. Южно-Сахалинск, ИМГиГ Сахалинского научного центра ДВО РАН, 2003. 227 с.

2. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы коренных месторождений золота Забайкалья и Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 1. С. 70–96.

3. Эйриш Л.В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа // Тихоокеанская геология, 1998. № 4. С. 72–79.

4. Arehart G.B., Ressel M., Carne R., et al. A Comparison of Carlin-type Deposits in Nevada and Yukon // Society of Economic Geologists, 2013. Special Publication. V. 17. Ch. 13. P. 389–401.

5. Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L. et al. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models // Society of Economic Geologists, 2005. Economic Geology 100th Anniversary Volume. P. 451–484.

6. Jiang Zhu, Zhaochong Zhang, M.Santosh et al. Carlin-style gold province linked to the extinct Emeishan plume // Earth and Planetary Science Letters, 2020. V. 530. P. 115940.

7. Khomich, V.G., Boriskina, N.G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // Gondwana Research, 2014. V. 26. Is. 3–4. P.816–833.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Акинин В.В. 176
Алексеев В.И. 79
Андросов Д.В. 171
Архипов М.В. 25
Бабичев А.В. 127
Бадрединов З.Г. 13
Баянова Т.Б. 97
Беловежец Н.Н. 80, 82
Бережнев Я.М. 80, 82
Беспечный В.Н. 72
Бискэ Г.С. 52
Бишаев Ю.А. 83
Борискина Н.Г. 142, 182
Бронников А.К. 30
Буслов М.М. 16, 83, 139
Бутвина В.Г. 85
Ван К.В. 100
Вах А.С. 148
Веливецкая Т.А. 147
Викентьев И.В. 155
Воробей С.С. 85
Высоцкий С.В. 88
Гаранин В.К. 85
Генералова Л.В. 19
Гладкочуб Д.П. 86, 102
Глухов А.Н. 145, 176
Гнилко О.М. 19
Гнилко С.Р. 19
Голич А.Н. 88
Голозубов В.В. 22, 47
Горячев Н.А. 147, 148
Гребенникова А.А. 148
Гребенников А.В. 34, 116
Гурова А.В. 63
Гурьянов В.А. 91
Дербеко И.М. 94
Диденко А.Н. 25, 50
Добкин С.Н. 91
Доброшевский К.Н. 148, 171
Докукина К.А. 97, 100
Донская Т.В. 86, 102
Дубровин В.И. 179
Елисеева О.А. 152
Желдак М.В. 22
Зайцев А.В. 28
Иванников С.И. 171
Иванова Ю.Н. 155
Игнатьев А.В. 147
Кайгородова Е.Н. 103, 158
Калашникова Т.В. 106
Каменецкий В.С. 160
Каплун В.Б. 30
Карабцов А.А. 148
Кармышева И.В. 108
Касаткин С.А. 22, 25, 34, 47
Кислов Е.В. 160
Конилов А.Н. 100
Коновалова Е.А. 111, 134
Коновалова Н.С. 25
Конопелько Д.Л. 52
Королева О.В. 127
Корольков А.Т. 163
Костин А.Е. 122
Костровицкий С.И. 106
Котлер П.Д. 52
Крук Н.Н. 38, 50
Кудрин М.В. 165
Кудымов А.В. 50
Кулаков И.Ю. 80, 82
Курбанова Д.У. 174
Лавренчук А.В. 131
Лиханов И.И. 40, 113
Май Чонг Ту 147
Максимов С.О. 43, 116
Малиновский А.И. 22, 47
Марковский Б.А. 13
Мартынов Ю.А. 129
Маруяма Ш. 63
Медников С.Л. 50
Митрохин А.Н. 168
Мишин Л.Ф. 111, 134
Молчанов В.П. 171
Неволин П.Л. 168
Нуртаев Б.С. 174
Обут О.Т. 52
Окина О.И. 97
Перфилова А.А. 52, 63
Петухова Л.Л. 91
Пипко М.С. 122
Пожиленко В.И. 100
Ползуненков Г.О. 176
Полин В.Ф. 119, 122
Полуфунтикова Л.И. 165
Полянский О.П. 127
Портнягин М.В. 136
Потапов И.Л. 55
Прийменко В.В. 145, 176
Прокопьев А.В. 127
Пыстин А.М. 55
Пыстина Ю.И. 55, 57
Развозжаева Е.П. 60
Раткин В.В. 152
Ревердатто В.В. 127
Рыбин А.В. 129

Савинский И.А. 63
Сафонова И.Ю. 52, 63, 65
Сафонов О.Г. 85
Сафронов П.П. 129
Селиванов А.Е. 72
Семенова Д.В. 108
Сенс-Шёнфельдер К. 82
Скляров Е.В. 131
Смирнов Ю.В. 67
Соболев А.О. 122, 179
Соловьева Л.В. 106
Сугоракова А.М. 108
Талтыкин Ю.В. 111, 134
Тарасов Я.А. 165
Тихомирова А.И. 25
Тихомирова А.Н. 91
Тихомиров Д.В. 152
Тихомиров П.Л. 119
Тобелко Д.П. 136
Травин А.В. 119, 176
Тюкова Е.Э. 155
Урунов Б.Н. 69
Уткин В.П. 168
Федосеев Д.Г. 34
Фидлер М.А. 139
Фомина М.И. 145
Фридовский В.Ю. 165
Ханчук А.И. 65, 119
Хомич В.Г. 142, 182
Хомяк Л.Н. 19
Хубанов В.Б. 97
Цай О.Г. 174
Чан Чонг Хоа 147
Чугаев А.В. 158
Шапиро Н.М. 80, 82
Шапорина М.Н. 72
Шешуков В.С. 97
Элбакидзе Е.А. 75
Юдаков А.А. 171
Яковлев В.А. 108