

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук

Дальневосточный федеральный университет

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ
И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

Материалы

Второй Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток, 17–20 сентября 2014 г.

Владивосток
2014

Russian Academy of Sciences
Far Eastern Branch
Far East Geological Institute

Far Eastern Federal University

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

Proceedings of Second Russian Scientific Conference
with foreign participants
Vladivostok, 17–20 September 2014

Vladivostok
2014

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. 372 с.
ISBN 978-5-8044-1483-0

В настоящий сборник вошли доклады Второй Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Тематика докладов включает различные аспекты изучения геологических процессов в зонах субдукции, коллизии 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.

Председатель программного комитета
академик А.И. Ханчук

Материалы опубликованы в авторской редакции

*Конференция проведена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-20269-2)*

Geological processes in the lithospheric plates subduction, collision, and slide environments.
Proceedings of Second Russian scientific conference with foreign participants. Vladivostok/Russia:
17–20 September 2014. Vladivostok: Dalnauka, 2014. 372 p.
ISBN 978-5-8044-1483-0

This is collection of papers submitted to the Second Russian scientific conference with foreign participants “Geological processes in the lithospheric plates subduction, collision, and slide environments”. The participants reported on various aspects of geological processes in zones of subduction, collision and sliding 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.

PROGRAM COMMITTEE CHAIRMAN:

Khanchuk A.I., Academician of the Russian Academy of Sciences

Substance and drawing performance of the papers in this volume are the responsibility of authors

Conference is financially supported by:

Russian Foundation for Fundamental Research (grant # 14-05-20269-2)

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ	15
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулканизм Охотоморского склона Центральных Курил	16
Бяков А.С., Ведерников И.Л. Седиментогенез в пермских задуговых бассейнах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии)	18
Бяков А.С., Ведерников И.Л. Сравнение глинистых пород Балыгычанского, Аян-Юряхского и Верхоянского бассейнов (Северо-Восток Азии): диагностика скрытой пирокластики и геодинамическая интерпретация условий осадконакопления	21
Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Восель Ю.С. Посткембрийский коллизионный коллаж Северо-Муйского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса	24
Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Природа дисперсной минеральной примеси в углеродистых кремневых породах Сихотэ-Алиня	27
Гирина О.А. О некоторых особенностях тектоники Северной группы вулканов Камчатки	30
Гнилко О.М. Аккреционные призмы Западных и Восточных Флишевых Карпат и сдвиговая природа их сочленения	33
Голозубов В.В., Касаткин С.А., Фунг Ван Фатъ Дислокации меловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна	37
Горнов П.Ю. Тепловое поле в различных обстановках зон взаимодействия литосферных плит северо-востока Азии	39
Гранник В.М. Развитие Восточно-Сахалинской островодужной системы Охотоморского региона в геологических обстановках субдукции, скольжения и коллизии литосферных плит	42
Гранник В.М. Центрально-Сахалинский коллизионный шов: геологические процессы и этапы формирования	45
Губанова М.А. Реологическая расслоенность тектоносферы Дальнего Востока России в распределениях магнитуд землетрясений	48
Диденко А.Н., Тихомирова А.И., Кудымов А.В. Палеомагнетизм и геодинамика Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского мезозойских комплексов северного Сихотэ-Алиня	50
Докукина К.А. Тектонические брекчии: свидетельства палеосейсмических дислокаций в зоне мезоархейской субдукции (Беломорская эклогитовая провинция)	52
Желдак М.В., Касаткин С.А., Голозубов В.В. Этапы деформаций пород полуострова Муравьева-Амурского и прилегающих территорий	55
Зябрев С.В. Мезозойские субдукционные комплексы в аккреционных и коллизионных системах: состав, структура и стратиграфия	57
Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Сейсмотектонические деформации фронтальной зоны складчатого обрамления Колымо-Омолонского супертеррейна	59

Казанский Б.А.	Аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля Курило-Камчатского желоба	61
Касаткин С.А.	Современная геодинамика сейсмофокальной зоны Яванского жёлоба	64
Кемкин И.В., Кемкина Р.А.	Фациальные обстановки накопления кремневых пород Сихотэ-Алиня (геохимические данные): Свидетельства мезозойской субдукции вдоль восточной окраины Азии	67
Кириллова Г.Л.	Тектоно-седиментационная модель формирования меловой Восточноазиатской континентальной окраины юго-восточной России	70
Лепешко В.В., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И.	Признаки кайнозойских деформаций в структурах граничных поверхностей Азиатско-Тихоокеанского сочленения	71
Малиновский А.И.	Обстановки меловой седиментации в Западно-Сахалинском террейне по вещественному составу терригенных пород	74
Медведева С.А.	Геохимические особенности мезозойских терригенных пород Буреинского осадочного бассейна	76
Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б.	Морфоструктура и нелинейная геодинамика Тихоокеанской окраины Азии	79
Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.	Структурно-динамические особенности оперяющих разрывов как поисково-разведочные критерии оценки жильных и штокверковых тел	82
Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.	Складчатость Центрального Приморья: тектоника, контроль интрузивов и золотого оруденения	85
Нечаюк А.Е.	О смене направления регионального сжатия в северной части Японского моря в плиоцен-четвертичное время	89
Петрищевский А.М.	Двухъярусная коллизия литосферных плит на Северо-Востоке Азии (обобщение реологических гравитационных моделей)	92
Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.	Транстенсивные структуры в коре и мантии Нижнего Приамурья (гравитационные модели)	95
Погорелова Е.Ю.	Абшероно-Прибалханский порог – зона субдукции как источник нефтегазогенерации	98
Попова М.В., Соболев П.Н.	Петрографические и петрофизические характеристики пород в полосе опорного геофизического профиля 3-ДВ (г. Сковородино – пос. Мякит)	100
Прытков А.С., Василенко Н.Ф.	Современная геодинамика Северного Сахалина после Нефтегорского землетрясения 1995 г. по данным GPS наблюдений	103
Рапацкая Л.А.	Об онтогенезе углеводородов в Северо – Китайском нефтегазоносном бассейне	105
Рассказов С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н.	Структура, кайнозойский вулканизм и текущие деформации коры Тункинской долины, юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны	108
Резницкий Л.З., Школьник С.И., Травин А.В., Бараш И.Г.	Покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна как индикатор раннепалеозойской аккреции террейнов Байкал-Хубсугульского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса	110

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.	
Геодинамические процессы в переходной зоне Евразийский континент – Тихий океан	113
Розен О.М.	
Структура и эволюция Сибирского кратона	116
Розен О.М.	
Коровые ксенолиты в кимберлитах и метаморфиты Сибирского кратона: нижняя кора выдвинута на поверхность?	118
Романова А.В.	
Условия осадконакопления и растворимости карбонатов в Охотском море на границе плейстоцена-голоцена (по данным фораминиферового анализа)	120
Татаринов В.Н.	
Гипотеза развития геодинамического процесса в регионе при катастрофическом землетрясении Tohoku-Oki	122
Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Горнов П.Ю., Стусь Ю.Ф., Калиш Е.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Носов Д.А., Сизиков И.С.	
Косейсмические эффекты различного типа по данным космической геодезии и гравиметрии	125
Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Соловьёв В.М., Шибаетов С.В.	
Структура и геодинамическая обстановка в зоне сочленения тектонических плит на северо-востоке Азии	128
Уткин В.П.	
Что определяет сдвиговый тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: тектоническая активность океанических плит или Азиатского континента?	130
Цуканов Н.В.	
Островодужные террейны Камчатки: строение, состав и геодинамика	134
Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Жарков Р.В.	
Углеводородные и другие природные газы Курильской островной дуги	137
Юшманов Ю.П.	
Сдвиговые структуры и закономерности размещения золотой минерализации в Пильда-Лимурийском рудном районе (Нижний Амур)	140
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	143
Акинин В.В.	
Возраст фундамента и эволюция магматизма в континентальном обрамлении восточной Арктики: U–Pb, O и Hf изотопные систематики цирконов	144
Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.	
Изотопно-геохимическая систематика и природа циркона из ультрабазитов массива Узьянский Крака (Южный Урал)	145
Баскина В.А.	
Структурная позиция и металлогеническая роль палеогеновых базальтовых даек Приморья	148
Берзин С.В.	
Акцессорная хромовая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов маринского комплекса в обрамлении Ревдинского массива (Средний Урал)	151
Берзин С.В., Кудрин К.Ю.	
Фрагменты задугово-спрединговых офиолитовых комплексов в структуре Урала	154
Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В.	
Временные и пространственные закономерности размещения и геодинамические условия проявления неоген-четвертичного эксплозивного вулканизма Большого Кавказа	157

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. Генерация гранитных расплавов в зоне перехода континент-океан (на примере Восточного Сихотэ-Алиня)	159
Васильев Ю.Р., Гора М.П., Шевко А.Я. Особенности петрологии крупнообъемных меймечит-пикритовых ассоциаций из разноструктурных регионов Сибири, Приморья и Камчатки	162
Войнова И.П. Типы вулканитов в Сихотэ-Алинской аккреционной системе (петрогеохимия, геодинамические ретроспекции)	165
Воронцов А.А. Реконструкция субдукционных механизмов формирования девонских магм под Минусинской котловиной (Алтае-Саянская область) по геологическим и изотопно-геохимическим данным	168
Гоневчук В.Г., Чугаев А.В., Гореликова Н.В., Гоневчук Г.А., Семеняк Б.И., Гольцман Ю.В., Бортников Н.С. Магматизм и рудообразование Баджальской вулканической зоны (среднее Приамурье): предварительные геохимические и изотопно-геохимические данные	170
Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Орехов А.А. Трахиандезит-монцитонитовые комплексы Кавалеровского и Комсомольского оловорудных районов: особенности генезиса и рудоносности	173
Гореликова Н.В., Чижова И.А., Дербек И.М., Гоневчук В.Г., Бычкова Я.В. Особенности оловоносного магматизма вулканических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса	176
Гребенников А.В. Классификация А-гранитов и сопутствующих им вулканических пород	179
Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А. Источники магматических расплавов вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка)	184
Дербек И.М., Чугаев А.В., Бортников Н.С., Олейникова Т.И. Магматические свидетельства позднемезозойской субдукционной обстановки в пределах Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса	187
Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Галенчикова Л.Т. Кварц гранитоидов Тас-Кыстабытского магматического пояса как индикатор их условий формирования и металлогенической специализации (северо-восток Якутии)	191
Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Природа ксеногенных блоков метапелитов в гранитоидах Верхисетского массива, Средний Урал	194
Козловский А.М., Ярмлюк В.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Саватенков В.М. Позднепалеозойский анорогенный магматизм Гобийского Алтая (Монголия): завершение субдукции или мантийный плюм?	197
Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Особенность магматических процессов при формировании Дальневосточного габбро-анартозитового пояса	200
Крук Н.Н., Голозубов В.В., Tsutsumi Y., Yokoyama K., Касаткин С.А. Гранитоиды острова Русский: геологическая позиция, состав, возраст и возможная тектоническая обстановка формирования	203
Кудряшова Е.А., Ярмлюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. Источники позднекайнозойского внутриплитного магматизма Хангая (Центральная Монголия): влияние мантийного плюма или субдукция?	205
Лебедев В.А. Миоценовый магматизм центральной Армении: геохронология и источники вещества магм	208
Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дегтярев А.В., Остапенко Д.С., Мартынов А.Ю. Базальты острова Матуа (центральные Курилы): изотопно-геохимическая эволюция и вопросы геодинамики	210

Невструев В.Г., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Бердников Н.В. Криптовулканические древние породы Малого Хингана	213
Осипова Т.А. Интрузивный магматизм коллизионного этапа Южного и Среднего Урала – состав, источники (Sm–Nd, Rb–Sr и U–Pb данные)	216
Парфенов А.В. Образование и развитие позднечетвертичного Казбекского вулканического центра (Большой Кавказ) в условиях сложной геодинамической обстановки	218
Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Этапы развития магматической системы массива Шивелуч (Камчатка) по результатам геохронологических и термобарогеохимических исследований	221
Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Чащин А.А., Флеров Г.Б., Травин А.В., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: геохимия и геохронология	224
Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Петровский М.Н., Баянова Т.Б. Вариации P–T параметров тектонометаморфизма в пределах сдвиговой зоны Лапландско-Беломорского шва области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков	227
Пипко М.С., Сахно В.Г. Первая находка комендитов в южном Приморье: геология, изотопная и геохимическая характеристика, глубинные источники	230
Ползуниев Г.О. Оценка P, T– условий кристаллизации гранитоидов Велиткенайского гранит-мигматитового массива (арктическое побережье Чукотки) по данным минеральной термобарометрии и термобарогеохимии	233
Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселев В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Баринов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Полихронность становления формации щелочных пород в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: результаты изотопной периодизации	235
Полин В.Ф., Чащин А.А., Нечаюк О.Е., Чащин С.А., Коновалова Н.П., Баранова Л.В. Редокс-условия кристаллизации полиформационных магматитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита	238
Полянский О.П., Сухоруков В.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В. Термо-тектоническое численное моделирование надвигообразования и формирования мигматитов коллизионной зоны Монгольского Алтая	242
Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Шишкина Т.А. Роль флюидов и расплавов из океанической плиты в окислении мантийных источников островодужных магм	244
Русин А.И., Вализер П.М., Русин И.А. НР–УНР ассоциации континентальной рифтовой и коллизионной стадий формирования Урала	246
Салихов Д.Н. Каменноугольный магматизм в Магнитогорской аккреционно-коллизионной структуре Южного Урала	249
Скляр Е.В., Федоровский В.С., Лавренчук В.С. Процессы минглинга в системах косо́й коллизии (на примере Западного Прибайкалья)	252
Скузоватов С.Ю., Куликова К.В., Скляр Е.В., Шацкий В.С., Ванг К.-Л. Новые данные о возрасте метаморфизма пород Южно-Муйской глыбы (Северно-Восточное Забайкалье)	255
Старикова А.Е., Скляр Е.В. Мелилитосодержащие парагенезисы в породах Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): особенности состава и проблема генезиса	257

Степнова Ю.А., Гребенников А.В., Гвоздев В.И. Петролого-геохимические особенности щелочных гранитоидов Бровничанского комплекса (Приморский край, РФ)	260
Сухоруков В.П., Полянский О.П., Зиновьев С.В. Реконструкция геодинамической обстановки формирования Цэлского террейна (Монгольский Алтай) на основании химической неоднородности в гранате	262
Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Геохимия метабазитов колпаковской серии Среднего хребта Камчатки как отражение сиалической природы фундамента	263
Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Петрология мелового гранитоидного магматизма Среднего хребта Камчатки	266
Холоднов В.В. Гранитоидный магматизм и рудоносность Среднего Урала (Тагильская и Восточно-Уральская мегазоны) на этапах смены геодинамических обстановок в S_2 - D_1 и D_3 - C_2	269
Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Бурмакина Г.Н. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье	272
Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Травин А.В., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д. Неогеновый вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия)	275
Чащин А.А., Чекрыжов И.Ю., Йокояма К., Цуцуми Ю., Блохин М.Г. Возраст и изотопно-геохимические характеристики адакитоподобных пород Западного Приморья	278
Шардакова Г.Ю., Савельев В.П. Новые данные о составе и возрасте коллизионных гранитоидов разных структурных зон Среднего-Южного Урала	281
Шевко Е.П., Бортникова С.Б., Жарков Р.В. Формирование геохимического состава термальных растворов на действующих вулканах островных дуг (на примере в. Головнина, остров Кунашир, Россия)	284
Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Гарбе-Шёнберг Д., Миронов Н.Л. Поведение халькофильных элементов при дифференциации островодужных магм на примере толеитовой серии северной части офиолитов Троодос (о. Кипр)	288
Шкодзинский В.С. Происхождение различных кислых магм (модель горячей аккреции Земли)	290
Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Карманов Н.С., Брянский Н.В. Процессы кристаллизационной дифференциации в происхождении трахиандезит–трахит–комендитовой ассоциации пород вулкана Белоголовский (Камчатка) по данным EDS и LA-ICP-MS исследований	293
Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Магматизм и закономерности формирования конвергентных границ, сформированных над горячими полями мантии (на примере позднемезозойской – кайнозойской магматической провинции Востока Азии)	295
РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	299
Бердников Н.В., Невструев В.Г., Нечаев В.П. Условия образования углеродистых с благороднометальной минерализацией толщ восточной части Буреинского массива	300
Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Дьячков Б.А., Гаськов И.В., Гусев Н.И., Мартынов Ю.А., Осипова Т.А., Анникова И.Ю. Корреляция средне-позднепалеозойского магматизма и оруденения Южного Урала и Алтая как отражение зон скольжения литосферных плит при становлении Евразийского континента	303
Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. Мезозойская металлогения Южно-Верхоянского синклинория	304

Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Степанов В.А., Горячев Н.А., Вах А.С. Минералогия и вопросы генезиса Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край Россия)	307
Горячев Н.А., Гвоздев В.И., Вах А.С. Металлогения российского Дальнего Востока	310
Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л., Матвеев А.В., Алексеев М.И. Пристановой коллизионный пояс – новая платиноносная медь-кобальт-никелевая провинция (юго-восточное обрамление Сибирской платформы)	312
Дриль С.И., Сасим С.А., Прокофьев В.Ю., Герасимов Н.С., Владимирова Т.А., Ильина Н.Н., Спиридонов А.М. Природа вариаций изотопного состава Рb в полиметаллических рудах Акатуевской и Новоширокинской рудно-магматических систем Восточного Забайкалья	315
Ерохин Ю.В., Попов М.П., Хиллер В.В. Изменение хромитовых руд при участии бериллиеносных флюидов	318
Ивин В.В. Многометалльная (олово-полиметаллически-золото-серебряная) минерализация Кумирного месторождения (Нижне-Таежный узел) как возможный рудогенный индикатор перестройки геодинамических режимов при формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса	320
Карась О.А., Раткин В.В. Природа бороносных магматических комплексов ВСАВП: геохимические данные и расплавные включения	322
Кондратьева Л.А., Зайцев А.И. Типохимизм кварца месторождения Задержное (Южное Верхоянье)	324
Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Коллизионные процессы на границы литосферных плит и их влияния на образования месторождений золота, олова и титана в пределах Дальневосточного региона	327
Корстелев П.Г., Гоневчук В.Г., Семяняк Б.И., Гореликова Н.В. Редкоземельные элементы в оловорудных месторождениях юга Дальнего Востока России	330
Косарев А.М. Палеовулканические пояса Южного Урала, геодинамические реконструкции, колчеданоносность ...	331
Костюк О.В., Генералова Л.В., Гнилко О.М. Геодинамические условия формирования медесодержащих мел-эоценовых пестроцветных горизонтов скибовой зоны (Украинские Карпаты)	334
Кузьмина О.Н. Геологические и минералого-геохимические факторы формирования золото-сульфидной минерализации Западной Калбы (Восточный Казахстан)	336
Лебедев В.А. Девдоракское медное месторождение (Большой Кавказ) как пример полихронной рудно-магматической системы, развивавшейся в различных геотектонических обстановках в мезозое – позднем кайнозое	339
Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. Вещественный состав и Os-изотопная систематика минералов платиновой группы из хромититов ультрамафитового массива Нурали (Южный Урал)	342
Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. Микроскопическое и наноразмерное золото месторождения Пионер (Приамурье)	345
Нигай Е.В. Особенности металлогении полосы профиля 3-ДВ и сопредельных территорий	348
Нуртаев Б.С. Сутурные зоны Южного Тянь-Шаня и условия формирования крупных месторождений полезных ископаемых	351

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А., Комарова В.С., Приходько В.С.	
Минералы платиновой группы в сульфидных рудах месторождения Кун-Манье (юго-восток Алдано-Станового щита)	354
Раткин В.В., Карась О.А., Чугаев А.В.	
Природа бор-олово-полиметаллической субпровинции Южного Сихотэ-Алиня	355
Раткин В.В., Андросов Д.В., Карась О.А.	
Фтор-полиметаллическое рудообразование раннепалеозойских континентальных окраин (Буряя-Ханкайский супертеррейн и Сино-Корейский щит)	358
Розулина Л.И., Калажоков Х.Х.	
Элементы платиновой группы в W-скарновом Лермонтовском месторождении – показатель глубинности рудоносных флюидов	361
Черепанов А.А.	
Платиноносность черных сланцев северной части Хабаровского края	364
Шевырев С.Л., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.	
Локализация рудно-россыпных проявлений благородных металлов Дальнего Востока России по космическим данным	366
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	369

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

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³, Новикова П.Н.³,
Рашидов В.А.⁴, Трусов А.А.⁵

¹РГГУ им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, yuri_blokh@mail.ru

²Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома, vbond@list.ru

³Горный институт УрО РАН, г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, rashidva@kscnet.ru

⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва, trusov@aerogeo.ru

Центральное звено Курильской островной дуги (КОД) протягивается приблизительно на 180 км от пролива Крузенштерна до пролива Буссоль и не является однородным (рис.). Здесь можно выделить четыре морфоструктурных участка: о. Матуа – пр. Надежды, о. Расшуа – о-ва Ушишир, пр. Рикорда – пр. Дианы и район о. Симушир [4-6].

Границы между этими участками условно можно провести по самой глубокой юго-западной части пролива Надежды, проливу Рикорда и юго-западнее бухты Броутона на о. Симушир. Имеющиеся оригинальные данные, полученные в 8 комплексных геолого-геофизических экспедициях на НИС «Вулканолог» [7], позволяют предположить, что границы этих участков соответствуют зонам крупных, преимущественно правосторонних, сбросо-сдвигов. Об этом свидетельствует и наблюдаемое последовательное смещение островных блоков от о. Симушир до о. Матуа в юго-восточном направлении. Амплитуда горизонтальных смещений изменяется здесь от 2-3 до 6-8 км. К предполагаемым зонам сбросо-сдвигов, или к оперяющим их разломам, приурочено большинство подводных вулканов Охотоморского склона Центральных Курил.

Здесь насчитывается 18 подводных вулканов (рис.), 13 из которых являются островершинными, а 5 – плосковершинными. Подводные вулканы, как правило, образуют цепочки или зоны разного направления. Большинство морфологически выраженных вулканических построек, по-видимому, располагается на каком-то более древнем вулканическом основании дочетвертичного возраста.

Относительные высоты подводных вулканов изменяются в диапазоне от 550 до 2900 м, размеры основания – от 4×4 км до 17,5×15 км, а объёмы – в диапазоне от 7 до 250 км³. Основания многих вулканов перекрыты осадками мощностью 200–1100 м. Вулканические постройки сложены разнообразными породами – от базальтов до риодацитов.

Изучение магнитных свойств драгированных пород показало, что они резко дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Остаточная намагниченность изменяется в диапазоне 0,01-43,28 А/м, а магнитная восприимчивость – в диапазоне $(3,06-65,94) \times 10^{-3}$ ед. СИ. Основными носителями намагниченности в изученных образцах являются зерна титаномагнетита различной доменной структуры.

В магнитном поле ΔT_a большинство подводных вулканов Центральных Курил выражены не слишком контрастно и к ним приурочены аномалии с амплитудой, не превышающей 100-200 нТл. Отчетливо проявляются в магнитном поле подводный вулканический массив Рикорда (4,6), подводные вулканы Юбилейный (5,1) и Лисянского (5,6), к которым приурочены положительные аномалии с амплитудой 300-1000 А/м.

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований, выполненная с помощью оригинальной технологии моделирования данных гидромагнитной съемки, в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволила выделить в пределах построек подводного вулканического массива Рикорда и подводного вулкана Юбилейный периферические магматические очаги и определить направления их подводящих каналов [1-3].

Большая крутизна и значительная высота Охотоморского склона КОД, а также высокая сейсмичность этого региона способствуют формированию на склонах крупных структур отседания и развитию обвально-оползневых процессов. В Центральных Курилах в пределах Северо-Симуширской вулканической зоны к востоку от о. Матуа и о. Расшуа обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих «висячее» положение на крутых склонах, обрушение которых может привести к возникновению цунами со стороны Охотского моря. Крупные структуры отседания развиты в нижней и средней частях Охотоморского склона Центральных Курил на всем протяжении от о. Матуа до о. Кетой.

Выявленные по данным сейсмоакустических исследований фрагменты погребенных поверхностей выравнивания в районе островов Ушишир и Матуа позволяют предполагать, что в четвертичное время Центральные Курилы испытали значительное опускание от первых сотен метров до 1 км. Современные острова на участке КОД от пролива Рикорда до пролива Крузенштерна сформировались, по-видимому, на древнем погруженном основании за счет активной вулканической деятельности, и, возможно, некоторого тектонического поднятия в позднечетвертичное время.

Ведущую роль в формировании современного рельефа Центральных Курил играют тектонические процессы. При этом в современном рельефе, в основном, находят отражение движения по разломам, субпараллельным простиранию КОД или проходящим под острым углом к этому на-

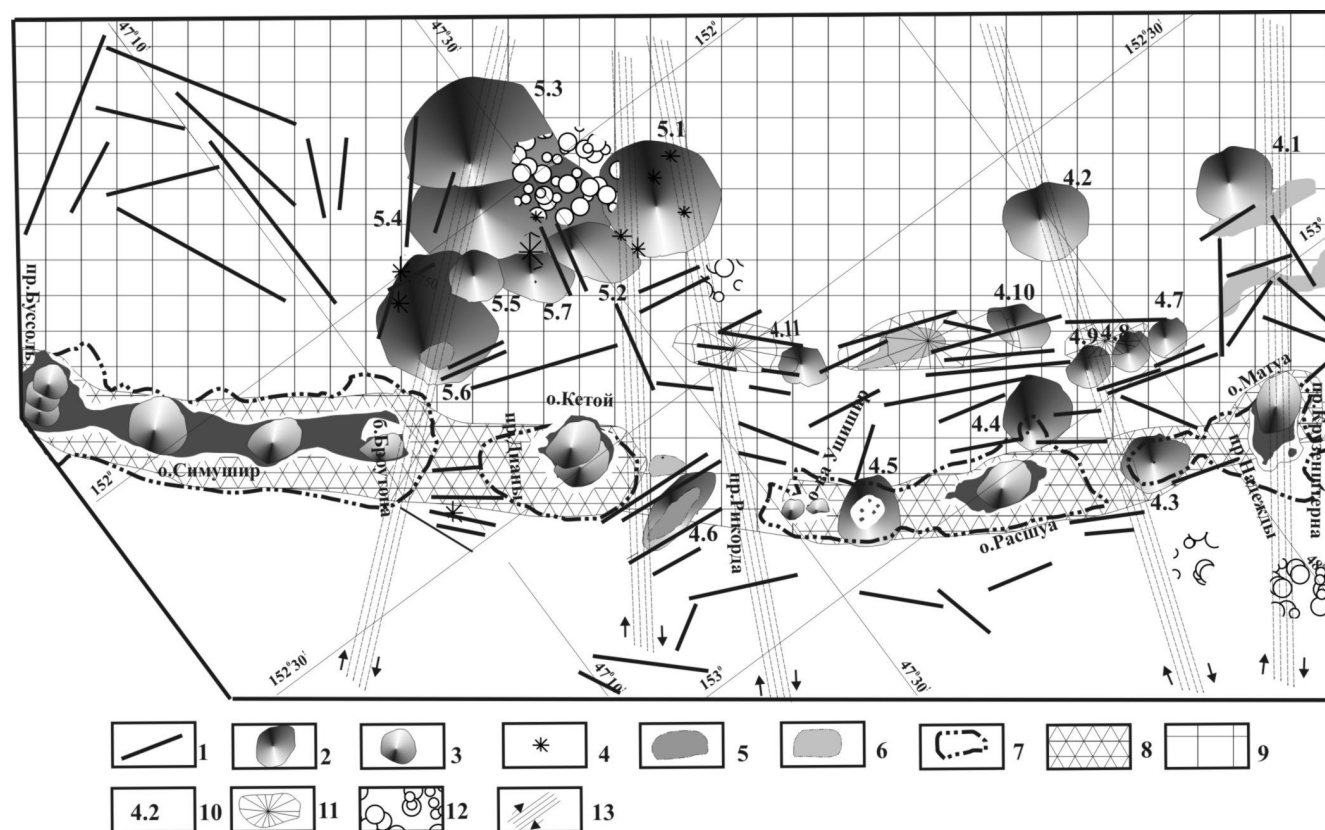


Рис. 1. Тектоническая схема Центрального звена Курильской островной дуги: 1 – разломы, выявленные по данным сейсмоакустических исследований; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические конусы и экструзии; 5-6 – плоские участки дна на глубинах до 140-160 м, соответствующие голоценовому повышению уровня моря (5), и на глубинах более 160 м (6); 7 – внешняя бровка приостровного шельфа; 8 – участки, испытывающие поднятие; 9 – участки, в пределах которых предполагается опускание дна моря; 10 – номера подводных вулканов согласно [7]; 11 – крупные структуры отседания на склоне КОД; 12 – участки распространения оползневых процессов; 13 – предполагаемые зоны сдвиговых дислокаций (стрелками показано направление смещений).

правлению. Также в формировании рельефа значительную роль играют вулканические и эрозионные процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а, 12-05-00414-а).

ЛИТЕРАТУРА:

- 1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2005. № 2. Вып. 6. С. 67-76.
- 2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А. Трусов А.А.** Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 167-173.
- 3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25-29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62-65.
- 4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Геоморфология и тектоника Средних Курил // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М: ГЕОС, 2007. С. 32-33.
- 5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Особенности неотектоники центрального звена Курильской островной дуги // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум. 5-9 сентября 2011 г. Материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 390-393.
- 6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Подводные вулканы Центральных Курил // Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 21-25 ноября 2011 года, г. Екатеринбург. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 404-406.
- 7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги.** Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПЕРМСКИХ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ ОХОТСКО-ТАЙГОНОССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Бяков А.С.^{1,2}, Ведерников И.Л.¹

*¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, stratigr@neisri.ru*

²Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

Система задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой (Охотский, Аян-Юрхский, Балыгычанский, Нявленгинский и Тайгоносский) представляет большой интерес как в научном, так и в практическом отношении. Здесь встречаются разные по генезису отложения, но наиболее широко распространены глубоководные осадки, образование которых происходило в пределах континентального склона и его подножия, в частности, различные типы гравититов. В современном тектоническом плане рассматриваемым бассейнам отвечают, соответственно, Охотский массив (террейн) и его обрамление, Аян-Юрхский антиклинорий, Балыгычанский блок, Арmano-Вилигинская складчатая зона и Тайгоноская зона, расположенные в Северном Приохотье.

Помимо особой геодинамической специфики, обусловленной связью с вышеназванной дугой, и как следствие этого, присутствием в разрезе различных вулканитов и продуктов их размыва, эти бассейны занимают промежуточное положение между пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона (Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем) и системой Колымо-Омолонских бассейнов, ныне входящих в состав т.н. Колымо-Омолонского супертеррейна. Поэтому рассмо-

трение особенностей седиментации и палеогеографических характеристик упомянутых задуговых бассейнов представляется весьма важным и интересным.

Пермские отложения Охотского бассейна представлены мощным (до 7 км), сложно построенным комплексом континентальных и морских (мелководных и глубоководных) отложений, широко распространены вулканиты различного состава [7]. По северо-восточной периферии бассейна фиксируются фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами различных гравититов (макрофации турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов [2]). Достаточно широко распространена особая разновидность дебритов – диамиктиты, объединенные в атканскую свиту. Верхи пермского разреза северо-восточной периферии Охотского бассейна представлены макрофацией мелководных прибрежных песчаников. Охотский бассейн, кроме своей северо-восточной периферии в течение почти всей перми был относительно мелководным, а в его центральной части накапливались континентальные отложения [7].

Аян-Юряхский бассейн на протяжении всей своей истории характеризовался глубоководным седиментогенезом. Его осадки представлены почти исключительно гравититами [2], среди которых широко распространены макрофации различных турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов. Наибольший интерес представляет особая разновидность дебритов – диамиктиты, образующие атканскую свиту. Именно с ней связана большая часть коренных месторождений золота Аян-Юряхского антиклинория, в том числе одно из крупнейших в мире – Наталкинское, прогнозные запасы которого достигают около 2 тыс. тонн. Диамиктиты в Аян-Юряхском бассейне встречаются и на других интервалах пермского разреза (в частности, они характерны и для омчакской свиты, перекрывающей атканскую). Диамиктиты – своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в неслоистом алеврито-глинистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, представленного, в основном (до 90 %), вулканитами среднего и кислого состава. Подробно эти образования рассмотрены нами в ряде публикаций [2, 3 и др.]. Верхняя часть пермского разреза Аян-Юряхского бассейна представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья. Особенно показательными в отношении их вулканогенной природы являются глинистые разности пород Аян-Юряхского бассейна, обнаруживающие аномально высокое содержание кремнезема (до 73,4 вес.% в пересчете на нерастворимый остаток), что значительно отличает их от обычных глинистых сланцев, содержащих лишь 58% кремнезема. Морфолого-тектоническая природа Аян-Юряхского бассейна пока еще не до конца понятна. Ряд признаков (в частности, ромбоидальная в плане форма) позволяет отнести его к бассейнам типа *sphenochasm* или *pull-apart*.

Балыгычанский бассейн на протяжении большей части перми также был глубоководным и характеризовался накоплением различных типов гравититов. Лишь верхняя часть пермского разреза, также как и в Аян-Юряхском бассейне, представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов. Условия седиментации были сопоставимы с реконструируемыми в Аян-Юряхском троговом бассейне [1]. Сходен и петрофонд, характеризующийся значительной долей вулканитов, поступавших из Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Также как и в Аян-Юряхском бассейне, здесь присутствуют диамиктиты, но их мощность не превышает первых десятков метров. Рельеф дна Балыгычанского бассейна характеризовался значительной расчлененностью, что обусловило существенные фациальные изменения и перепады мощностей осадков на протяжении первых десятков километров.

Нявленгинский бассейн ранее нами включался в состав Балыгычанского бассейна [4, 5]. Полевые исследования 2010 г. и полученные предварительные результаты [4] позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного. Характер седиментогенеза во многом сходен с северо-восточной периферией Охотского бассейна. Специфичным является широкое развитие диамиктитов и вул-

канитов различного состава, в том числе присутствуют лавовые покровы базальтов, андезитов и риолитов небольшой (1–3 м) мощности.

Тайгоносский бассейн в пермский этап развития характеризовался накоплением мощной (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенных турбидитов, связанных с размывом синхронных вулканитов основного состава в пределах тайгоносского отрезка Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Нередко здесь отмечаются мощные пачки (до 400 м) туфов и лав базальтов [6 и др.].

Таким образом, рассмотренные задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги занимают особое место среди остальных пермских бассейнов северо-восточной Азии. Установлено, что снос обломочного материала во все бассейны происходил с юго-востока и юга (в современных координатах), где располагался Охотский микроконтинент и Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, поскольку в этом направлении возрастает грубозернистость пород, их мелководность, отмечаются континентальные фации, увеличивается количество вулканитов, среди них появляются лавы. Кроме общей геодинамической природы эти бассейны объединяют преимущественно глубоководные условия седиментации, ее лавинный характер (скорости осадконакопления на отдельных отрезках времени нередко достигали 1000 и более метров за 1 млн. лет, т.е. в 10 и более раз превосходили пороговое значение скорости лавинной седиментации). Связь с вулканической дугой определяет общий петрофонд этих бассейнов, представленный продуктами синхронного и субсинхронного переотложения различных вулканитов. Во многом сходен и характер биоты, состоящей преимущественно из редких представителей иноцерамоподобных двустворок, некоторых нукулид и брюхоногих моллюсков.

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 14-05-00217 и ДВО РАН, проект 12-III-A-08-189.

ЛИТЕРАТУРА:

1. **Бяков А.С.** Пермские отложения Балыгычанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
2. **Бяков А.С., Ведерников И.Л.** Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
3. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.
4. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.** Пермские отложения Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии): новые данные // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с международ. участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 67-68.
5. **Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.** Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005, № 5. С. 81-85.
6. **Жуланова И.Л., Петров А.Н., Бялобжеский С.Г., Ликман В.Б.** К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 135-154.
7. **Умитбаев Р.Б.** Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА, сер. палеонт. и бистр. Л.: НИИГА, 1963. Вып. 2. С. 5-15.

**СРАВНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД БАЛЫГЫЧАНСКОГО, АЯН-ЮРЯХСКОГО
И ВЕРХОЯНСКОГО БАССЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ):
ДИАГНОСТИКА СКРЫТОЙ ПИРОКЛАСТИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Бяков А.С.^{1,2}, Ведерников И.Л.¹

¹*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, stratigr@neisri.ru*

²*Северо-Восточный государственный университет
г. Магадан*

Вопрос присутствия в мезозоидах Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток Азии) пирокластического материала всегда вызывал повышенный интерес и неоднозначную трактовку разных исследователей. Большинство геологов традиционно считало (и многие считают до сих пор), что породы позднего палеозоя – раннего-среднего мезозоя практически лишены синхронной пирокластики. При этом микроскопически пирокластический материал действительно в подавляющем большинстве случаев не выявляется из-за сильной рассланцованности пород. Например, в шлифах сланцеватых аргиллитов из всех стратонов перми Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов видно, как наложенная система полигональных трещин, прокрашенных углестым веществом, делит породу на микролитоны и полностью маскирует и уничтожает первичные структуры.

В единичных случаях, там, где видна реликтовая структура породы, нами установлено, что основой этой полигональной системы трещин служат частицы девитрифицированного стекла пепловой размерности. Иногда в шлифах аргиллитов наблюдаются оскольчатые, значительно удлиненные, изредка – даже рогульчатые обломочки, но и этот убедительный признак вулканогенной обломочной составляющей стирается даже при средней рассланцовке, обычной для глинистых пород перми.

Интересные реликты пепловых структур удалось наблюдать в диамиктитах атканской свиты Аян-Юряхского бассейна [2]. В некоторых шлифах в матриксе диамиктитов, представленном неслоистой алеврито-глинистой массой, за крупными компетентными включениями в так называемых теневых двориках (двориках Core) частично сохраняется его реликтовая структура. Иногда отчетливо видно, что матрикс состоит из отдельных стекловатых обломков с неправильными рваными краями.

Такие же реликты пепловых структур встречаются и в других стратиграфических подразделениях по всему пермскому разрезу Аян-Юряхского бассейна. В ряде случаев видны рассеянные в матриксе столбчатые и рогульчатые пепловые частицы, в сумме составляющие не менее 10-20 % от общего их количества. В шлифе они имеют вид изогнутых палочек (0,01×0,1 мм), петелек, трехлучевых и четырехлучевых звездочек, серпиков. Частицы выполнены яснокристаллическим кварцем, иногда встречаются таблички плагиоклаза, меньшая часть замещена карбонатом.

Этот феномен характерен практически для всех стратонов и других пермских бассейнов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы – Балыгычанского, Охотского и Нявленгинского. Присутствие в двух последних на некоторых стратиграфических уровнях четко диагностированных разнообразных вулканитов (в том числе и лав кислого, среднего и основного составов) позволяет предполагать, что в рассланцованных глинистых породах пирокластический материал распространен гораздо более широко, чем это видно непосредственно в шлифах. Источником этого материала, очевидно, служила Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга (ОТВД), действие которой особенно активно проявилось в пермском периоде и завершилось на рубеже перми и триаса. Существование этой дуги находит в последнее время все большее и большее подтверждение.

дение [2 и др.]. В то же время никаких реликтов пирокластики в шлифах из нижнетриасовых толщ Аян-Юрхского и других бассейнов найти не удалось.

В результате проведенных нами исследований химического состава пород перми и триаса Аян-Юрхского бассейна довольно неожиданно выяснилось, что глинистые разности пермских пород имеют аномально высокое содержание кремнезема (в среднем 73,4 масс.% в пересчете на нерастворимый остаток) в отличие от обычных глинистых сланцев (58 % кремнезема [6]). В то же время, триасовые отложения Аян-Юрхского бассейна характеризуются гораздо более низким, по сравнению с пермскими, содержанием SiO_2 – около 60 %.

Для получения статистически более значимых данных нами был проведен массовый химический анализ глинистых разностей пермских (328 проб) и триасовых (30 проб) на три компонента (SiO_2 , Na_2O , K_2O), оказавшийся весьма информативным и полностью подтвердивший установленную закономерность [5]. Средние значения SiO_2 пермских пород оказались равны 64,67 %, триасовых – 60,0%. Сумма Na_2O и K_2O – соответственно, 5,84 % и 5,1 %. Сходные результаты были получены и по Балыгычанскому бассейну в целом [1]. Здесь среднее содержание кремнезема в пермских породах (101 проба) составило 64,4 %, а в триасовых (14 проб) – 62,3 %, содержание щелочей – соответственно 5,41 и 4,19 %. Несколько отличные, но в целом сходные результаты зафиксированы и для Оротуканской части Балыгычанского бассейна [3]. Среднее содержание кремнезема в пермских породах (53 пробы) здесь 66 %, в триасовых (44 пробы) – 58,37 %, содержание щелочей – соответственно 5,73 % и 5,28 %. Следует отметить, что все изученные отложения накапливались в глубоководных обстановках континентального склона или его подножия.

Высокие содержания кремнезема в анализах (при низком содержания обломочного кварца) в пермских породах, учитывая довольно широкое распространение вулканитов в ряде изученных бассейнов, было интерпретировано нами как свидетельство большого содержания в них пелитизированной кислой витрокластики [5].

В этой связи представляется интересным сравнить полученные результаты с данными по западному и южному секторам Верхоянского бассейна, формирование которого, как известно, было связано с пассивной континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона. К сожалению, такой же представительной выборки анализов в нашем распоряжении здесь не оказалось; тем не менее, мы попытались использовать для решения поставленной задачи некоторые доступные нам материалы.

Характеристика пород западного сектора Верхоянского бассейна основана на данных по 6 образцам аргиллитов нижнего триаса и 18 пермским образцам аргиллитов, любезно предоставленных Р.В. Кутыгиным (ИГАБМ СО РАН). Рассматриваемые материалы были получены во время изучения опорных разрезов по р. Хальпирки. Глинистые породы южного сектора Верхоянского бассейна (р. Сеторым, басс. р. Восточная Хандыга) представлены собственными 22 силикатными анализами аргиллитов нижнего триаса и шестью анализами верхнепермских пород (в том числе, использованы три анализа пород верхней перми, приведенные в работе [7]). Обстановки осадконакопления были здесь, очевидно, более мелководными по сравнению с Аян-Юрхским и Балыгычанским бассейнами и в целом соответствовали шельфу.

Имеющиеся массивы данных были вынесены на диаграмму $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, которая наглядно демонстрирует закономерные отличия рассматриваемых литохимических характеристик, как пермских, так и триасовых пород в разных бассейнах. На диаграмме видно, что положение полей фигуративных точек аргиллитов западного сектора Верхоянского бассейна значительно отличаются от соответствующих полей Аян-Юрхского и Балыгычанского бассейнов, а породы южного сектора Верхоянского бассейна характеризуются гораздо меньшими отличиями.

В целом такое распределение рассматриваемых особенностей литохимических характеристик можно вполне логично объяснить некоторым понижением содержания синхронного пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна по сравнению с Аян-Юрхским

и Балыгычанским и практически его отсутствием в западном секторе Верхоянского бассейна. Этот феномен хорошо согласуется с палеотектоническим положением и геодинамической природой сравниваемых бассейнов.

Аян-Юряхский и Балыгычанский бассейны являются задуговыми по отношению к ОТВД, а Верхоянский связан с пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона [4]. Значительное содержание пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна может быть легко объяснено влиянием ОТВД, активно поставлявшей сюда пирокластику [7].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 13-05-00520, 14-05-00217 и ДВО РАН, проект 12-III-A-08-189.

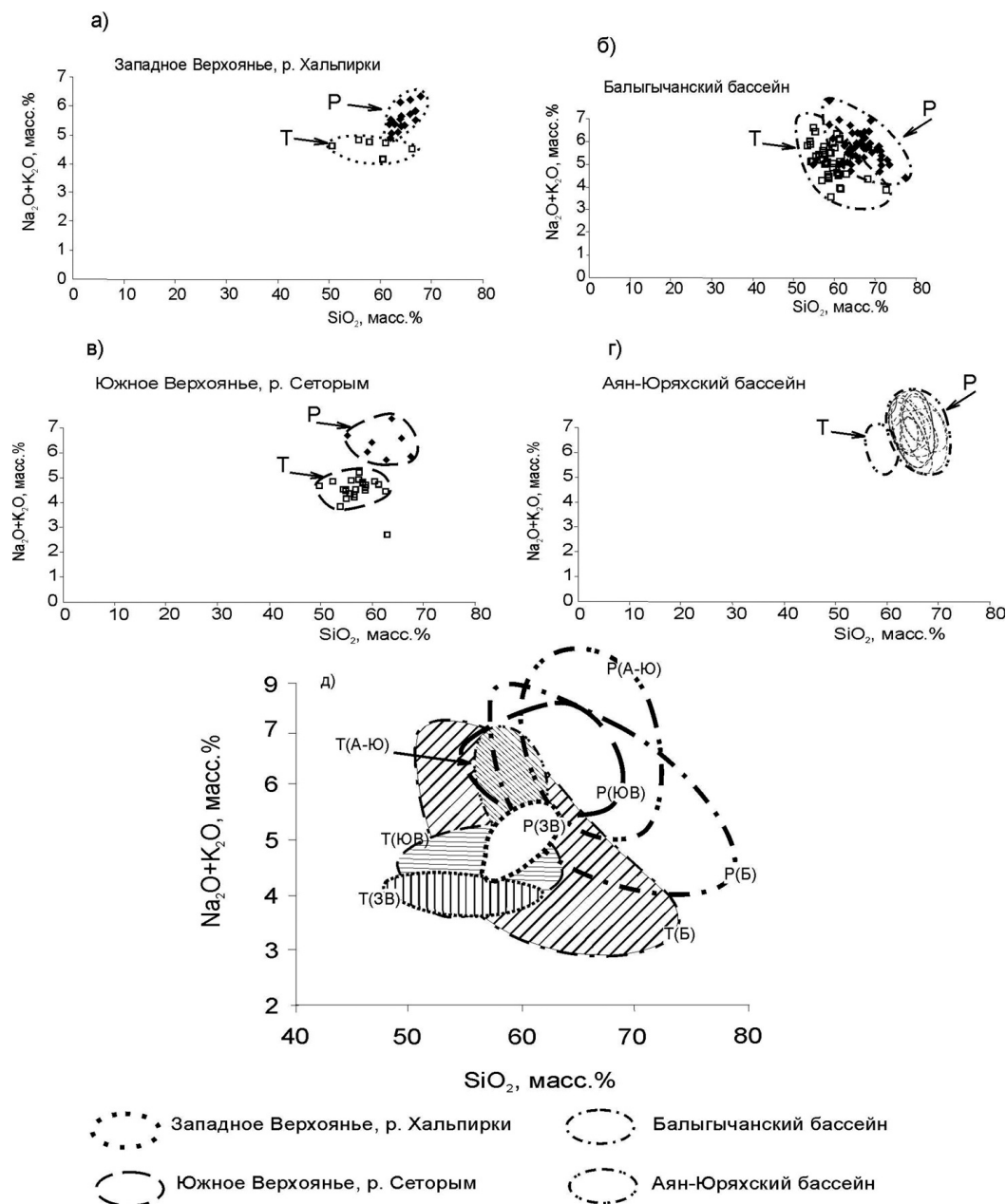


Рис. 1. Поля фигуративных точек пермских и триасовых аргиллитов на диаграмме Na₂O+K₂O–SiO₂ для разрезов: а – Западного Верхоянья (р. Хальпирки), б – Балыгычанского бассейна, в – Южного Верхоянья (р. Сеторым), г – Аян-Юряхского бассейна, д – всех четырех районов. Фигуративные точки пермских аргиллитов обозначены квадратами, триасовых – ромбами. На рис. д буквами обозначены пермские (P) и триасовые (Т) аргиллиты: (А-Ю) – Аян-Юряхского, (Б) – Балыгычанского, (ЗВ) – западного сектора Верхоянского, (ЮВ) – южного сектора Верхоянского бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бяков А.С.** Пермские отложения Балыгчанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
2. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.
3. **Бяков А.С., Лунева К.А.** Литохимические особенности пермских и триасовых пород Оротуканской части Балыгчанского бассейна (Северо-Восток России): интерпретация геодинамических условий осадконакопления // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 47-50.
4. **Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.** Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 81-85.
5. **Ведерников И.Л., Бяков А.С.** Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO₂, K₂O, Na₂O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 51-52.
6. **Петтиджон Ф.** Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
7. **Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.** Реконструкции источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // Отечественная геология, 2008. № 5. С. 119-127.

ПОСТКЕМБРИЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ КОЛЛАЖ СЕВЕРО-МУЙСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Вишневская И.А.^{1,2}, Каныгина Н.А.², Восель Ю.С.¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, vishia@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
г. Новосибирск*

Особый интерес при палеогеодинамических реконструкциях в пределах складчатых поясов вызывают микроконтиненты – древние континентальные блоки, имеющие в своем строении древний кристаллический фундамент и осадочный чехол. Эти тектонические блоки относятся к «экзотическим», т.к. без дополнительных исследований сложно судить об их принадлежности к определенным крупным континентам, таким, например, как Гондвана, Сибирь, Лаврентия, Балтика и др. В настоящий момент в пределах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) достаточно хорошо изученными микроконтинентами являются – Тувино-Монгольский и Дзобханский. В данном исследовании объектом исследований послужили кембрийские осадочные породы чехла Северо-Муйской глыбы, являющейся одной из слабо изученных тектонических структур в пределах Байкало-Муйской зоны рассматриваемого складчатого пояса.

Северо-Муйская глыба сложена, как предполагается, раннедокембрийскими породами [3, 6]. Нижне- и верхнеархейские породы джалтукской серии, осиновской и тастахской толщ, находятся в тектонических соотношениях и слагают серию тектонических блоков северо-восточного простирания. Карбонатно-терригенные образования парамской серии трансгрессивно залегают на архейских породах и отделены от последних крупным перерывом и структурно-метаморфическим несогласием. Породы парамской серии перекрываются отложениями келянской серии (свиты), сложенной песчаниками, алевролитами, песчанистыми и алевролитовыми сланцами, туффитами. С вулканитами ассоциируют породы габбро-диорит-плагиогранитного «муйского» комплекса (812±19 млн. лет). Выше усть-келянской толщи с резким угловым и метаморфическим несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования тулуинской толщи, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, полевошпат-кварц-серицитовыми, кварц-полевошпат-хлоритовыми, кварц-полевошпат-эпидот-хлоритовыми сланцами, перемежающимися с туфами и кислыми эффузивами. Степень преобразования пород тулуинской толщи не превышает на-

чальной ступени зеленосланцевого метаморфизма. Докембрийские образования перекрыты терригенно-карбонатными породами мамканской серии и карбонатными породами янгудской свиты. Последняя сложена в основном светлыми, серыми и темно-серыми известняками параллельно-слоистыми плитчатыми с остатками фауны. Для базальных горизонтов янгудской свиты наблюдается постепенный переход от терригенных отложений мамканской свит, в верхней части которой наблюдается увеличение доли карбонатного материала. Отложения янгудской свиты представляют заключительный этап осадконакопления, вскрытый на территории Северо-Муйской глыбы, и свидетельствуют о пассивном платформенном режиме развития. Вопрос времени установления этого режима, а также принадлежности Северо-Муйского блока к окраине Сибирского континента в венде-кембрии до сих пор остается открытым

Для уточнения интервала карбоната накопления был привлечен метод C и Sr-изотопной хемотратиграфии. В результате установлено, что значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует около нуля без значительных экскурсов в положительную или отрицательную сторону (от -0,4 до +1,9 ‰, в среднем +0,5 ‰). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных доломитах янгудской свиты изменяется в интервале от 0,7081 до 0,7088. Такие значения характерны для разрезов карбонатных пород, формировавшихся 530-510 млн. лет назад [7]. Далее были сопоставлены кембрийские разрезы различных регионов по изотопным характеристикам. Корреляция с венд-кембрийскими разрезами чехлов микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса позволила установить одновременность накопления карбонатных отложений янгудской свиты и пород верхней части боксонской и хубсугульской серий [2] Тувино-Монгольского микроконтинента, баянгольской свиты Дзабханского блока, сорнинской свиты [5] Батеневского террейна. По всем литолого-петрографическим признакам породы этих подразделений принадлежат к отложениям пассивно-континентальных обстановок и представляют чехольные образования указанных блоков, находившихся в венде-кембрии на удалении от Сибирской платформы.

Одновозрастные янгудским карбонатам отложения на территории южной периферии Сибирской платформы представлены породами Иркутского амфитеатра [1], нохтуйской свиты [4] и других. Эти подразделения сложены в основном карбонатами с прослоями эвапоритов (гипсов), что указывает на накопление их в изолированных или полузамкнутых водоемах (лагунные обстановки, сэбхи) континента, а не на открытом шельфе. Несмотря на одновременность их накопления изотопный состав углерода и кислорода этих подразделений различен.

Таким образом, относить раннекембрийские карбонатные отложения янгудской свиты к перекрывающим отложениям, свидетельствующим об окончании коллизионных процессов в пределах юга Сибирской платформы, не корректно. В это время на территории платформы преобладала терригенная седиментация. Накопление карбонатов происходило в отшнурованных изолированных бассейнах, а не в пределах открытого шельфа. В виду этого различия в обстановках осадконакопления более достоверно судить о накоплении в раннем кембрии карбонатных пород янгудской свиты в пределах отдельного Северо-Муйского блока в Палеоазиатском океане вне связи с шельфом Сибирской платформы.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 12-05-33076, 12-05-00569 и 14-05-31013.

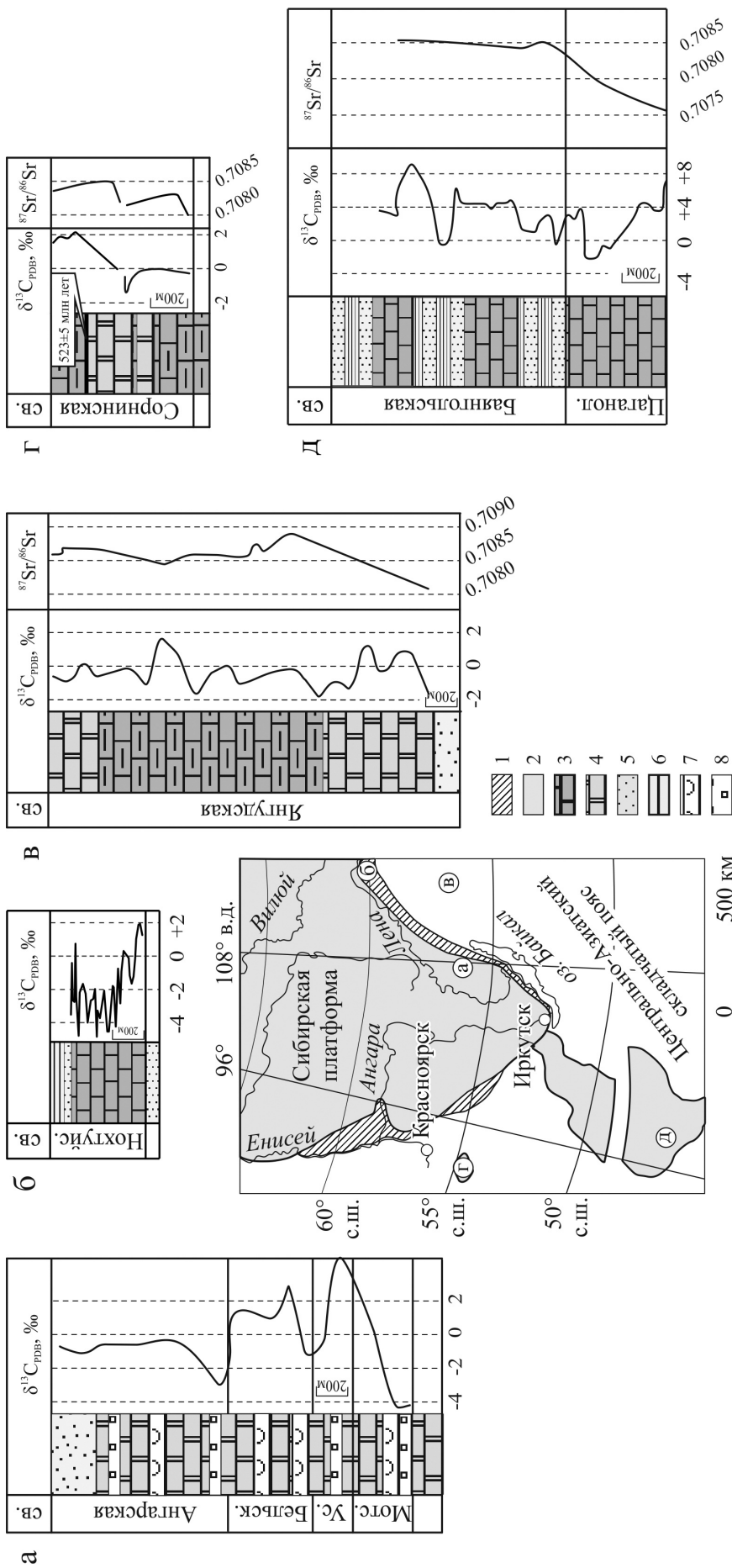


Рис. 1. Сопоставление изотопных данных для раннекембрийских отложений Сибирской платформы и микроконтинентов ЦАСП. Условные обозначения: 1 – венд-кембрийские осадочные породы Сибирской платформы; 2 – континентальные блоки; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – гипсы; 8 – каменная соль; буквы в кружочках соответствуют нумерации разрезов: а – породы Юго-Востока Сибирской платформы, Иркутский амфитеатр [1]; б – нохуйской свиты [4]; в – карбонатных отложений Северо-Муйской глыбы, описанных в этой работе; г – карбонатного чехла Батенецкого блока [5]; д – карбонатных пород чехла Дзэбанского микроконтинента [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Минаева М.А., Покровский Б.Г.** Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщение 3. изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 3. С. 301-310.
2. **Вишневская И.А., Летникова Е.Ф.** Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 6. С. 741-763.
3. **Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А.** Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 77-86.
4. **Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.** Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18. № 5. С. 28-41.
5. **Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В.** Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 10. С. 1466-1487.
6. **Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Шалаев В.С., Амелин Ю.В., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корр., 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.
7. **Melezhik V.A., Roberts D., Zwaan K.B., Gorokhov M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Pokrovsky B.G.** Isotopic stratigraphy suggests Neoproterozoic ages and Laurentian ancestry for high-grade marbles from the north-central Norwegian caledonides // Geological Magazine, 2002. Т. 139. N 4. С. 375-393.

ПРИРОДА ДИСПЕРСНОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ПРИМЕСИ В УГЛЕРОДИСТЫХ КРЕМНЕВЫХ ПОРОДАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Волохин Ю.Г., Карабцов А.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, yvolokhin@mail.ru*

Позднеоленекские и анизийские углеродистые силициты (фтаниты и глинистые фтаниты) Сихотэ-Алиня представляют радиоляриевые и спикелево-радиоляриевые кремни, с варьирующим содержанием кремнезема микрофоссилий и халцедон-кварцевого цемента породы ($\text{SiO}_2\text{св.} > 50\%$), глинистых минералов и примеси органического вещества ($C_{\text{орг}} = 0,3-8,5\%$). По сравнению с другими осадочными породами углеродистые силициты Сихотэ-Алиня отличаются повышенными содержаниями ряда рудных элементов. Минеральные формы нахождения рудных элементов и характер локализации минералов-концентраторов несут генетическую информацию, способствующую расшифровке условий их накопления.

В углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня установлено около 60 минералов [1]. Самородные элементы представлены Au, Ag, Cu, Fe, W, Ni и Se. Среди интерметаллидов распространены соединения меди с цинком, реже с оловом (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn), а также соединения никеля с медью, цинком и кадмием ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.). Во фтанитах бассейнов р. Огородная и р. Бол. Улитка присутствуют аурикуприд, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Из сульфидов повсеместно преобладает пирит; встречаются Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты. Распространены сфалерит, галенит, халькопирит, реже встречается аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравонит, кобальтин, глаукот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена и селениды (например, клаусталит – PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из сульфатов обычно встречаются ярозит и барит, в отдельных разрезах – целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды присутствуют в углеродистых прожилках и порах и представлены сильвином, галитом и K-Na-хлоридами. Местами присутствуют йодаты вида $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$ (бас. р. Корейская). Окислы представлены магнетитом, гематитом, TiO_2 (преимущественно рутилом), реже ильменитом. Окислы и гидроокислы железа вида FeOОН и $\text{FeOОН} \times n\text{H}_2\text{O}$ (гётит и гидрогётит либо их полиморфы) широко распространены, как материал заполняющий и окаймляющий первичные (реликтовые) поры породы, а также как продукт окисления и замещения пирита.

Фтанитокварциты разреза по р. Бол. Улитка содержат редкоземельные окислы (церианит?), уранинит и окислы висмута – бисмит или силленит. В метаморфизованных фтанитах присутствуют родонит и спессартин. Среди силикатов наиболее распространены циркон, тюрингит, шамозит, встречаются ферросилилит и сфен. В глинистых фтанитах бассейна р. Дальней установлены боросиликаты, преимущественно, датолит и данбурит. Карбонаты представлены кальцитом, реже, доломитом, анкеритом и сидеритом. Среди вольфрамовых обычен шеелит, местами встречается вольфрамит. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом останков конодонтов или других организмов с фосфатными скелетами (рис., фото 3). В кварц-углеродистых прожилках присутствуют карбонат-фторапатиты содержащие редкоземельные элементы. Глинистые фтаниты повсеместно содержат монацит, реже – ксенотим, а местами (р. Корейская) – гоацит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \times [\text{OH}]_5 \times \text{H}_2\text{O}$).

Выделяются минералы, заключенные в кварцевом цементе породы, которые в большинстве представляют аллотигенные минералы, поступавшие в осадок на стадии отложения радиоляриевого ила, а также минералы, кристаллизовавшиеся в диагенезе, до литификации и окремнения радиоляриевого ила. К аллотигенным относятся, в основном, устойчивые минералы тяжелой фракции, среди которых преобладают, монацит, рутил или другие полиморфные модификации TiO_2 , циркон, ксенотим, значительная часть магнетита (рис., фото 1-4). К этой же группе относятся апатиты биогенных фрагментов, локализующиеся в тонких прослоях, и, возможно, часть касситерита. В обломочной примеси также установлены зерна кварца, кислых полевых шпатов и фосфатные биогенные фрагменты. Местами, углеродистые силициты обнаруживают следы микроэрозии кремнистого ила и содержат фрагменты пород размывавшихся подстилающих слоев: кремней, фтанитов, алевроаргиллитов, а также базальтоидов, сносившихся с соседствующих вулканических поднятий. В слоях фтанитов установлены крупные зерна калиевого полевого шпата (КПШ), нередко округлой (окатанной?) формы, с корродированной поверхностью, содержащие вроски хлорита таблитчатой формы, характерной для хлоритов замещающих биотиты (рис., фото 1). Калиевые полевые шпаты фтанитов из разрезов в бассейнах рек Рудная, Корейская и р. Усури (вблизи устья р. Огородная) содержат Na (0,3-0,6 ат.%), но в них практически отсутствует кальций, что, наряду с крупным размером зерен, позволяет предполагать в качестве его источника относительно близко расположенные выходы кислых магматических пород. В углеродистых силицитах встречаются слойки, обогащенные минералами тяжелой фракции (магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом), которые представляют следы размыва нелитифицированного ила придонными течениями и его шлихования (рис., фото 2).

К минералам, образовавшимся в диагенезе, принадлежат микрокристаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный пириты, а также пирит, замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии, зацементированные в кварцевом матриксе кремневых пород. Часть сфалерита и халькопирита, образованных путем замещения растительных остатков и скелетов нанопланктонных организмов, а также часть барита и интерметаллических соединений меди и цинка вероятно также возникли на стадии диагенеза.

Третью группу составляют минералы, образовавшиеся на стадии катагенеза, после литификации кремневых слоев, их микробрекчирования, образования и заполнения трещин (рис., фото 6-9). Значительная часть барита, пирротина, большая часть галенита, сфалерита и других сульфидов, шеелит, вольфрамит, арсенопирит, аргентит, кобальтин, глаукодот, интерметаллические соединения меди, цинка и никеля, самородные элементы (железо, никель, золото, серебро и палладий), большинство окислов и гидроокислов железа локализируются в кварц-углеродистых прожилках и вторичных порах (рис., фото 5). Это свидетельствует об их преимущественно катагенетическом происхождении. Источником металлов этих минералов предполагаются битумоидные фракции [2] и хлоридные растворы, циркулировавшие в трещинно-поровом пространстве, судя по присутствию кристалликов сильвина и галита в некоторых прожилках и порах.

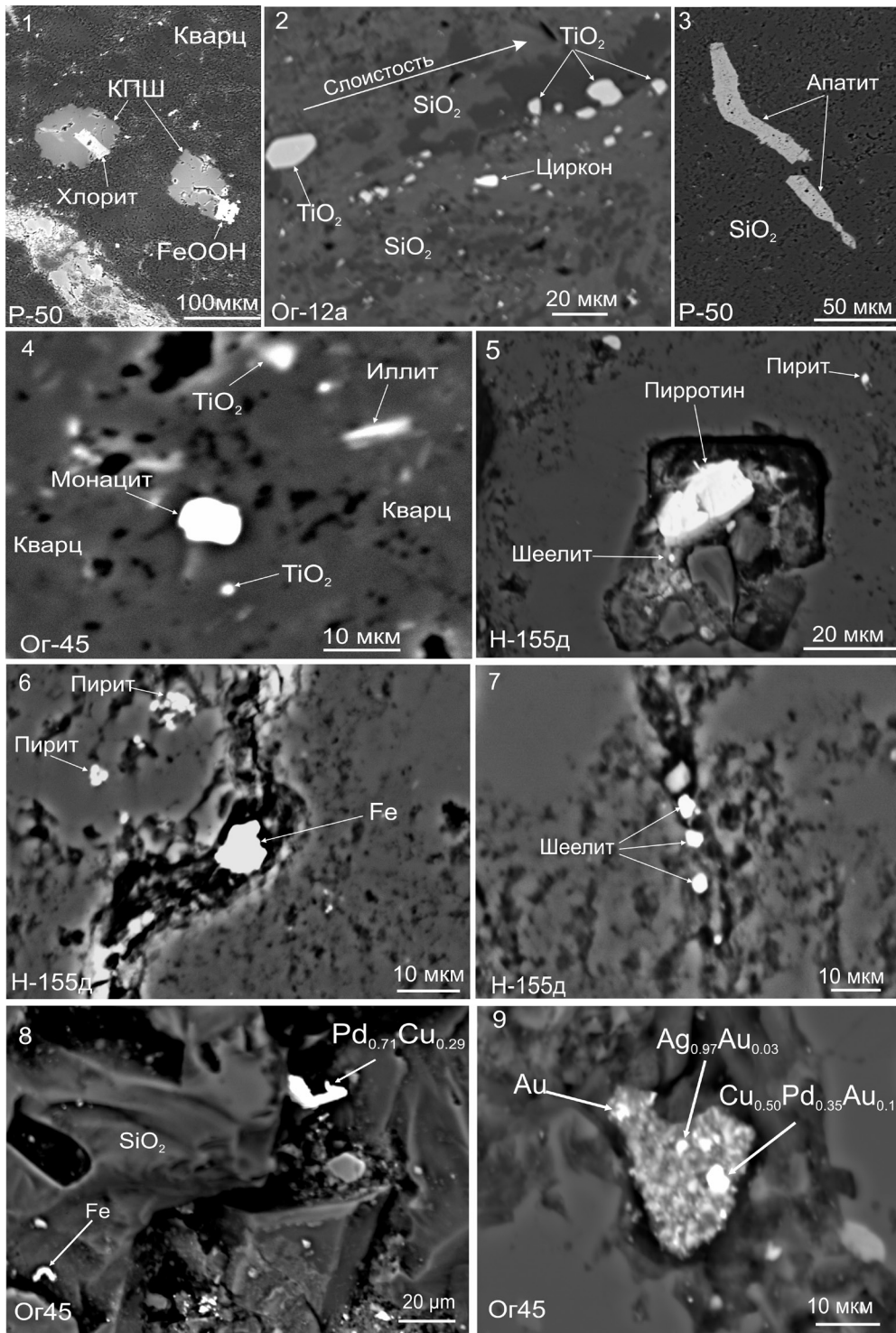


Рис. Аллотигенные (1-4) и новообразованные (5-9) минералы в триасовых углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня. Микрофотографии аншлифов из разрезов в г. Дальнегорске (фото 1 и 3) и на правом берегу р. Усури вблизи устья р. Огородной (р-н с. Кокшаровка) (фото 2, 4-9).

К ним относятся большинство сульфидов (сфалерит, халькопирит, галенит, аргентит), арсениды, вольфраматы, интерметаллические соединения меди, цинка и никеля, самородные элементы (селен, железо, никель, серебро, золото, палладий и др.). К этой же группе, вероятно, принадлежат минералы, кристаллизовавшиеся во вторичных порах, образованных вследствие выщелачивания диагенетических карбонатов (кальцита, доломита, анкерита) и пирита или замещающих карбонаты и пирит.

Часть окислов и гидроокислов железа ($\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и другие), некоторые сульфаты (язрозит), замещающие пириты и карбонаты, возникли на стадии выветривания и являются гипергенными минералами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2013. 434 с.
2. Волохин Ю.Г., Иванов В.В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезн. ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕКТониКИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Гирина О.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, girina@kscnet.ru*

Первые обобщающие работы по геологическому и тектоническому строению Камчатки и Северной группы вулканов (СГВ) были опубликованы в 1935-1940 гг. [1, 3, 4]. В их основу были положены работы К. Дитмара (1901), К.И. Богдановича (Bogdanovitsch, 1904), Л.А. Гречишкина (1935), А.В. Щербакова (1937) и др. Многие авторы отмечали, что на Камчатке преобладают разломы ССВ простирания и разломы, перпендикулярные к ним, то есть ЗСЗ простирания [3, 4, 6 и др.]. В.И. Влодавец [1] полагал, что меридиональные направления тектонических движений являются наиболее древними, возможно, герцинского возраста. ССВ направление разломов проявилось, вероятно, во время мезозойских, ЗСЗ – альпийских движений.

На основании анализа опубликованных данных различных авторов (Г.М. Власова, О.С. Вялова, М.Ф. Двали, Б.Ф. Дьякова, А.Е. Шанцера и др.) о геологическом и тектоническом строении Камчатки, в работе [6] показано, что ЮЮВ простирание имеют, как правило, складчатые структуры древних (домеловых и мелового) комплексов. Например, крупнейший Южно-Камчатский антиклинорий прослеживается от побережья Западной Камчатки в районе мыса Омгон до Восточной Камчатки через Южно-Быстринский и Ганальский хребты до п-ова Шипунский; Южно-Камчатский антиклинорий протягивается от района Паланы до п-ова Озерновский; между этими антиклинориями располагается Средне-Камчатский синклиальный прогиб [6]. Общее простирание новейших складчатых структур (Срединного и Восточного хребтов, Центральной, Восточной и Западной депрессий) Камчатки – СВ. Батиметрия подводного склона Камчатки также показывает, что крупные формы океанического склона и дна и суши в пределах полуострова имеют одинаковые простирания, например, выделяются небольшие возвышенности, хребты-барьеры и каньоны ЮЮВ простирания, совпадающие с направлением основных антиклинориев и синклинориев нижних структурных ярусов, например, на продолжении Ганальской, Валагинской, Шипунской антиклиналий, п-овов Кроноцкого, Шипунского и Камчатского; а также структур субширотного и СЗ простираний [5, 6]. В пределах северо-западного участка Тихоокеанской плиты находится зона сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов, к которым примыкает Гавайско-Императорский хребет. Два крайних звена этого хребта (возвышенности Обручева и Детройт) вытянуты в СЗ направлении и прилегают к Курило-Камчатскому желобу напротив подводного продолжения Кроноцкого п-ова [5]. В центральной части Восточной Камчатки известны, например, новейшие крупные субширотно ориентированные разломные зоны (Толбачинско-Андреановская, Щапинско-Чажминская), связанные с субдукционными процессами [5].

Центральная Камчатская депрессия (ЦКД), в состав которой входит СГВ, по мнению Г.М. Власова и других (1964), является частью Центрального Камчатского прогиба Восточно-Камчатской зоны и находится между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским антиклинориями. Прогиб является крупной унаследованной синклиальной структурой, сложенной палеогеновыми и неогеновыми породами, покрытыми четвертичными отложениями. Согласно А.Е. Шанцеру и другим (1984, [7]), в верхнем маастрихт-палеоцене происходил глубинный раскол дна морского бассейна близко к центральной осевой части полуострова – образовался рифт, генетически связанный

с внедрением и излиянием на дневную поверхность больших объемов основной и ультраосновной щелочной магмы. Рифт развивался синхронно накоплению вулканитов и морских осадочных формаций [7]. Те и другие исследователи считали, что в это время из трещин преимущественно ССВ простирания происходили массовые излияния базальтовых лав, в результате которых образовались пологие щитообразные равнины. По мнению Б.И. Пийпа (1956), заложение вулканотектонической структуры КГВ произошло во второй половине доледниковой эпохи, вероятно, на трещинах СЗ направления начали формироваться стратовулканы Ушковский, Камень, Зимины, Острый и Плоский Толбачики, Малая и Большая Удины. К этому же времени он относил образование вулканов Харчинский и Кинчоклок. Породы мел-палеогенового возраста в районе КГВ обнаружены по левому борту р. Б. Хапица и в районе Удинских вулканов [6]. По мнению И.В. Мелекесцева и др. (1970), вулкан Горный зуб (самый древний в КГВ) появился в среднем-верхнем плейстоцене, щитообразные вулканы в основании современных вулканов Ушковский и Толбачик – в верхнем плейстоцене. В плиоцене и плейстоцене по ступенчатым сбросам северо-восточного простирания продолжает расширяться на восток односторонний грабен ЦКД [7]. Современные комплексные геофизические исследования, проведенные в районе КГВ в 70-80 гг. 20 века, подтвердили основные выводы первых вулканологов о ее строении и тектонике: о сводоглыбовой структуре КГВ, преимущественном интенсивном развитии разломов СВ и субширотного простирания, меньшей активности разломов СЗ и меридионального простирания. Сейсмогеографические исследования КГВ уточнили ее сводоглыбовое строение, подтвердили высокую значимость широтных разломов [2 и др.].

Современные спутниковые данные высокого разрешения (Aster, Oli-1, EO-1 и др.) позволяют детально анализировать морфоструктуру поверхности, более точно отмечать зоны разрывных нарушений. На основании анализа многочисленных опубликованных данных, автором предлагается к рассмотрению схема расположения основных разломов в районе СГВ (рис.). Предполагается, что все разломы основных направлений, выделенных предшественниками и автором, являются долгоживущими, их активизация связана с определенными этапами развития СГВ. Древний (верхний маастрихт-палеоцен [7]) глубинный разлом (1) проходит вдоль всей ЦКД, с ним связаны излияния платобазальтов и образование базальтовых пьедесталов вулканов пра-Ушковский и пра-Шивелуч (в зоне разлома течет р. Байдарная). Позже, при активизации более древних разломов СЗ простирания (2) и менее глубоких молодых, оперяющих главный разлом (1), на их пересечении появились вулканы: пра-Зимина, пра-Камень, пра-Толбачик, г. Угловая, Малая Удина, Кинчоклок, Харчинский. Позднее на пересечении таких же вновь оживших разломов в разное время образовались Большая Удина, Толбачик, Ключевской. Оперяющий разлом (1), вероятно, является причиной образования зоны шлаковых конусов вулкана Харчинский. На тектоническую линию (возможный разлом) (3) насажены вершины Старого и Молодого Шивелуча, а также вулканы Овальная Зимина и Большая Удина; на такую же линию (3) – вулканы Толбачик и Заречный. На разломы (4) З–С–З простирания (почти перпендикулярные (3)) насажены вулканы Большая и Малая Удины, все Зимины, они фиксируют крупные разрывные нарушения построек многих вулканов СГВ. Разломы (5) и (6) связаны с образованием региональных зон шлаковых конусов КГВ в районах вулканов Толбачик, Ушковский-Крестовский и Ключевской. Разломы (7) широтного простирания являются своеобразными границами СГВ: на севере она проходит по Шивелучу, на юге – по Кинчоклоку, кроме того, разделяет КГВ по р. Студеная и руч. Тундровый на северную и южную части. На разлом (8) меридионального простирания насажены старые андезитовые вулканы КГВ: Малая Удина, Зимина, Безымянный, Камень и Средний. Вероятно, что активизация всех названных разломов приводит к вулканической активности или обрушениям частей построек вулканов. Например, вероятно, что одно из обрушений постройки Старого Шивелуча было связано со сбросовой подвижкой широтного разлома (7), другое – с такой же подвижкой по более молодому разлому (4). С разломом (4), вероятно, связана и современная активность Молодого

Шивелуча. С активизацией разлома (3) связано, вероятно, обрушение части постройки вулкана Камень и пробуждение вулкана Безымянный, разлома (5) – трещинные излияния лав в районе Толбачика и обрушение части постройки вулкана Острый Толбачик. По мнению автора, в связи с нахождением СГВ в активной зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, все разломы, когда-либо здесь проявившиеся, являются долгоживущими. Активизация разломов одних направлений приводит к «замораживанию» других; за раскрытием одних глубинных «трещин» следует схлопывание других, что отражается в активности вулканов СГВ. Например, возможно, в связи с продолжительными извержениями базальта в районах вулкана Ключевской (1.09.2012-15.01.2013 и 15.08-20.12.2013) и Толбачинского дола (27.11.2012-09.2013), андезитовый вулкан Безымянный не извергается уже в течение 20 месяцев (с 1.09.2012), хотя с 1977 г. в среднем извергался два раза в год.

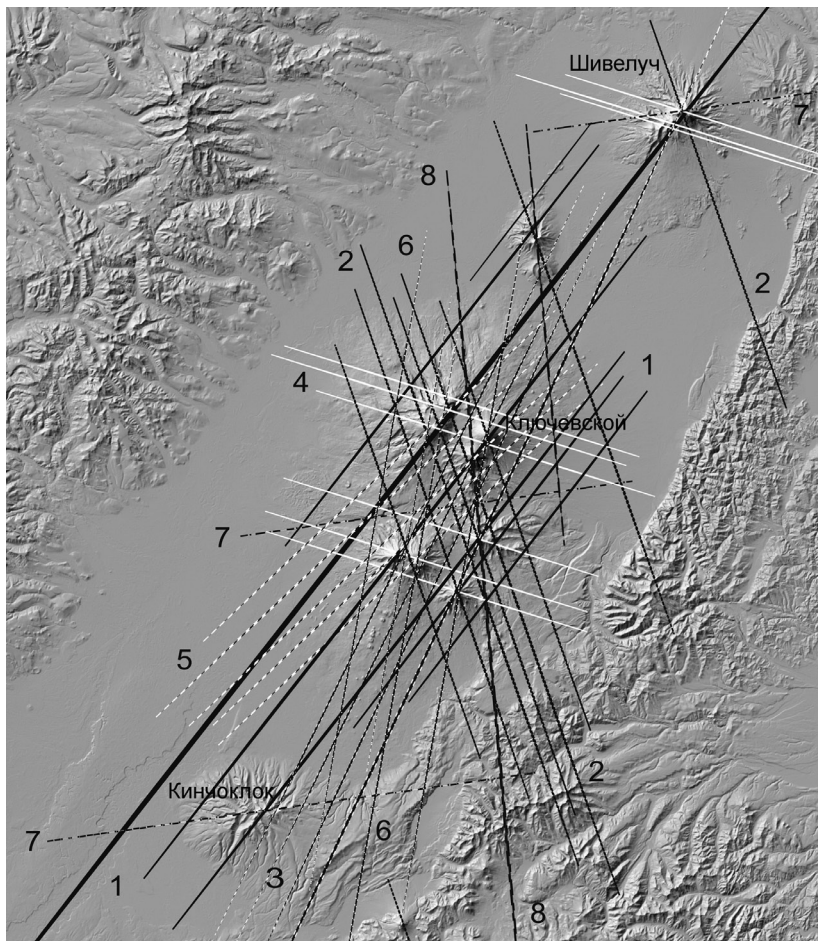


Рис. Схема расположения основных разломов в районе Северной группы вулканов, Камчатка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Тр. Камч. вулканол. ст. В. 1. 1940. 124 с.
2. Гонтовая Л.И., Сеников С.Л., Назарова З.А. Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 157-162.
3. Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.-Л.: АН СССР, 1935. 55 с.
4. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.
5. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга, 2009. 191 с.
6. Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов // Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Труды ГИ АН СССР. Вып. 89. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7-27.
7. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.

АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ ЗАПАДНЫХ И ВОСТОЧНЫХ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ И СДВИГОВАЯ ПРИРОДА ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

Гнилко О.М.

*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
г. Львов, gnylko_o@mail.ru*

За последние годы, благодаря проведенным, совместно с геологами Львовской и Закарпатской геологических экспедиций (В.А. Ващенко, Б.В. Мацкив и др.) работ по геологическому доизучению и картированию, в связи с подготовкой к изданию Карпатской серии листов Государственной геологической карты Украины м-ба 1:200 000, появились новые данные, позволяющие как уточнить строение территории Украинских Карпат, так и предложить модель их формирования как композиционной аккреционной призмы [1].

Карпаты подразделены на Внутренние (Центральные) и Внешние (Флишевые). Главными элементами Внутренних Карпат считаются кристаллические массивы, фундамент которых сложен доальпийскими метаморфическими образованиями, а чехол – верхнепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими неметаморфизованными (местами слабометаморфизованными) отложениями. В Украине развиты части двух массивов – Мармарошского, принадлежащего Центральным Восточным Карпатам, и массива Центральных Западных Карпат, погруженного под неогеновые молассы Закарпатья. Внешние (Флишевые) Карпаты сложены полностью сорванным со своей седиментационной основы меловым – раннемиоценовым флишем и, частично, миоценовой молассой. Они надвинуты на неогеновые молассы передового прогиба. Во внутренней их части местами сохранены реликты седиментационного основания флишевого бассейна – небольшие тектонические линзы юрских (суб)океанических базальтоидов и известняков (рис. 1, 2).

В Украинских Карпатах сочленяются две покровно-надвиговые системы – соответственно Западных и Восточных Карпат (рис. 1). Эта узловая позиция обуславливает сложность строения данной территории. Практически, за всю историю геологического изучения Украинских Карпат, ключевым вопросом оставался характер сочленения указанных систем. Особенно трудно было проследить природу соотношения структурных единиц в литологически однообразном флише Внешних (Флишевых) Карпат. Одни исследователи (С.С. Круглов и др.) пытались объединить главные тектонические элементы Западных и Восточных Флишевых Карпат. Другие геологи (О.С. Вялов и др.) считали, что эти элементы существенно отличаются между собой на южном склоне Украинских Карпат и имеют там торцевое соединение, а на северном склоне – переходят с западной в восточную часть орогена (например, Скибовый покров). Последняя точка зрения более соответствует нашим наблюдениям и границы большинства тектонических единиц на предложенной схеме (рис. 1А) соответствуют, с некоторыми дополнениями и уточнениями, границам, показанным на картах, разработанных под руководством О.С. Вялова. Главным нашим дополнением является выявление и частичное картирование сдвиговой зоны между Западными и Восточными Флишевыми Карпатами.

В Украинских Карпатах мы выделяем окончания двух микроконтинентальных террейнов, известных [2, 3 и ссылки в них] под названиями Тиссия-Дакия (Мармарошский кристаллический массив и одноименные утесы) и Алкапа (погруженный под неогеновые молассы Закарпатского прогиба кристаллический массив Центральных Западных Карпат); а также флишево-молассовую аккреционную призму (Внешние Карпаты), образованную при сближении микроконтинентальных террейнов с Евразией и субдукции (суб)океанической и, вероятно, континентальной коры основания Карпатского флишевого бассейна под эти террейны (рис. 1). Основанием для отнесения флишевого покровно-надвигового сооружения Внешних Украинских Карпат к древней аккреционной призме являются: 1) закономерное «омоложение» возраста отложений от внутренних (юго-западных) к внешним (северо-восточным) тектоническим единицам-покровам (рис. 2); 2) наличие в отложе-

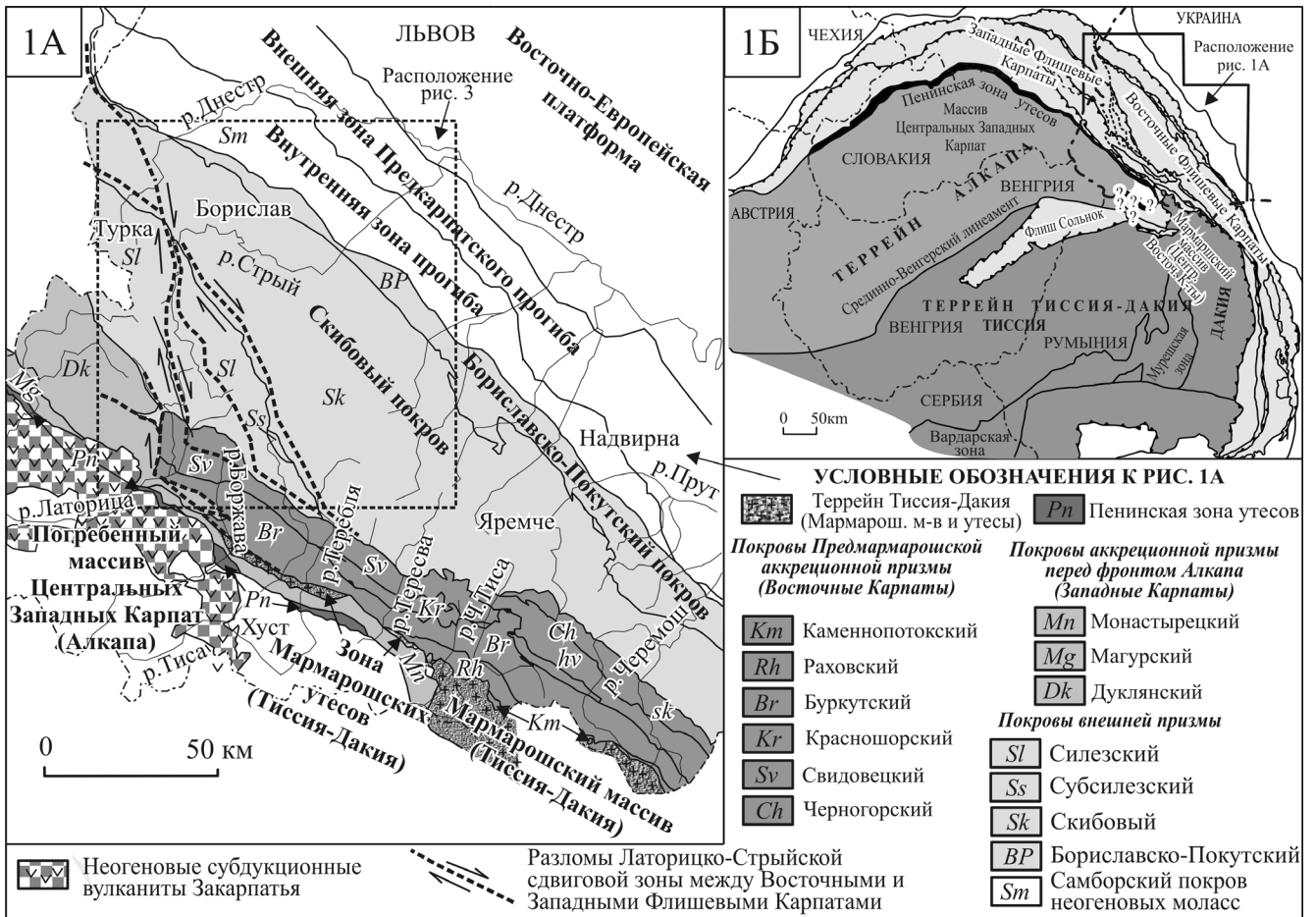


Рис. 1. А. Тектоническая схема Украинских Карпат [1]; Б – геологическое положение Украинских Карпат (главные тектонические элементы по [2, 3 и ссылки в них]).

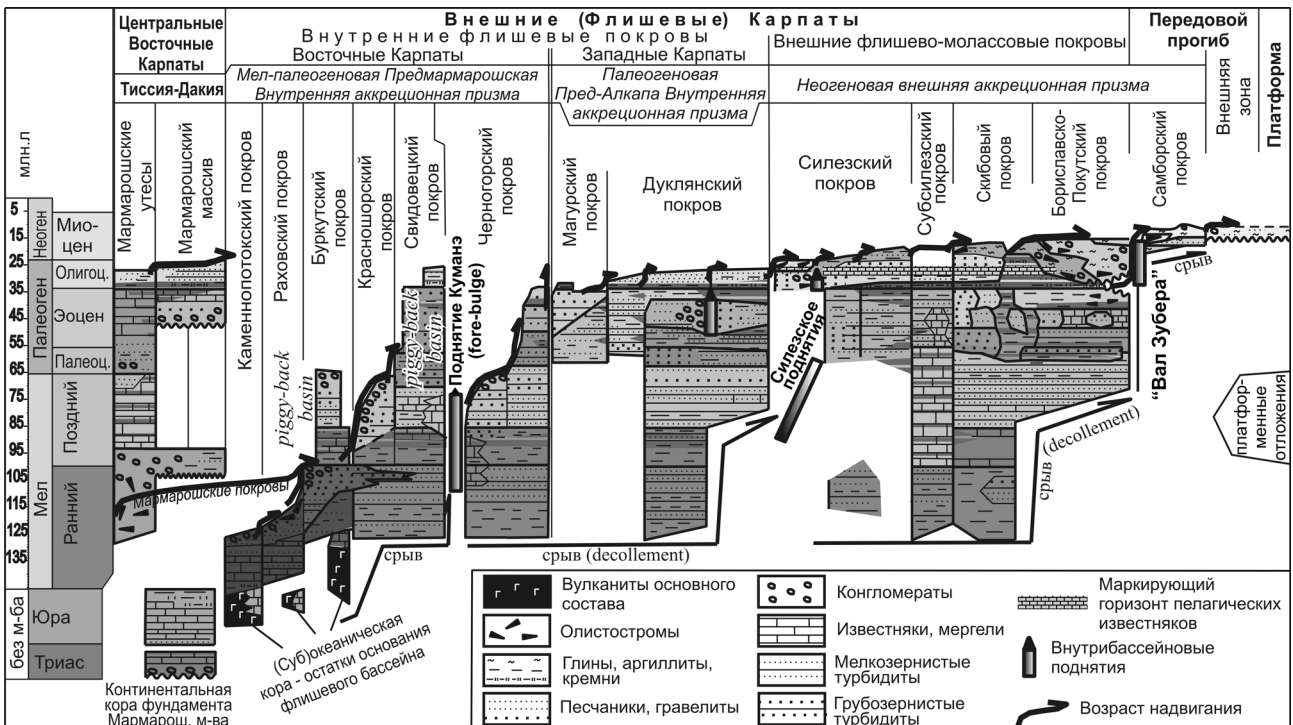


Рис. 2. Литостратиграфическая таблица Украинских Карпат [1 с упрощениями и изменениями].

ниях более внешних (нижних) покровов обломков (в т.ч. олистолитов) пород более внутренних (верхних) покровов; 3) общая приуроченность грубообломочных отложений к верхам стратиграфических разрезов отложений каждой из покровных единиц; 4) фиксируемое, при анализе микрофауны и седиментологических признаков, в верхней части стратиграфических разрезов некоторых из этих единиц «обмеление» литофаций от батиаля-аббисальных до батиальных и шельфовых [1].

Указанные закономерности хорошо увязываются с особенностями строения и формирования аккреционных призм. «Омоложивание» отложений объясняется постепенным, «шаг за шагом» выводом из седиментационной области осадков, вследствие их срыва с субдуцируемой плиты и трансформации в покровные пластины призм, причем сначала – во внутренних единицах, а позже – в более внешних элементах. Вероятно, процесс срыва осадков с пододвигающейся плиты сопровождался конседиментационным тектоническим их поднятием, фиксируемым «обмелением» литофаций. Иногда осадконакопление продолжалось и позже – после формирования покровной пластины – в бассейнах «на теле» движущихся покровов (англ. piggy-back basins) (рис. 2). Приуроченность грубообломочных отложений (литофации жолобов) к верхам стратиграфических разрезов тектонических единиц обуславливалась постепенным приближением плиты к аккреционному сооружению – источнику обломочного материала. Проградация призм к северо-востоку вызвала и миграцию жолоба в том же направлении, который перерос в передовой прогиб на конечном этапе коллизии террейнов с Евразией. Образование поднятий во флишево-молассовом бассейне (Силезское, Куманэ, «вал Зубера», см. рис. 2), фиксируемое на некотором удалении от растущей призм, можно объяснить известным механизмом флексурного изгиба литосферной плиты (англ. fore-bulge) в форланде надвигового сооружения (призм).

Анализ времени завершения седиментации в тектонических единицах Внешних Украинских Карпат, указывающего на вероятное время формирования покровов и их причленение к аккреционной призме (рис. 2), позволил реконструировать несколько древних аккреционных призм, позднее объединенных в композиционную Карпатскую призму. Выделены более древняя внутренняя и молодая внешняя призм. Внутренняя призма сложена с двух автономно развивающихся сооружений, которые в современной структуре разделены Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоной. Первое сооружение, размещенное в Восточных Карпатах, – это Предмармарошская мелпалеогеновая призма, образованная перед движущимся фронтом микроконтинентального террейна Тиссии-Дакии. Второе – расположенное в Западных Карпатах – это перед-Алкапа палеогеновая призма, выросшая перед фронтом террейна Алкапа. Внешняя призма образовалась в неогене при сближении двух уже сопряженных террейнов с Евразией (рис. 1, 2).

Латорицко-Стрыйская сдвиговая зона простирается полосой шириной 10-15 км, а местами и более, от Оашского разлома на юге до Перемышльской сигмоиды на севере. В этой зоне нами закартирована система субмеридиональных ветвящихся разломов, ограничивающих линзообразные S-образные тела (размерами от видимых в обнажений до изображаемых на карте) – дуплексы сдвигового типа. В некоторых дуплексах (структура Сможе) зафиксированы незначительные повороты по часовой стрелке. Сдвиговая зона также характеризуется наличием большого количества складок (в т.ч. приразломных) с субвертикальными шарнирами и субмеридиональными осевыми плоскостями, размеры которых также различные и достигают вполне картируемых (Яловская сигмоида). Указанные структурные формы определяют правосторонний характер сдвиговых перемещений. Отметим, что амплитуда перемещений по Латорицко-Стрыйской зоне уменьшается к северу, вероятно компенсируясь опережающими надвигами. Сдвиговая Латорицко-Стрыйская зона очень четко дешифрируется на космоснимках, где видно, как главные хребты и речные долины Карпат, отображающие структурные формы (надвиги, складки и др.) субкарпатского простирания, резко контрастируют с субмеридиональным простиранием структур в сдвиговой зоне (рис. 3). Хорошо читаются также горизонтальные складки (сигмоиды) и дуплексы. Образование сдвиговой зоны, вероятно повязано с автономностью развития двух аккреционных призм перед фронтом Алкапы и Тиссии-Дакии (рис. 4).

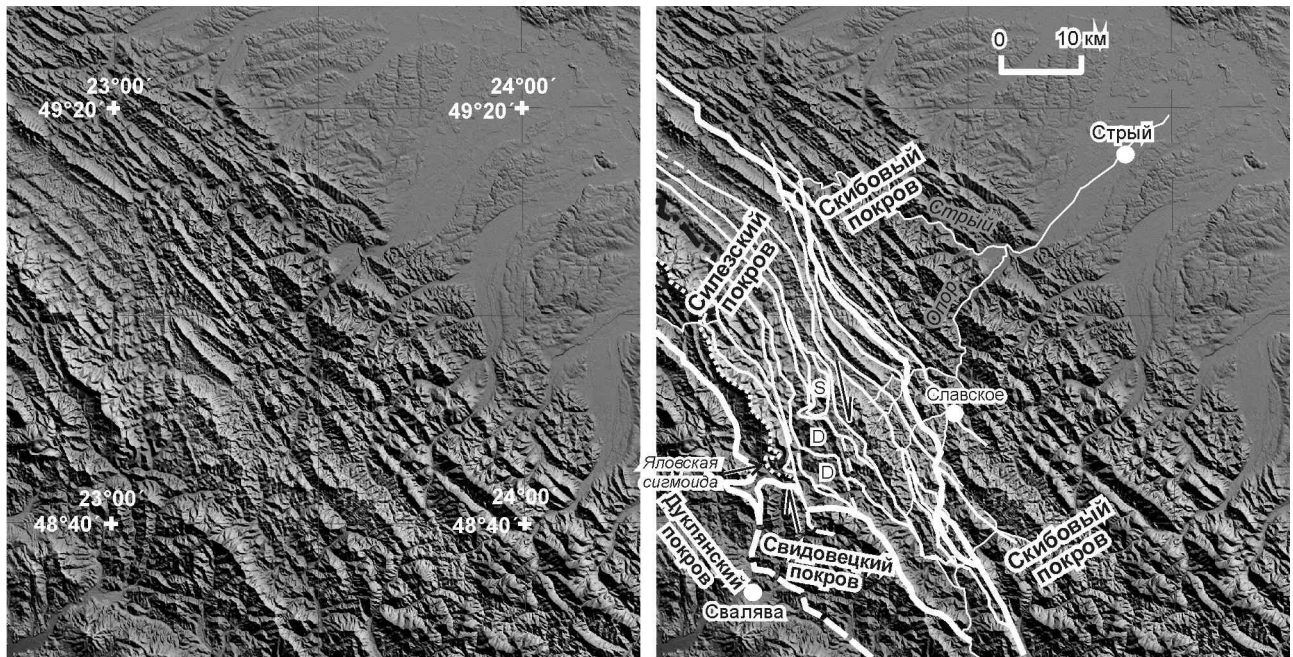


Рис. 3. Схема дешифрирования космоснимка района Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоны в области сочленения Восточных и Западных Флишевых Карпат в верховьях рек Латорица и Стрый.

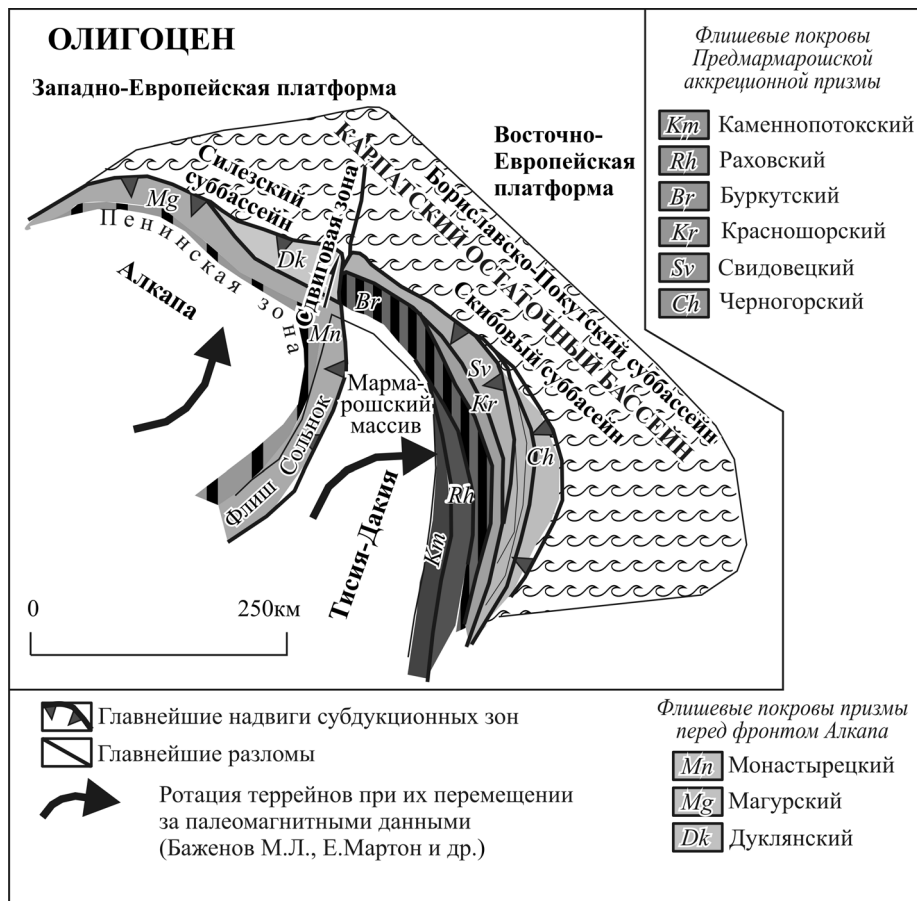


Рис. 4. Палинспастическая схема Карпатского сектора Тетиса (олигоцен). Составил О.М. Гнилко с использованием работ [2, 3 и ссылки в них].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреції на призма // Геодинаміка. 2012. № 1(12). С. 67-78.
2. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier, 2004. № 210. P. 1-56.
3. Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L. et al. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units // Swiss J. Geosci. 2008. № 101. P. 139-183.

ДИСЛОКАЦИИ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Голозубов В.В.¹, Касаткин С.А.¹, Фунг Ван Фать²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, golozubov@fegi.ru

²Институт морской геологии и геофизики ВАНТ
г. Ханой

Остров Сахалин, располагающийся вдоль границы Евразийской и Охотоморской литосферных плит [1], в структурном отношении интересен тем, что это область проявления очень молодых дислокаций, продолжающихся вплоть до настоящего времени. Достаточно вспомнить землетрясение 1995 года, полностью разрушившее г. Нефтегорск ($M_w = 7,0$), а также более поздние Углегорское (2000 г., $M_w = 6,8$) и Невельское (2007 г., $M_w = 6,2$) землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими смещениями земной поверхности [4]. Свидетельствами современной тектонической активности являются и данные GPS-наблюдений, свидетельствующие о перемещении о. Сахалин западном направлении, в сторону Евразии, со скоростью от 2,5 мм/год на севере до 7,6 мм/год в южной части [4].

Формирование складчатых и разрывных дислокаций Западно-Сахалинского террейна началось относительно недавно, в плейстоцене и продолжается до настоящего времени. Эти дислокации происходили близко-одновременно в поле двух конкурирующих направлений регионального сжатия – «фонового» – с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) и с ЮВ на СЗ, проявленного локально на ЮВ окончании острова. Предполагалось, что направление сжатия с ЮВ на СЗ является результатом давления со стороны субдуцирующей Тихоокеанской плиты. По-видимому, в связи с удалением от зоны субдукции следы этого сжатия быстро исчезают при перемещении в более северные районы острова [2].

«Фоновое» с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) направление регионального сжатия при формировании структур Западно-Сахалинского террейна является доминирующим. Результаты этого сжатия видны даже при беглом взгляде на геологические карты острова (например, масштаба 1:1 000 000) по ССЗ и меридиональным простираниям крыльев и осей складок. В полном согласии с этим направлением выступают взбросовые и надвиговые перемещения вдоль ограничивающих террейн Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов меридионального простирания [2]. В обстановке именно этого направления сжатия происходили упомянутые выше сейсмические события [4]. Проблема, однако, заключается в том, что субширотное направление сжатия никак не сочетается с правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разломов субмеридионального простирания в террейнах восточных районов о. Сахалин, для которых достоверно установлены горизонтальные перемещения с амплитудами до нескольких десятков километров [5]. Для объяснения этого противоречия В.С. Рождественский предположил, что сдвиговые перемещения происходили в более раннее, третичное время на фоне иного, ЮЗ-СВ (30-60°) направления регионального сжатия. Смена этого направления на современное близширотное произошла, по его мнению, в начале четвертичного времени и привела к тому, что сдвиги меридионального простирания частью трансформировались во взбросы и надвиги, а частью были погребены под

четвертичными образованиями [5]. Эти построения, однако, в рамках Западно-Сахалинского террейна не находили каких-либо серьезных подтверждений.

В результате структурных исследований нами установлено, что на фоне многочисленных свидетельств формирования структур Западного Сахалина на фоне близширотного регионального сжатия, полностью ответственного за современный орогенез и сейсмичность, в пределах Западно-Сахалинского террейна регистрируются следы непосредственно предшествующего сжатия, ориентированного на СВ (30-45°). Следы этого сжатия мы обнаружили на ранних стадиях складкообразования, по ориентировкам субвулканических даек и жил, а также по характерному структурному рисунку грабенов, выполненных средне-верхнемиоценовыми отложениями между Александровским и Тымь-Поронайским разломами. Идея В.С. Рождественского о смене направления регионального сжатия от северо-восточного до субширотного в начале четвертичного времени [5] в результате наших исследований получила, таким образом, полное подтверждение. Северо-восточное направление сжатия господствовало, судя по полученным данным, как непосредственно перед началом четвертичного этапа деформаций, так и ранее, в олигоцене – раннем миоцене (время внедрения даек базальтов у мыса Хойнджо), по-видимому, вплоть до эоцена. В соответствии с этим направлением сжатия параллельно с эоцен-миоценовой седиментацией следует предполагать активизацию правосдвиговых перемещений вдоль крупных разломов меридионального простирания, в рассматриваемом случае – вдоль Западно-Сахалинского, Александровского и Тымь-Поронайского разломов. Выделяются следующие этапы такой активизации, фиксируемые по началу седиментации в бассейнах Японского моря (эоцен), а также по несогласиям в разрезах этих бассейнов и по проявлениям в них вулканизма (олигоцен, нижний миоцен, граница нижнего и среднего миоцена, плиоцен). Здесь, по-видимому, применимы модели формирования осадочных бассейнов в обстановке трансенсии – присдвиговых растяжений на участках несоосных сочленений, искривлений или разветвлений сдвиговых зон. Изложенные выше данные полностью укладываются в рамки представлений о том, что впадина Японского моря в целом является бассейном синсдвигового растяжения (pull-apart basin) на участке сопряжения двух несоосных правосдвиговых систем – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [7].

Примечательно, что перечисленные этапы активизации сдвиговых перемещений, бассейнообразования и вулканизма полностью синхронны с таковыми в удаленном в тысячи километров от Сахалина осадочном бассейне Красной реки, прослеживающимся с северо-запада на юго-восток вдоль побережья Северного Вьетнама на расстояние около 500 км при ширине до 60 км. Этот бассейн располагается на продолжении одноименной системы разломов, разделяющей Южно-Китайский и Индосинийский блоки и прослеживающейся в северо-западном направлении вплоть до Тибета. Формирование бассейновой впадины, ее заполнение и последующие деформации контролировались левосдвиговыми смещениями вдоль разломов этой системы, ограничивающих бассейн и осложняющих его строение в обстановке восток-северо-восточного направления регионального сжатия. Начало седиментации в этом бассейне датируется эоценом, а последующие тектонические перестройки, фиксируемые по угловым несогласиям, датируются началом олигоцена, границей нижнего и среднего миоцена, плиоценом и началом четвертичного времени [3]. Такая синхронность тектонических событий, по-видимому, далеко не случайна и является, скорее всего, удаленным отражением Индо-Евразийской коллизии [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И.Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации позднемиоценовых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника, 2012. № 5. С. 1-21.
3. Голозубов В.В., Фунг Ван Фать. Динамика формирования кайнозойских бассейнов западной окраины Тихого океана // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2014. С. 74-78.

4. **Прытков А.С.** Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений. Дисс. ... к-та физико-математических наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 113 с.
5. **Рождественский В.С.** Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 1997. С. 80-109.
6. **Huchon P., Le Pishon X., Rangin C.** Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia // *Geology*, 1994. V. 22. P. 27-30.
7. **Lallemand S., Jolivet L.** Japan Sea: a pull-apart basin // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985. 76. P. 375-389.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ В РАЗЛИЧНЫХ ОБСТАНОВКАХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ СЕВЕРО–ВОСТОКА АЗИИ

Горнов П.Ю.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, gornov@itig.as.khb.ru*

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит: Евразийской, Северо–Американской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Охотоморской, Амурской, Беринговоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений теплового потока

Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами, разрывами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли. Рассматривая вопрос о положении межплитных границ, остановимся на известных признаках. К ним относятся: конфигурация, палеоклиматическая информация, особенности разломных структур, наличие рифтов, распределение возраста пород, полосовые магнитные аномалии, высокие значения теплового потока на дивергентных границах, молодой «базальтовый» вулканизм, особенности глубинной структуры и рельефа [1]. Новые данные получены с помощью активно развивающихся в последние десятилетия методов космической геодезии. Они позволяют определять параметры современного движения плит и уточнять их границы. Наличие сейсмических поясов является главным признаком выделения современных границ и оконтуривания самих литосферных плит.

Главным индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают главные границы литосферных плит. Границам раздвижения свойственны мелкофокусные землетрясения, в очагах которых регистрируется растяжения поперёк простирания этих зон. Границы сближения плит отмечены поясами глубокофокусной сейсмичности с преобладанием компоненты сжатия по падению этих зон.

Значительная часть северо-востока Евразии подвержена воздействию сильных землетрясений, тяготеющих к неотектоническим структурам, которые формируют, в основном, Арктико-Азиатский и Байкало-Становой сейсмические пояса на суше и субдукционную зону взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евроазиатской и Северо-Американской плитами. Пояса высокой, глубокофокусной сейсмичности прослеживаются вдоль островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской). Арктико-Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный ледовитый океан, северо-восток Азии и разграничивает Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8 тыс. км. Высокая сейсмичность зарегистрирована в переходной зоне, расположенной между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского. Для переходной зоны характерно расширение поля сейсмичности до 600 км, к которым приурочены очаги землетрясений с магнитудой 6,0–7,0 [4]. Очаги местных землетрясений в виде субмеридиональной полосы протягиваются с севера на юго-юго-восток, соединяя проявление сейсмичности в море Лаптевых и системы хр. Черского.

Северо-западная часть области взаимодействия Евразийской и Амурской плит [1] проводят по Байкальскому рифту, а далее на восток – по Байкало-Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется далее обстановкой сжатия и сдвиго-сжатия. При этом в западной части распространены левые сдвиги, а в восточной – правые. Характер распределения эпицентров землетрясений изменяется от полосового до рассеянного, к востоку рассеянность эпицентров усиливается [2].

Одним из вариантов проведения границы между Амурской и Северо-Китайской литосферными плитами является северный край Северо-Китайской платформы, характеризующаяся развитием различных типов взаимодействия плит: конвергентной, дивергентной, трансформной [5]. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высокосейсмичной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвиговых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением (рис.).

Исследуемый регион обладает не высокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин теплового потока (ТП) тектонических структур региона имеют небольшой разброс – 50-70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 90-200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80-90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – 50-53 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий (80-100 мВт/м²) и имеет общую тенденцию – во впадинах, котловинах он значительно выше чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает 100-150 мВт/м² в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине (87 и более 100 мВт/м²) соответственно, Центрально-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП (60 мВт/м²).

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. ТП задуговых пространств островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской) равен (100-150 мВт/м²). На границе взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит ТП составляет (60-70 мВт/м²). Северная и южная граница Амурской литосферной плиты также имеет высокие значения ТП (70-80 мВт/м²).

Заключение. Проведён анализ геодинамической обстановки и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы представляют собой «веер» границ, занимающий территорию до первых сотен километров. Рассмотрено положение границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на северо-востоке России. Она простирается с севера на юго-восток России от побережья моря Лаптевых вдоль хребта Черского. Согласно сейсмологическим и результатам GPS измерений, эта граница выделяется обстановкой современного сжатия (смещения до 5 мм в год). Севернее берега Охотского моря в южной части хребта Черского широким поясом проходит граница Северо-Американской и Охотоморской плит, смещения здесь носят преимущественно сдвиговый характер, до 3-4 мм в год. Землетрясения, зарегистрированные на границах литосферных плит, в основном, расположены в пределах земной коры, мощность которой достигает 40 км. Максимальная зарегистрированная магнитуда землетрясений в этих районах достигала 7. Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом области взаимодействия литосферных плит северо-востока Евразии характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными значениями теплового потока.

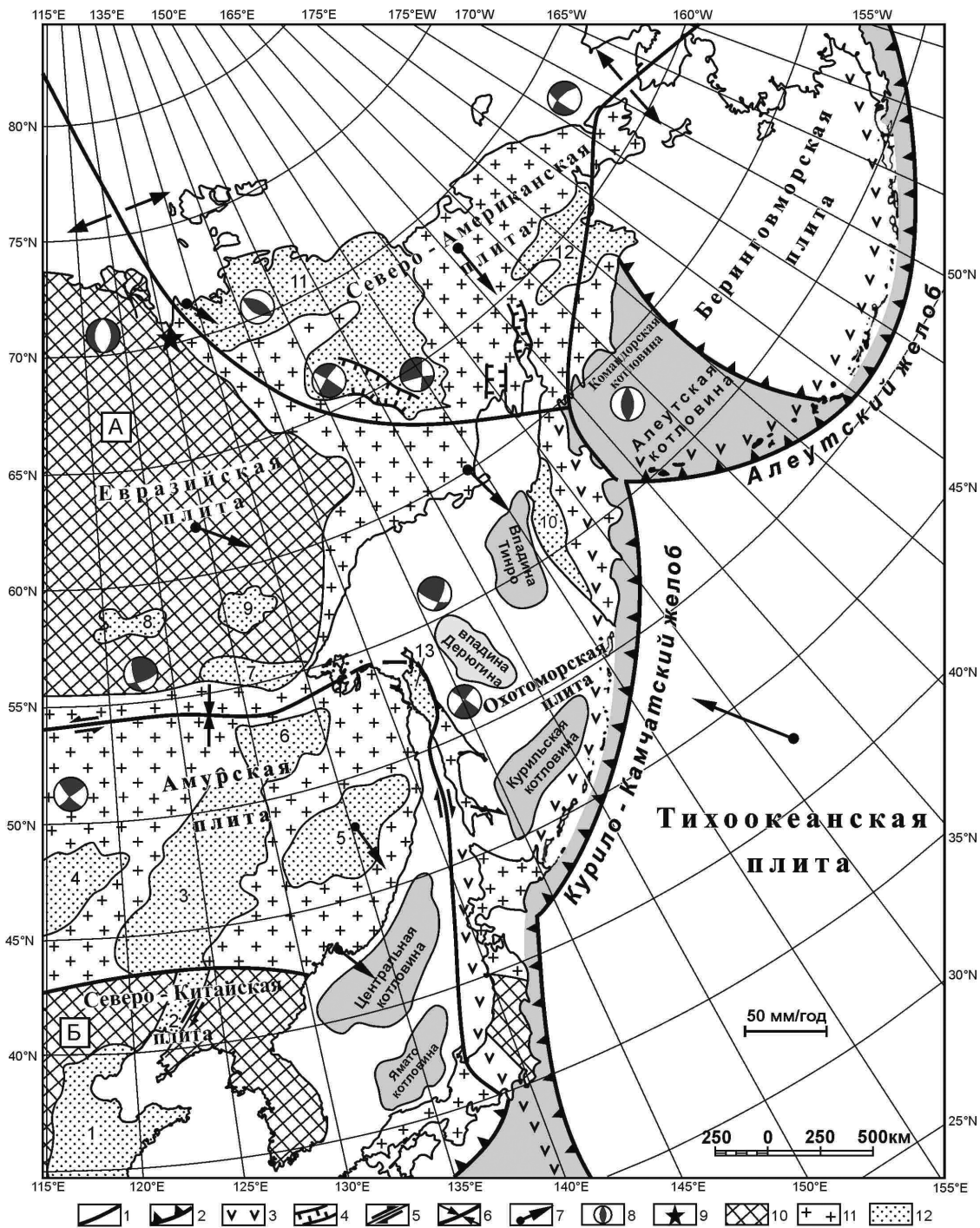


Рис. Современная геодинамика Востока Евразийского континента Составлена с использованием материалов [1; 2; 3; 4]

1 – границы литосферных плит; 2 – зоны субдукции и аккреционный клин; 3 – надсубдукционная магматическая дуга (островная дуга или активная континентальная окраина); 4 – рифейские авлокогены; 5 – сдвиги; 6 – направление относительного смещения вдоль границы: а – растяжение, в – сжатие; 7 – геоцентрические скорости смещения блоков земной коры (мм/год); 8 – диаграмма фокального механизма землетрясений (тёмным показаны области действия напряжений растяжений, белым – сжатие); 9 – полюс относительного вращения Евразийской и Северо-Американской плит; 10 – платформы: Сибирская (А), Северо-Китайская (Б); 11 – коллаж аккрецированных террейнов; 12 – осадочные бассейны: 1 – Анадырский, 2 – Ленско-Зырянский, 3 – Западно-Камчатский, 4 – Токинский, 5 – Чуманский, 6 – Верхнее-Зейский, 7 – Амуро-Зейский, 8 – Средне-Амурский, 9 – Хайлар, 10 – Сунляо, 11 – Ляохе, 12 – Северо-Китайский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Нагапов Л.Н. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М. ГЕОС, 2000. 226 с.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков В.Н., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012. Т. 53(4). С. 489-507.
5. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhong et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica, 2004. V. 78. N 2. P. 592-603.

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, СКОЛЬЖЕНИЯ И КОЛЛИЗИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Гранник В.М.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru*

В складчато-блоковой и покровно-надвиговой структуре острова Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены фрагменты Восточно-Сахалинской островодужной системы Охотоморского региона, входившей в состав ранне-поздне меловой-палеогеновой континентальной окраины Азиатского палеоконтинента. Восточно-Сахалинская сложная по строению островодужная система включала тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную вулканическую дугу, преддуговой и междуговой прогибы, глубоководный желоб, тыловую глубоководную впадину, Сахалинское окраинное море [2, 3].

Структурно-вещественные комплексы структурных элементов системы. Строение вулканогенно-осадочных структурно-вещественных комплексов Восточно-Сахалинской островодужной системы детально охарактеризовано в работах [2, 3 и др.]. Сохранившиеся от разрушения фрагменты вулканических островов сложены лавами, кластолавами, агломератовыми, бомбовыми или лапиллиевыми, иногда спекшимися туфами и экструзивными телами (дайки, некки, купола). Образования вулканических островов обычно перекрываются или замещаются в латеральном направлении обвальными оползневыми субаэральными и прибрежно-морскими ритмично-слоистыми грубообломочными породами: глыбовыми брекчиями с алевролитовым матриксом, валунными и галечными конгломератами, гравелитами, разнотельными песчаниками, образовавшимися при разрушении выступов островной суши. Структурно-вещественные комплексы преддуговой и междуговой прогибов представлены вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими отложениями преимущественно гравитационных потоков осадков: обвальными оползневыми, грязекаменными, зерновыми, суспензионными, слагающих флишевые и флишеидные пачки вулканомиктово-терригенных пород. В верхней части образований междуговой прогиба присутствуют отложения прибрежных заболоченных равнин, представленные бурными углями, углистыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими крупные фрагменты обугленной древесины. Установленный по радиоляриям возраст охарактеризованных структурно-вещественных комплексов валанжин-альб-сеноманский, радиологический возраст 99-39 млн. лет – альб-эоцен. Структурно-вещественные комплексы Сахалинского окраинного моря представлены разными сочетаниями вулканогенно-осадочных, терригенных, кремнистых, карбонатных, вулканических и интрузивных пород, среди которых достаточно широко распространены разнообразные турбидиты, греиниты и микститы. Суммарная мощность окраинно-морских образований достигает 7000 м. Сформировались они в прибрежно-

ной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Отложения окраинно-морской глубоководной впадины представлены кремнистыми аргиллитами, глинистыми яшмами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами с редкими маломощными прослоями граувакковых или аркозовых песчаников. Возраст структурно-вещественных комплексов Сахалинского окраинного моря, установленный по фауне иноцератов и аммонитов, скелетам радиолярий, радиологическим определениям раннемеловой, альб-сеноманский и коньяк-датский, а глубоководной впадины – раннемеловой-палеогеновый (Набильский террейн) и поздне меловой (Рымникский террейн).

Субдукция. Реконструкция Охотоморской субдукционной палеозоны. Для реконструкции местоположения и строения Охотоморской сейсмоактивной субдукционной палеозоны используются установленные ранее зависимости содержания редкоземельных элементов в островодужных вулканитах в зависимости от их удаленности от фронта вулканизма и от глубины до сопряженных с островными дугами сейсмоактивных субдукционных зон [1]. Реконструированная субдукционная палеозона состояла из нескольких сколовых поверхностей, имела мощность не менее 80 км и угол наклона около 45°. Выход ее на дневную поверхность совпал с выходом довольно мощной (40-70 км) зоны серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Протягивается она на шельфе о-ва Сахалин на расстояние более 1200 км вдоль его восточной кромки. Зона меланжа отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивность до 2000 гамм. Охотоморская субдукционная палеозона контролировала заложение и развитие Восточно-Сахалинской островодужной палеосистемы и формирование аккреционных призм.

Скольжение плит. Охотоморский микроконтинент. Охотоморский микроконтинент представлял собой, располагавшееся внутри плиты Кула океанское плато, перекрытое палеозойско-мезозойскими образованиями азиатской континентальной окраины, большей частью переотложенными за счет длительного разрушения Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса (ОЧВПП), а также кайнозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Установлено, что при формировании Охотского (110-103 млн. лет) и Центрально-Чукотского (103-101 млн. лет) секторов ОЧВПП поступило на поверхность 750 км³ лав и туфов и одновременно внедрился большой объем гранитоидов [4]. В результате длительного (более 100 млн. лет) разрушения горного хребта ОЧВПП гранитоиды оказались в верхней части земной коры и на ее поверхности. Это означает, что огромные массы эродированного материала континентальной окраины были перемещены в меловое Сахалинское и кайнозойское Охотское окраинные моря. По данным Л.М. Парфенова [5] плита Кула вместе с Охотоморским микроконтинентом в течение поздней юры и мела перемещалась в северном направлении. В готеривское время Охотоморский микроконтинент находился восточнее о-ва Хоккайдо и Южного Сахалина. Примерно в это время на территории Сахалина и дна прилегающих акваторий образуется Сахалинский окраинноморский палеобассейн, представлявший собой часть плиты Кула, отделенную от океана Охотоморским микроконтинентом и юрской-меловой Шельтингской ВОД вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами, которые продолжали функционировать, но уже в обстановке интенсивного терригенного осадконакопления.

Магматизм. В составе Восточно-Сахалинской ВОД преобладают континентальные типы изверженных пород, при этом базальты имеют петрохимический состав, характерный для тыловых вулканоплутонических поясов, фронтальных островных вулканических дуг и траппов. Островодужные базальты и андезибазальты этой дуги, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют океанский петрохимический состав, характерный для океанских островодужных или окраинно-морских пород (IAB). Среди изверженных пород Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы, базальты которого сформировались в спрединговых зонах (MORB),

в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB) на океанской земной коре. В то же время континентальные базальты Сахалинского окраинного моря обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов, что свидетельствует о присутствии в его фундаменте блоков с континентальной земной корой. Океанский магматизм в Сахалинском окраинном море закончился примерно 43-38 млн. лет тому назад. Таким образом, фундамент сложной Восточно-Сахалинской островодужной системы был гетерогенным, то есть состоял из блоков с океанской и континентальной земной корой.

Коллизия. Охотоморский коллизионный шов. Охотоморский микроконтинент заблокировал в туронское время субдукционную зону ОЧВПП, а в начале палеогена – Охотоморскую субдукционную палеозону. Это событие вызвало проявление ларамийской фазы интенсивного сжатия, складкообразование, фрагментацию земной коры, формирование Охотоморского коллизионного шва. Детали строения и состава осадочных и изверженных пород этого коллизионного шва установлены по его фрагментам: Северо-Набильскому и Озерско-Свободненскому террейнам, которые в маастрихтское и палеогеновое время были по разломам перемещены в центральную часть о-ва Сахалин и на Тонино-Анивский полуостров, а также по составу офиолитового меланжа надвиговых пластин, обдущированных а палеогеновое время на восточную часть п-ова Шмидта [2]. Установлено, что изверженные породы обоих террейнов и офиолитового меланжа представлены преимущественно океанскими породами, базальты которых образовались в обстановках MORB, WPB, в единичных случаях – IAB. Присутствующие здесь же континентальные базальты сформировались в геодинамических обстановках, характерных для островных дуг, континентальных рифтов и траппов. Коллизионное взаимодействие Охотоморского микроконтинента, Шельтингской и Восточно-Сахалинской ВОД вызвало дислокацию отложений и способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

Таким образом, по фрагментам в террейнах удалось восстановить сложную по строению Восточно-Сахалинскую островодужную систему Охотоморского региона, включавшую тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную вулканическую островную дугу, преддуговой и междуговой прогибы, глубоководный желоб, тыловую глубоководную впадину, Сахалинское окраинное море. Восстановленная последовательность событий при формировании этой островодужной системы свидетельствует о том, что она была образована, фрагментирована на террейны, перемещенные в современную структуру о-ва Сахалин и dna прилегающих акваторий, в геологических обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Гладков Н.Г., Иванов Л.А., Савосин С.И. Редкоземельные элементы в четвертичных образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36-55.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера, 2013. С. 36-51.
4. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геохронология мелового магматизма Охотско-Чукотской области // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. В 3-х т.: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годовичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан 3-6 июня 2003 г. Магадан:СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 137-140.
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Гранник В.М.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru*

Центрально-Сахалинский коллизионный шов образовался в результате блокировки одноименной субдукционной палеозоны Поронайским микро континентом. Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона входила в состав раннемеловой континентальной окраины, включавшей Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую вулканическую островную дугу (ВОД), Иссикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан субдукционные палеозоны [2].

Строение Центрально-Сахалинского коллизионного шва. Центрально-Сахалинский коллизионный шов представлен мощной зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65-70 км, включающей террейны палеозойско-раннемезозойских, триасовых–раннемеловых, юрских-раннемеловых, раннемеловых, позднемеловых-палеогеновых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных, пород океанской плиты (Сусунайский, Центрально-Терпеньевский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты. Сусунайский террейн (85×35 км) сложен базальтами, долеритами и габбро, а также осадочными песчано-глинистыми, кремнистыми, карбонатными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений. В зонах разломов встречаются породы с глаукофаном, лавсонитом, жадеитом и лотритом – минералами, характерными для глаукофан-лавсонитовой фаций высоких давлений. В строении Сусунайского террейна принимают участие вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и карбонатно-кремнисто-вулканогенные, вулканомиктово-вулканогенные, терригенно-кремнистые и кремнисто-терригенные, карбонатно-кремнисто-терригенные и терригенные комплексы. Максимальная суммарная мощность их редко превышает 1000 м. Установленный по органическим остаткам возраст протолита триасовый-раннемеловой и, предположительно, верхнемеловой. Радиологический возраст метаморфических пород: 206-178, 135-133, 96-90, 77-55, 43,5, 34-28, 28-1,8 млн. лет. Полученные величины фиксируют периоды преобразований состава пород под воздействием температуры и давления менявшихся в ходе геологических процессов. Таулан-Армуданский террейн сложен юрскими-сеноманскими и позднемеловыми-палеогеновыми кремнисто-вулканогенно-терригенными частично метаморфизованными отложениями с горизонтами олистостром. Хановско-Краснотымовский террейн сложен триасовыми, юрскими-раннемеловыми и позднемеловыми терригенно-вулканогенно-кремнистыми также частично метаморфизованными породами. Терпеньевский террейн или выступ предположительно палеозойско-мезозойских пород (данные сейсмопрофилирования), расположен в осевой части залива Терпения. Сводовые части поднятия сложены докайнозойскими образованиями, перекрытыми миоценовой и миоцен-плиоценовой осадочными толщами, разделенными поверхностью углового несогласия. Горстообразный выступ поднятия, очевидно, является прямым продолжением террейнов палеозойско-мезозойской или триасово-раннемеловой океанской плиты. Буюклинско-Побединский террейн (Буюклинский и Побединский гравитационные максимумы, погребенное поднятие) связан с рельефом кровли доверхнемеловых метаморфических образований [1, 2]. Структурным бурением в районе поселка Буюклы в восточной части поднятия вскрыты меловые породы с плотностью 2,65 г/см³, а в западной части – предположительно палеозойские зеленокаменно измененные породы с плотностью 2,80-3,00 г/см³.

Скольжение. Перемещение Сусунайского террейна над горячей точкой – этап 1. Восстановленная автором последовательность смены состава вулканических серий позволяет предпола-

гать, что за период развития вулканизма Сусунайский террейн переместился над горячей точкой в северном направлении на расстояние не менее 80 км, что соответствует удаленности северного промежуточного магматического очага от южного. Установлено, что к началу туронского века рассматриваемый террейн находился в зоне терригенного осадконакопления западно-сахалинского типа (присутствие обломков микрокварцитов в базальных конгломератах и песчаниках быковской свиты на р. Комиссаровке – юг Сусунайского хребта). В поздне триасовое-раннеюрское время (206-178 млн. лет) перемещение террейна над горячей точкой (возможно скольжение по разломам в меридиональном направлении) вызвало первый этап метаморфических преобразований слагающих его пород.

Субдукция. Реконструкция Центрально-Сахалинского коллизионного шва, субдуцированных террейнов палеозойско-мезозойской океанской плиты. Формирование аккреционных призм – этап 2. Центрально-Сахалинский коллизионный шов (субдукционная палеозона) установлен по гравитационным ступеням на гравитационной карте Сахалина, а субдуцированные террейны предположительно палеозойско-раннемезозойской океанской плиты – по сходству аномалий гравитационного поля известных террейнов океанской плиты и западно-сахалинской полосы гравитационных аномалий. Вычисленные для этих аномалий средние глубины погружения и глубины до верхних кромок позволили определить их пространственное положение, глубины и скорости субдукционного поддвига. Установлены следующие последовательность и особенности субдукционных процессов. До субдукции океанская плита была расчленена разрывными нарушениями на террейны, которые погружались в субдукционную палеозону асинхронно на разную глубину с присущей каждому из них индивидуальной скоростью. 135-112 млн. лет (валанжин-альб) в Центрально-Сахалинскую субдукционную зону происходила косая субдукция Сусунайского террейна – фрагмента плиты Исонаги или Кула – на глубину 10 км, а затем на глубине более 10 км произошел его подвиг со сдвигом [2]. Кроме того, в раннемеловое время в течение примерно 18 млн. лет происходила также субдукция, Александровского ($h = 38$ км, $V = 2,1$ км/млн. лет), Красногорского ($h = 66$ км, $V = 3,7$ км/млн. лет), Холмского ($h = 45$ км, $V = 2,5$ км/млн. лет) и Ульяновского ($h = 50$ км, $V = 2,8$ км/млн. лет) террейнов океанской плиты на разную глубину с различной скоростью, которая сопровождалась формированием аккреционных призм и метаморфизмом пород. Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, судя по степени метаморфизма пород, испытали только частичное погружение в зону субдукции.

Магматизм – этап 3. Предложенный петрохимический способ позволил уточнить состав, тектоническую природу, геодинамические обстановки формирования изверженных пород коллизионного шва, а также определить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры для океанских и континентальных базальтов. Установлено, что рассматриваемые изверженные породы принадлежат к нормально-щелочной, умеренно-щелочной и щелочной сериям. Океанские базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках внутриплитных океанских островов (WPB) и в небольшом объеме – в обстановке океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время присутствующие в подчиненном количестве континентальные юрские-раннемеловые базальты обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов, что может свидетельствовать о проявлении в то время надсубдукционного вулканизма и возможном влиянии плюмового магматизма [3]. Среди изверженных пород в аккреционных призмах Гомонского и Набильского террейнов также преобладают океанские породы и в подчиненном количестве присутствуют континентальные породы [4].

Коллизия. Реконструкция Поронайского микроконтинента – этап 4. Поронайский микроконтинент выражен в геофизических полях обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией. Гравитационный минимум занимает район Поронайской впадины и площадь распространения метаморфических пород Восточно-Сахалинских гор. Выполненные расчеты показали возможное соответствие остаточной отрицательной аномалии (после исключе-

ния влияния на аномалию поздне меловых пород Западно-Сахалинских гор и рыхлых неогеновых отложений Поронайской впадины) гранитному массиву, нижняя кромка которого может располагаться на глубине 2-5 км [1]. Это предположение подтверждается и тем, что в районе Поронайского микроконтинента Сахалин имеет максимальную мощность земной коры (35-37 км), а также гранитного слоя (14-16 км). Западная часть реконструированного микроконтинента погребена под поздне меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная перекрыта серией покровно-надвиговых пластин динамо метаморфизованных океанских и окраинно-морских пород небольшой мощности (не выраженных положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях). Предположительные размеры Поронайского микро континента были не менее 200-250 × 150-200 км. Раннемеловая субдукция террейнов океанской плиты была остановлена Поронайским микроконтинентом, заблокировавшим Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону в альб-сеноманское время. Непродолжительная коллизия между микроконтинентом и подошедшими к палеозоне террейнами океанской плиты, испытывавшими спрединговые напряжения, способствовали их аккреции, завершению развития раннемеловой континентальной окраины, деформациям накопившихся отложений, а также положили начало формированию в этой части Сахалина покровно-надвиговых пластин, перекрывших в конечном итоге Поронайский микроконтинент. После блокировки раннемеловой субдукционной зоны Поронайским микроконтинентом сформировался Центрально-Сахалинский коллизионный шов, который подвергся интенсивному разрушению. Это подтверждается обнаружением продуктов размыва слагающих его офиолитов в верхней части набильской серии (гомонская, лопатинская свиты, верхняя часть верхнехойской подсвиты).

Усложнение структуры коллизионного шва последующими геологическими процессами. Эксгумация – этап 5. В кампанское-палеоценовое время (77-55 млн. лет) деформации коллизионного шва были обусловлены блокировкой Охотоморской субдукционной палеозоны одноименным микро континентом, в маастрихте (68 млн. лет) – поддвигом вулканогенно-кремнистых комплексов Восточного субтеррейна под Западно-Сахалинский, в дании-верхнем палеоцене (61,9-51,7 млн. лет) – ларамийской фазой сжатия, в эоцене (43,5млн. лет) – взбросом Сусунайского террейна [2, 5]. Появление террейнов на дневной поверхности (эксгумация) могло быть обусловлено возвратным течением, обычно возникающим при блокировке зоны субдукции микроконтинентами, гайотами или крупными подводными поднятиями или связано с эрозионными процессами. Вскрытие на поверхность образований Сусунайского террейна японские исследователи связывают с правосторонним сдвигом и перескоком меловой субдукционной зоны к современной Курильской островной дуге в олигоцен-миоценовое время [2].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреев А.А.** О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина по геофизическим данным / Труды СахКНИИ, 1975. Вып. 30. С. 145-151.
2. **Гранник В.М.** Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. **Гранник В.М.** Изверженные породы Центрально-Сахалинского коллизионного шва (о. Сахалин) / Докл. АН, 2012. Т. 446. № 4. С. 423-428.
4. **Гранник В.М.** Изверженные породы Гомонского и Набильского террейнов Восточно-Сахалинских гор (о. Сахалин) // Докл. АН, 2014. Т. 454. № 6. С. 683-688.
5. **Жаров А.Э.** Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Губанова М.А.

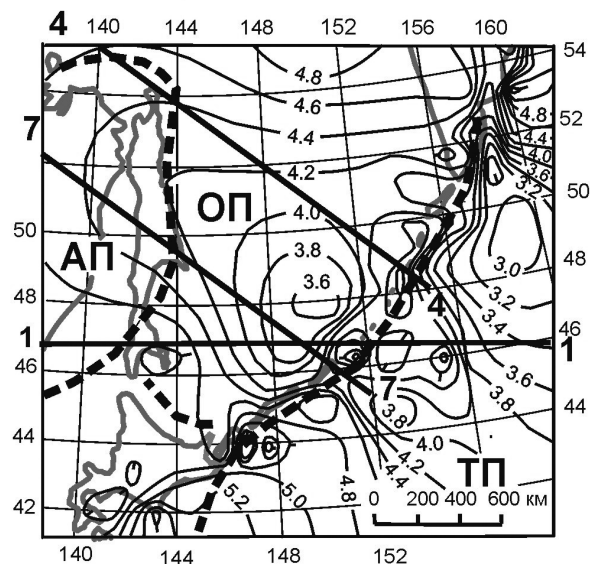
*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан, mahaonn2008@mail.ru*

Изучение реологических свойств земной коры и верхней мантии является актуальной задачей тектонофизики, решение которой имеет не только важное теоретическое значение, но и множественные практические следствия, поскольку с реологическим состоянием геологических сред во многом связаны механизмы формирования и эволюции тектонических структур и сейсмичность. Наши исследования реологической расслоенности тектоносферы Дальнего Востока России основываются на анализе 3D-распределений магнитуд землетрясений, которые дают возможность проследить связь сейсмических событий с объемным геологическим строением исследуемой территории в непрерывном пространстве. Как показал первый опыт моделирования 3D-распределений магнитуд [2], слоям, зонам и областям повышенных и высоких магнитуд соответствуют блоки и террейны, сложенные древними кристаллическими комплексами. Низкие значения осредненных магнитуд наблюдаются в рифтогенных структурах, под вулканическими поясами и в подкупольных зонах плюмов. Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются ежегодные сейсмические каталоги Геофизической Службы РАН (г. Обнинск).

Распределение магнитуд землетрясений в подастеносферной верхней мантии Охотоморского региона (рис. 1А) характеризуется двумя особенностями. В интервале глубин 80-150 км в южных районах Охотского моря наблюдается широкий минимум сейсмичности, который можно связать с астеносферной линзой [4, 6]. В этом же интервале глубин граница Охотоморской плиты с Тихоокеанской выражена линейной зоной локальных максимумов сейсмичности. В глубоком срезе верхней мантии эта зона смещена на 400-450 км в сторону Амурской плиты, что, несомненно, является отражением субдукции Тихоокеанской плиты. В разрезах в подкоровом слое верхней мантии областями повышенных значений магнитуд регистрируются: Тихоокеанская литосфера – на востоке, и Амурская плита – на западе. В центре расположена Охотоморская плита, в границах которой низкие значения магнитуд маркируют одноименный плюм. В разрезах Охотоморского региона (рис. 1В) проявлено расслоение литосферы на два жестких слоя: нижнекоровый (интервал глубин 25-50 км) и подастеносферный (100-150 км). Между ними залегает слой пониженной вязкости ($M = 3,4-3,6$) мощностью 20–25 км. В детальных разрезах проявились глубинные разломы, разделяющие области с разным характером распределений магнитуд землетрясений. В восточной части разреза 4–4 (рис. 1В) в интервале глубин 60-70 км проявлено расщепление тихоокеанской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины, что является характерной особенностью зон коллизии плит [4].

В верхнем Приамурье в интервале глубин 18-22 км в распределениях магнитуд землетрясений обнаружена концентрическая зональность: низкие значения магнитуд ($M = 2,8-3,0$) в центральной части и высокие ($M = 3,8-4,4$) – по периферии (рис. 1Б). Минимум сейсмичности маркирует структуру центрального типа – Алдано-Зейский плюм [4, 5]. В вертикальном разрезе земной коры этого района обособлены 2 слоя повышенной сейсмичности. Первый от поверхности слой до глубины 10 км, магнитуды землетрясений в котором варьируют от 2 до 4,5, неоднороден по вещественному составу и реологическим свойствам. В этом диапазоне глубин залегают разновозрастные (AR–MZ) метаморфические, магматические и складчатые комплексы, картируемые геологическими съемками [1]. Второй слой с магнитудами от 3,0 до 4,5 занимает нижнюю часть разреза (ниже глубины 20-22 км). Этот слой, согласно данным ГСЗ и МОВЗ [3], соответствует нижнему – мафическому (или «базальтовому») слою земной коры. Эти слои разделяются тонким слоем пониженной вязкости, выраженным уменьшением магнитуд

А Магнитуды в слое 80-150 км



Б Магнитуды в слое 18-22 км

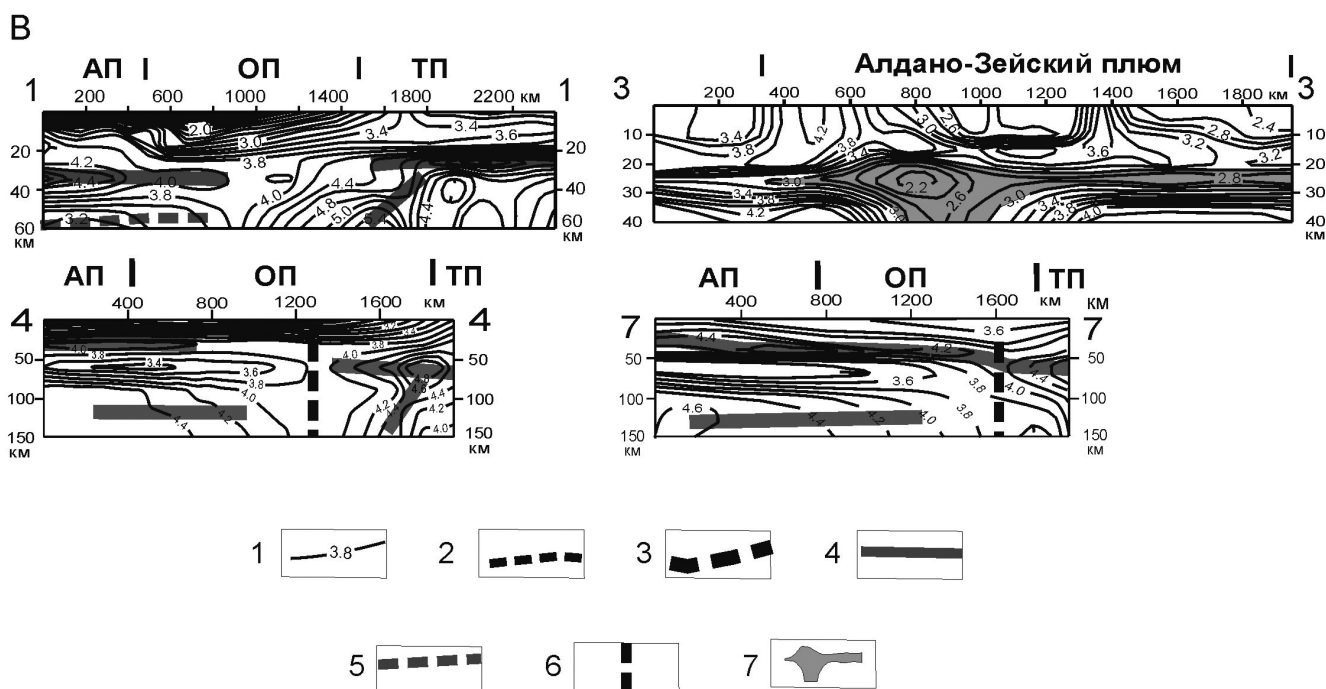
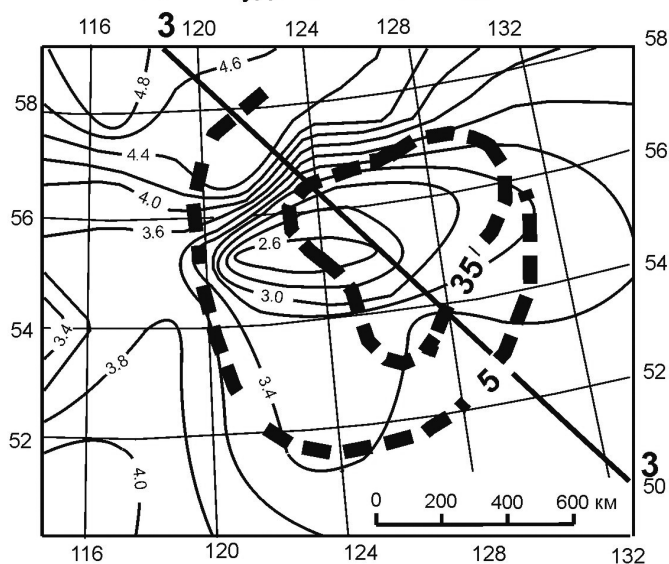


Рис. 1. Карты-срезы 3D-моделей магнитуд землетрясений в Охотоморском (А) и Верхне-Амурском (Б) регионах с разрезами (В)

1 – изолинии осредненных магнитуд землетрясений; 2 – границы литосферных плит (а); 3 – контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях (в), км [5]; 4, 5 – оси жестких (4) и вязких (5) пластин; 6 – глубинные разломы в разрезах (В). Литосферные плиты: АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская; 7 – зона пониженной сейсмичности в разрезе 3–3.

землетрясений до 2,2-2,4. Судя по разрезу 3–3, асейсмичная зона пониженной вязкости в центре плюма продолжается в верхнюю мантию, где находит подтверждение в формализованной гравитационной модели в виде минимума градиента сферической плотности, диагностирующего поднятие астеносферного слоя [5]. В разрезе 3–3 слой пониженной вязкости, диагностируемый по минимуму магнитуд землетрясений, имеет грибовидную форму, типичную для подкоровых и внутрикоровых зон плюмов.

Выводы:

1. Магнитуды землетрясений – сейсмологический индикатор реологических состояний тектонических сред – способны отражать наиболее общие особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии. По этим индикатором в 3D-геологическом пространстве наиболее часто картируются нижнекоровый (мафический), реже – гранитно-метаморфический кристаллический слой и нижний слой литосферы. Рассмотренные модели (см. рис. 1) иллюстрируют тектоническую расслоенность литосферы на среднекоровый (интервал глубин 10-20 км), нижнекоровый (20-40 км) и нижний литосферный (100-150 км) жесткие слои, разделяемые слоями, или зонами, пониженной вязкости.

2. Модели распределений магнитуд землетрясений, диагностирующие реологическую расслоенность тектоносферы, могут найти применение на начальных этапах исследования глубинного строения литосферных плит, кратонных блоков, складчатых систем и структур центрального типа плюмовой природы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. редакторы : Красный Л.И., Пэн Юнь Бяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999. 3 л. с объяснит. запиской. 135 с.
2. Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы, 2011. Т. 14. № 2. С. 51-56.
3. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
5. Петрищевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // ДАН, 2006. Т. 406. № 3. С. 116-119.
6. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. Родникова А.Г. М.: РАН. Национальный геофизический комитет. 1996. 337 с.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКОГО И КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Диденко А.Н., Тихомирова А.И., Кудымов А.В.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, itig@itig.as.khb.ru*

В работе на основе рассмотрена история становления геологических структур северо-западного обрамления Тихого океана. Приведены оригинальные палеомагнитные данные меловых пород утицкой свиты и киселевской свит Северного Сихотэ-Алиня.

Значительную территорию Сихотэ-Алиня занимают отложения окраинного синсдвигового турбидитового бассейна – Журавлевско-Амурский комплекс [1], который протягивается на 800 км полосой северо-восточного направления шириной до 80 км. Комплекс слагают меловые, в основном нижнемеловые, песчаники, алевролиты, аргиллиты общей мощностью до 15000 метров [2]. Более древние кремнисто-глинистые породы встречаются в осевой части комплекса. Нами изучены завершающие разрез комплекса прибрежно-морские осадочные образования на левобережье р. Амур между заливами Ситога и Медвежий, где представлен значительный объем утицкой свиты, описание которой соответствует материалам Объяснительной записки к Геологической карте масштаба 1:200 000 (лист М-54-1) [4] и собственным полевым наблюдениям.

По результатам палеомагнитных исследований выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности вулканогенных пород утицкой свиты Журавлевско-Амурского комплекса. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы, и координаты палеомагнитного полюса

($P_{lat} = 81,6^\circ$, $P_{long} = 208,2^\circ$, $d_p = 10,8$, $d_m = 12,5^\circ$) утицкой свиты. Сравнение значений современной широты ($51,4^\circ$ с.ш.) и палеошироты ($53,7 \pm 10,8^\circ$ с.ш.) не предполагают крупноамплитудных горизонтальных перемещений пород свиты относительно поздне меловой окраины Евразийского континента, а свидетельствует об автохтонном положении отложений, завершающих разрез Журавлевско-Амурского комплекса.

Ранее нами [3] были изучены вулканогенно-осадочные породы киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса, определяемого многими исследователями [5, 6] как фрагмент средне-меловой аккреционной призмы. В результате палеомагнитных исследований выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности осадочно-вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса. Она имеет позитивный отклик теста складки и возраст, близкий возрасту самих пород. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы киселевской свиты, и координаты палеомагнитного полюса ($P_{lat} = 18,6^\circ$, $P_{long} = 222,4^\circ$, $d_p = 5,2$, $d_m = 9,1^\circ$). Расстояние между современным широтным ($51,4^\circ$ с.ш.) и палеоширотным ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.) положениями изученных вулканогенно-осадочных пород составляет более 3,5 тыс. км, что свидетельствует о крупноамплитудных горизонтальных перемещениях пород свиты.

На основе новых палеомагнитных данных для меловых осадочно-вулканогенных пород утицкой и киселевской свит северного Сихотэ-Алиня, геолого-геохимической информации об их генезисе предложена следующая модель меловой истории развития региона (рис. 1). 135-105 млн. лет назад породы киселевского блока перемещались на плите Иванаги в СЗ направлении со скоростью 15-20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. километров до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова). 105-95 млн. лет назад они в составе аккреци-

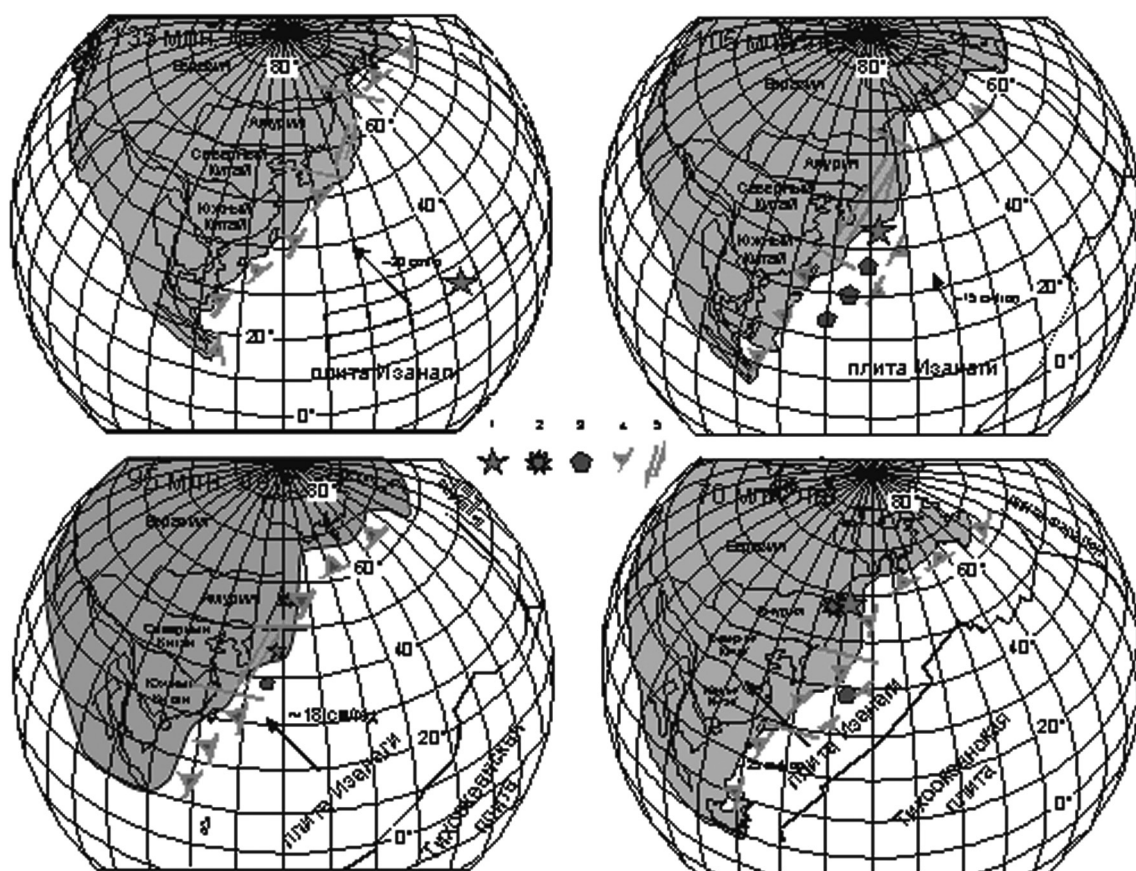


Рис. Меловая геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии.

1 – киселевская свита [3]; 2 – утицкая свита (наст. работа); 3 – комплексы о. Сахалин [7]; 4 – островные дуги; 5 – сдвиги.

онного комплекса перемещались вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4-5 см/год. Севернее формировались породы утицкой свиты. К концу мела киселевский блок достиг своего современного положения, недалеко от места образования утицкой свиты.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты 12-I-0-ОНЗ-07, 12-II-СО-08-026, 14-III-B-08-215).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1-572 + цв. карта.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавельский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты ранне-меловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
3. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.
4. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Отчёт о результатах работ за 2004-2007 гг. по Государственному контракту №3/04 Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-I (Пильдо-Лимурийский объект). Текст отчёта 219 стр., текстовые приложения на 83 стр., иллюстрации 15, таблица 1, графические приложения на 60 листах, библиография 100, ФГУП «Дальгеофизика», Центр региональных геологических исследований г. Хабаровск, ул. Льва Толстого, 8, 2007 г. (Росгеофонд, ХТФГИ, ФГУП «Дальгеофизика»). Хабаровский край, М-54-I.
5. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
6. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 1. С. 25-38.
7. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal International, 2012. V. 190. N. 3. P. 1439-1454

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ В ЗОНЕ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ СУБДУКЦИИ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.

*Геологический институт РАН
г. Москва, dokukina@mail.ru*

Субдукционные границы литосферных плит генерируют крупнейшие землетрясения, которые составляют более 90 % от суммарного глобального сейсмического момента. Исследование эксгумированных субдукционных комплексов является единственным способом геологического наблюдения сейсмогенной зоны на глубине. Явные геологические свидетельства палеосейсмичности в субдукционных зонах были неизвестны, пока Фишер и Бин [5] не установили, что зоны меланжа, присутствующие в аккреционных призмах, представляют собой комплексы древних субдукционных разломов. Псевдотахилиты в древних субдукционных зонах удовлетворяют самые строгие критерии идентификации палеосейсмичных процессов [3] и являются уникальными свидетельствами динамических процессов разрывообразования во время землетрясений. Псевдотахилиты – это продукты экстремальных хрупких деформаций, формирующиеся в результате дробления и фрикционного плавления жестких горных пород при мгновенных с геологической точки зрения скоростях деформации [8]. Обычно это резко секущие жилки небольшой мощности, с резко выклинивающимися границами, выполненные скрытокристаллической стекловатой породой с зёрнами мельчайших размеров и полосами течения, включающими милонитовые фрагменты. Псевдотахилиты или шоковые жилки встречаются во многих метаморфических комплексах в зонах тектонических нарушений, а также в пределах метеоритных кратеров и являются важными свидетельствами высокоскоростных деформаций в геологическом прошлом Земли.

В пределах мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции в районе села Гридино на острове Избная Луда исследованы аплитовидные прожилки, приуроченные к структу-

рам тектонического брекчирования контрастных по составу пород – в основном плагиогнейсов и микроклиновых гранитов включающих фрагменты амфиболитов, габбро-эклогитов и ретроградно-измененных эклогитов [2]. Изначальная полосчатость и гнейсовидность пород имели северо-западное и субширотное простирание и регулярно смещены вдоль системы субмеридионально ориентированных протяженных, а также малоамплитудных (первые метры) хаотично ориентированных разрывов. Разрывы отличаются по геометрии и минеральному наполнению своих зон [2]. Сместители протяженных субмеридиональных разрывов, смещающие жилы микроклиновых гранитов и полосчатость в гранито-гнейсах, как правило, свободны от новообразований. Менее распространены разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными породами. Эти породы образуют жилы и прожилки с апофизами, имеют небольшую мощность (обычно 1-10 мм, до 2-3 см, иногда более 10-12 см), пересекают все типы пород, не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются. Относительно крупные аплитовые жилы содержат обломки плагиогнейсов и микроклиновых гранитов. В крупных обломках сохраняются следы полосчатости, указывающие, что смещение этих фрагментов относительно материнских пород и друг друга было незначительным. Местами тонкие аплитовые жилки образуют густую сеть, облегающую мелкие обломки плагиогранито-гнейсов и милонитизированных микроклиновых гранитов: порода превращается в мелкообломочную брекчию, где обломки представлены плагиогнейсами и микроклиновыми гранитами, а цемент – светло-серой тонкозернистой аплитовидной породой. В некоторых случаях аплитовидный материал окружает отдельные угловатые фрагменты микроклиновых гранитов, одновременно внутри этих обломков развивается тонкая нерегулярная сетка аплитовидных жил указывающая на вращение жесткого блока гранитов в поле сдвигового напряжения. Аплитовидные жилы пересекают структуры тектонических брекчий, а затем смещаются по более поздним хрупким разрывам. Морфология жилок свидетельствует о высокой миграционной способности выполняющего их материала и позволяет сопоставлять их с псевдотахилитами [7]. Формирование тектонических брекчий произошло после становления тел микроклиновых гранитов. В формировании структурного рисунка важную роль играла компетентность пород. Полосчатость мигматизированных гнейсов характеризуется плавными подворотами на границе с разломами, что в целом отвечает пластическому стилю деформации. Тела микроклиновых гранитов в основном деформировались как жесткие блоки. В целом, это отвечает хрупко-пластичному режиму внутрикоревой деформации. На высокую скорость деформации указывает формирование псевдотахилитов, образование которых в процессе фрикционного трения является реакцией жесткой коры на сейсмические события. Смещение жил псевдотахилитов по системе хрупких разрывов свидетельствуют о том, что деформации были пролонгированы во времени. Под действием нагрузки породы испытывали ползучесть с пластическими деформациями гнейсов до тех пор, пока не был достигнут предел их прочности. При достижении предела прочности происходило геологически мгновенное разрывообразование и смещение по разрывам, что приводило к снятию напряжений. Если напряжение продолжало действовать, такой сценарий мог повторяться циклически.

Тектонические брекчии рассечены субмеридиональными эклогитизированными мафическими дайками по нашему мнению архейского 2,87-2,82 млрд. лет [4], по мнению других исследователей палеопротерозойского ~ 2,4 млрд. лет [1] возраста. В любом случае, формирование брекчий, метапсевдотахилитов и сопутствующее ему сейсмогенное событие происходили в архейское время до внедрения даек. Регулярные и закономерно ориентированные апофизы даек, а также явные сдвиговые смещения даек являются доказательством того, что дайки внедрялись синхронно сдвиговым хрупким деформациям. Направления этих деформаций согласны основным направлениям сдвига при формировании тектонических брекчий. Однако в отличие от компрессионных условий, в которых происходило брекчирование, формирование дайкового роя характеризует условия растяжения. Эти простые наблюдения позволяют предложить простую гипотетическую модель последовательности событий, основанную на уже сложившихся представлениях об эволюции региона [6].

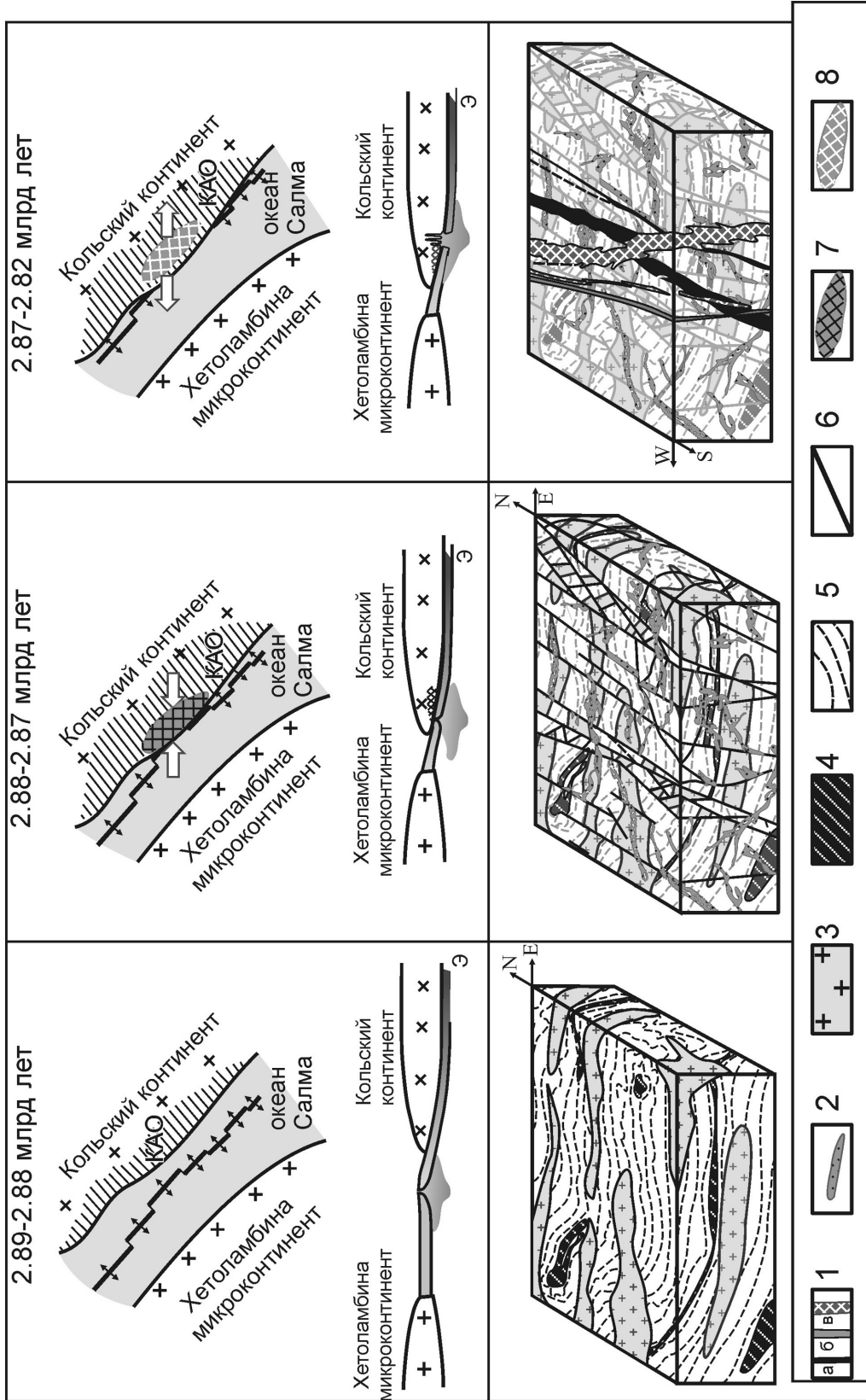


Рис. Схематическая модель начала погружения срединного центра океан Салма под край Кольского континента. 1 – мафические дайки; а – метагабронориты ранней генерации, б – метагабронориты поздней генерации; 2 – метапсевдотахилиты; 3 – метаксидотакхилиты; 4 – микроклиновые амфиболиты и клинопироксен-гранатовые амфиболиты; 5 – плагиогнейсы; 6 – разрывы; 7 – зона компрессионного сжатия; 8 – зона растяжения. КАО – Кольская активная окраина, Э – эклогиты.

Модель реализации сейсмических деформаций с формированием тектонических брекчий и последующим за ними внедрением мафических даек в зоне субдукции представлена на рис. Изученные в пределах Беломорской эклогитовой провинции структуры тектонического брекчирования континентальных пород активной окраины Кольского палеоконтинента, и сопряженные с брекчиями псевдотахилиты являются важными признаками палеосейсмических процессов и деформаций, реализующихся в относительно малоглубинных субдукционных условиях. Кварц-полевошпатовый состав деформированных пород позволил достаточно четко определить уровень дислокаций, отвечающий хрупко-пластическому переходу при 350-450 °С на глубинах 10-15 км. Напряженное состояние висячего крыла субдукционного канала отвечало начальным стадиям погружения срединно-океанического хребта мезоархейского океана Салма в 2,88-2,87 млрд. лет назад; и завершилось сбросом напряжения и раскрытием субдукционного окна за счет растягивающих напряжений спредингового центра. Субдукционное окно существовало на протяжении достаточно длительного периода 2,87-2,82 млрд лет и определяло развитие широкого ареала мантийного мафического и корового кислого магматизма до того момента, пока не возобновились субдукционно-коллизийные процессы 2,82 млрд. лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. // Доклады РАН, 2011. Т. 437. № 2. С. 238-242.
2. Травин В.В., Степанов В.В., Докукина К.А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 40-49.
3. Cowan D.S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // Journal of Structural Geology, 1999. V. 21. P. 995-1001. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00046-2
4. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepchina E.N. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // Gondwana Research, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>
5. Fisher D., Byrne T. Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska // Tectonics, 1987. V. 6. P. 775-793.
6. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
7. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, 1987. P. 309-700.
8. Spray J. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? // Geology, 1995. V. 23. P. 1119-1122. doi: 10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

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

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, zheldakmv@yandex.ru*

Район исследований располагается в южной части Приморья, в пределах Вознесенского террейна – фрагмента раннепалеозойской пассивной окраины [1]. Полуостров Муравьева-Амурского с прилегающими территориями и расположенные юго-западнее острова располагаются в осевой части Муравьевской горст-антиклинали северо-восточного простирания, ограниченной с северо-запада зоной Муравьевского (Берегового), а с юго-востока – зоной Шкотовского разломов [2]. Здесь обнажены раннепалеозойские гранитоиды, а также пермские терригенные и вулканогенные образования, прорванные позднепермскими интрузиями гранитоидов седанкинского комплекса. На крыльях горст-антиклинали пермские породы с размывом и угловым несогласием перекрыты триасовыми и нижнемеловыми терригенными породами прибрежно-морских и континентальных, частично угленосных фаций. Северо-западнее и юго-восточнее горста располагаются кайнозойские грабены Амурского и Уссурийского заливов.

Цель исследований состояла в изучении геодинамики формирования пород различных возрастных уровней путем изучения и анализа видимых в границах обнажений складчатых и разрывных структур. Объектами исследования являлись обнажения вдоль морского побережья полуострова, а также вдоль дорожных выемок недавно построенного шоссе Патрокл – Седанка. Основным методом исследования деформаций разновозрастных образований являлось изучение структурных парагенезисов – закономерных сочетаний тектонических структур, а также морфологии, пространственных и временных соотношений разломов, складок, и их составляющих – структурных и кинематических элементов [4].

В результате исследований выявлены три последовательных наложенных друг на друга структурных парагенезиса в обстановках различно ориентированных полей напряжений: позднепермский, позднемезозойский и кайнозойский.

Фрагменты домезозойских (позднепермских) деформаций сохранились в приосевой части горст-антиклинали в экзоконтактовой зоне Седанкинского массива гранитов. Пермские образования поспеловской и владивостокской свит обнажены здесь во фрагментах складок северо-западного простирания. Достаточно многочисленные послегранитные дайки риолитов, гранодиоритовых и диоритовых порфиритов имеют устойчивое северо-восточные простирания. В целом структурный парагенезис отвечает северо-восточному направлению регионального сжатия.

Обнажающиеся на остальной части полуострова пермские, триасовые и меловые породы весьма интенсивно деформированы в альб-раннесеноманское время, в процессе формирования Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Происходило это в обстановке ССЗ–ЮЮВ регионального сжатия, при котором в главных чертах и была сформирована Муравьевская горст-антиклиналь. В структурный парагенезис этого этапа деформаций входят складки северо-восточного простирания, складчато-чешуйчатые структуры (наблюдаемые, в частности, в триасовых породах вдоль северного обрамления Угловской кайнозойской впадины). Особо отметим, что хотя триасовые и нижнемеловые породы разделены поверхностью несогласия, они деформированы совместно и в одном структурном плане. Вдоль ограничивающих горст-антиклиналь Муравьевского и Шкотовского разломов установлена левосдвиговая компонента перемещений.

Кайнозойский этап деформаций изучен в пределах обрамления Угловской впадины, являющейся наземным продолжением Амурского залива. Структурный парагенезис этого времени включает правосдвиговые перемещения вдоль разрывов ССВ простирания, сдвига-сбросовые – вдоль близширотных сдвигов (с формированием в эоцене-олигоцене присдвиговых седиментационных бассейнов [3]), а также сбросовые перемещения вдоль разрывов СВ простирания. Последние наблюдались, в частности, в позднемиоценовых грубообломочных породах в карьерах у с. Раздольное. Комплекс перечисленных структур однозначно свидетельствует о СВ направлении регионального сжатия, которое господствовало с эоцена и, по-видимому, до настоящего времени.

Таким образом, на рассматриваемой территории совмещены структуры, формировавшиеся с поздней перми по настоящее время в обстановках кардинально меняющихся направлений регионального сжатия – с ЮЗ на СВ (в поздней перми и в кайнозое) и с ЮЮВ на ССЗ (в альбесеномане).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геология СССР, т. XXXII, Приморский край / Ред. И.И. Берсенев. М. Недра, 1969. 696 с.
3. Голозубов В.В., Миклова С.В., Донг-У Ли и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.
4. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143с.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В АККРЕЦИОННЫХ И КОЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ: СОСТАВ, СТРУКТУРА И СТРАТИГРАФИЯ

Зябрев С.В.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, sziabrev@itig.as.khb.ru*

Субдукционные комплексы, формирующие аккреционные призмы, являются одним из существенных продуктов процесса наращивания континентов благодаря субдукции океанических плит. Они слагают широкие пространства в аккреционных складчато-надвиговых системах, и в меньшем объеме сохранены в коллизионных системах. Субдукционные комплексы формируются как в окринно-континентальных, так и внутриокеанических субдукционных обстановках и значительно различаются своим составом, общей структурой и литостратиграфией. В докладе будут рассмотрены особенности структуры и стратиграфии юрско-меловых субдукционных комплексов аккреционных систем восточной окраины Евразии (на Дальнем Востоке России) а также мелового субдукционного комплекса, сохранившегося в зоне коллизии Индии и Евразии.

Субдукционные комплексы Сихотэ-Алинской и Сахалинской аккреционных систем восточной окраины Евразии формировались преимущественно в окраинно-континентальной обстановке. В Сихотэ-Алинской аккреционной системе субдукционный комплекс юрского возраста включает сопряженные Самаркинский, Бикинский и Баджальский террейны. Баджальский субдукционный комплекс наилучшим образом обнажен и изучен в своей восточной части (район Хабаровска и хр. Хехцир), где известен как Хабаровский комплекс. Он характеризуется достаточно регулярным повторением тектонических пластин, сложенных океаническим кремнистыми пелагическим и гемипелагическим отложениями, а также кластическими отложениями глубоководного желоба. В состав комплекса включены меланжи и хаотические осадочные образования. Последние совместно с вмещающими слоистыми отложениями интерпретируются как осадочный покров аккреционной призмы. Их позднеитонский (поздняя юра) возраст указывает на время завершения эпизода аккреции этой части призмы. Различные фрагменты ее формировались как путем фронтальной аккреции, так и тектонического подслаивания и впоследствии совмещались друг с другом и осадочным покровом.

Амурский субдукционный комплекс наращивает Баджальский и отличается от него существенным преобладанием фронтально-аккретированных кластических отложений глубоководного желоба, среди которых залегают разрозненные маломощные пластины океанических отложений. Биостратиграфическими исследованиями отложений в различных частях этого комплекса установлено, что процессы субдукционной аккреции охватывали интервал раннего мела. Восточный фланг Амурского комплекса (район оз. Удыль) включает аккретированный фрагмент раннемеловой островной вулканической дуги.

Во фронте Амурского комплекса узкой полосой протягивается Киселевско-Маноминский субдукционный комплекс, сложенный преимущественно океаническим кремнистыми отложениями с внутриплитными базальтами. Практически полное отсутствие кластических отложений конвергентной границы предполагает формирование комплекса тектоническим подслаиванием под фронтальную часть Амурского комплекса. Биостратиграфическими исследованиями радиолярий установлено, что становление комплекса происходило в позднем апте – начале альба (конец раннего мела).

Восточно-Сахалинский субдукционный комплекс меловой-палеогеновой Сахалинской аккреционной системы формировался совместно с Западно-Сахалинским преддуговым прогибом и Кемско-Самаргинской островной вулканической дугой, а позднее – Восточно-Сихоте-Алинским вулканическим поясом. Этот субдукционный комплекс характеризуется нерегулярным повторением тектонических пластин, сложенных кластическими отложениями конвергентной границы

и в меньшей степени – океаническим кремнистыми отложениями и базальтами. Океанические породы иногда формируют полосы меланжа. Кластические отложения включают отложения глубоководного желоба и осадочного покрова аккреционной призмы. Чешуйчато-надвиговая структура формировались путем фронтальной аккреции и тектонического подслаивания с последующим совмещением различных фрагментов призмы и ее осадочного покрова. Биостратиграфическое изучение показало, что значительная часть субдукционного комплекса сформировалась от конца ата–начала альба до среднего сеномана.

Субдукционные комплексы формировались на юрско-меловой континентальной окраине, последовательно наращивая друг друга. Несмотря на единство бывшей тектонической позиции, они существенно различаются количественным соотношением аккретированного материала: от подавляющего преобладания кластических отложений конвергентной границы в Амурском комплексе до полного преобладания океанических пород в Киселевском комплексе. Баджальский и Восточно-Сахалинский комплексы и их отдельные фрагменты занимают промежуточное положение в этом ряду. Эти различия отчасти объяснимы соотношением фронтально-аккретированных и тектонически подслоенных фрагментов в современной структуре субдукционных комплексов. Комплексы заметно различаются своей стратиграфической летописью и ее полнотой, а также содержанием хаотических образований, как тектонических меланжей, так и дебритов осадочного покрова.

Мезозойские субдукционные комплексы образуют тектонический каркас региона Дальнего Востока и проливают свет на его тектоническую эволюцию. Западная часть Восточно-Сахалинского субдукционного комплекса формировалась синхронно с Киселевско-Маноминским комплексом и фронтальной частью Амурского. Предполагается образование этих комплексов вдоль единой конвергентной границы плит с расположением субдукционного комплекса Сахалина в конце раннего мела к югу от синхронных комплексов Сихотэ-Алиня. В современное расположение эти комплексы были приведены масштабным левосдвиговым смещением вдоль Киселевско-Маноминского субдукционного комплекса. Определение палеоширот для меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба палеомагнитным методом поддерживает интерпретацию смещения Сахалинской аккреционной системы к северу. Эти перемещения являются ключом к пониманию кинематики и времени пост-аккреционных преобразований мезозойской конвергентной границы на востоке Евразии.

Террейн Байнанг в сутуре Ярлунг-Цангпо, зоне коллизии Индии и Евразии, является редким примером субдукционного комплекса, сохранившегося в коллизионной системе. Исключительная полнота сохранности комплекса связана с его локальной тектонической позицией на сигмоидном изгибе линии сутуры. Субдукционный комплекс связан с развитием внутриокеанической островодужной системы. Структура сформирована многочисленными тектоническими пластинами южной вергентности. Пластины северной зоны сложенными океаническим пелагическими кремнями (верхний триас – нижний мел) и гемипелагическими кремнистыми алевропелитами (нижний мел, апт). Эта последовательность отражает перемещение фрагментов океанического ложа к северу и приближение к конвергентной границе в конце апта, что предшествовало аккреции. Пластины южной зоны сложены алевропелитами со слоями микритов и кальцитурбидитов (верхний триас-нижняя юра) и пелагическими биогенными и туфогенными кремнями (средняя-верхняя юра). Стратиграфия южной зоны отражает седиментацию вблизи пассивной окраины Индии и термо-тектоническое погружение этой части океанического дна. Многочисленные базальтовые sill указывают на проявление внутриплитного магматизма в средней юре. Аккреция пластин южной зоны произошла позднее в мелу. Особенности структуры субдукционного комплекса Байнанг, скорее, отражают его вертикальное, а не латеральное, наращивание. Полное отсутствие кластических отложений конвергентной границы интерпретированы как неотъемлемая черта субдукционного комплекса внутриокеанической островодужной системы.

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Имаева Л.П.¹, Имаев В.С.¹, Козьмин Б.М.²

¹*Институт Земной Коры СО РАН
г. Иркутск, imaeva@crust.irk.ru*

²*Институт геологии Алмаза и Благородных Металлов СО РАН
г. Якутск, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru*

Предшествующая современному этапу, история формирования структурных элементов сеймотектонической зоны Черского, обусловлена активными тектоническими процессами, протекавшими здесь в поздней юре – нижнем мелу, когда структуры пассивной континентальной окраины, развитой на восточном обрамлении Сибирской платформы, столкнулись с Алазейской островной дугой [1]. В последнее время деструкция территории мезозой связываются с коллизией Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским блоком (супертеррейном), пространственно занимающим место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [5]. Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях, включающих толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклиналиев и антиклиналий Верхояно-Колымской складчатой системы.

Крупной неотектонической структурой фронтальной зоны Колымо-Омолонского блока, является сводовое поднятие, орографически выраженное Момским хребтом, который сложен морскими отложениями верхней юры, интенсивно дислоцированными в систему линейных северо-западных складок. Примыкающий к нему с востока Индигиро-Зырянский прогиб представлен меловыми и кайнозойскими отложениями большой мощности (более 3 км), интенсивно дислоцированными в складки и надвиговые разрывы. Он вовлечен в интенсивное (до 2500 м) поднятие с формированием разноранговых дизъюнктивных нарушений различного кинематического типа. По своему простираению он окаймлен рядом надвиговых и взбросовых нарушений. В центральной его части широко развиты разломы преимущественно сдвиговой кинематики, переходящие к флангам в веерообразно расходящуюся систему взбросо-надвигов. Крайним северо-восточным ограничением зоны Черского служит Мятисский надвиг, который трассируется вдоль северо-восточного подножья Момского хребта в зоне его сочленения с Индигиро-Зырянским прогибом на расстояние более 700 км. На реках Мятис, Эльгандя и Кыллах, берущих начало с Момского хребта (среднее течение р. Индигирки), отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок (углы падения 75-80°). С юго-запада они обрезаны надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные отложения [2].

Вдоль осевой части Момского хребта выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский разломы. Первый – трассируется предположительно от Туманского хребта в Северном Приохотье до р. Зырянка, берущей начало с северо-восточных склонов Момского хребта. Разлом служит северо-восточным ограничением Сеймчано-Буюндинской впадины. На юго-востоке он разделяет Момский и Приколымский горст-антиклиналии, а на северо-западе – Момский горст-антиклиналий и Зырянскую впадину. В магнитном поле указанный разлом выявляется по цепочке аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает отчетливая гравитационная ступень [1]. Характер расположения кулис разлома, в полостях которых заложилась мини-впадины растяжения, свидетельствует о наличии сдвиговых подвижек в зоне его влияния [2].

Илин-Тасский дизъюнктив трассируется по границе сочленения Илин-Тасского антиклиналия с Индигиро-Зырянским прогибом вплоть до р. Индигирка. В зоне разлома наблюдается изменение кольцевидного рисунка магнитных аномалий и четкая гравитационная ступень. В среднем течении р. Индигирка он проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2 км. Плоско-

сти последнего падают на юго-запад под углами 60° . В верховьях рек Мятис и Бадяриха разлом прослеживается в виде сдвиговой зоны брекчирования мощностью до 300–400 метров, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги [1].

В плане, разнонаправленная система Илин-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжена под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположен кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализованные термальные источники подземных вод [2].

Система Момо-Селенняхских впадин, расположенная к юго-западу от Момского хребта, представлена цепочкой крупных межгорных (Верхнеселенняхской, Кыринской, Нижнемомской, Верхнемомской и др.) долин и рядом других небольших депрессий, сформированных в условиях растяжения. В структурном отношении они приурочены к нижнемеловому прогибу и выполнены мощной толщей вулканогенно-осадочных и лагунно-континентальных отложений верхней юры и нижнего мела. Осадки смяты в пологие складки субширотного простирания, осложненные складчатостью более высоких порядков. Эволюция структур в их пределах позволяет проследить сочетание признаков типично рифтовых структур (наличие коровой и мантийной неоднородности, высокий тепловой поток, базальтоидный вулканизм), а с другой стороны парагенезисы активных разломов и механизмы очагов землетрясений свидетельствуют об обстановке сжатия земной коры [2, 3].

Одним из основных факторов, свидетельствующих об активности протекающих здесь сейсмо-тектонических процессах являются проявления сейсмичности. Местные сейсмические события в зоне Черского диффузно располагаются в широкой (до 600 км) и протяженной (более 2000 км) полосе сейсмичности, которая от дельты р. Лены до Охотского моря пересекает все геологические структуры независимо от их простирания. Она соединяет сейсмические проявления в Арктическом и Тихоокеанском регионах и представляет часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, разграничивающего Евразийскую и Североамериканскую литосферные плиты. [2, 3]. Здесь преобладают многочисленные мелкофокусные (глубина гипоцентров до 30 км.) слабые землетрясения с $M < 2$, отмечен и ряд крупных сейсмических катастроф (более 30) с $M > 5$ и интенсивностью в эпицентре до 7-9 баллов.

Выявлена определенная закономерность пространственного распределения очагов землетрясений в центральной части зоны Черского. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки, но затем вблизи $140-141^\circ$ восточной долготы круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенняхской впадины и следует к Полоусному хребту. Следует особо отметить повышенную активность этого участка территории, где только в течение 1962-2013 гг. произошло 13 сильных событий с $M = 5,0-6,9$.

Детальное рассмотрение ориентации плоскостей сместителей и главных тектонических напряжений в очагах землетрясений свидетельствует о главенствующей роли в зоне Черского обстановки сжатия, действующей в направлении северо-восток–юго-запад по азимуту $30-80^\circ$. При этом выявлено, что в очагах землетрясений, зафиксированных в междуречье Индигирки и Колымы преобладают подвижки типа левого сдвига со взбросом, что совпадает с современными левобокowymi смещениями гидросети и геологических тел в областях влияния разломов Улахан, Чай-Юреинского и др. На левобережье р. Индигирки в субдолготной ветви сейсмичности, пересекающей систему Момо-Селенняхских впадин левые сдвиги сменяются правыми.

Таким образом, сейсмоструктурная зона Черского сформирована в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом). Здесь имеет место кинематическая обстановка, обусловленная взаимодействием сопряженных разнонаправленных сдвигов, установленных в северо-западной (Ильинь-Тасский) и юго-восточной (Арга-Тасский) частях Момского хребта. Подобные условия возможно смоделировать, если представить, что при сближении Североамериканской и Евразийской литосферных плит в северо-восточном направлении роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок, находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных левых и юго-восточных правых сдвигов, формирующих на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов субдолготной ориентации. Закономерное развитие разломов противоположной кинематики расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие левых и правых сдвигов), было детально изучено при рассмотрении структур возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [4, 6]. Предложенная модель современной геодинамики сейсмоструктурная зона Черского подтверждается особенностями развития современного рельефа, типами складчатых и сейсмоструктурных дислокаций, морфокинематическими характеристиками сейсмогенных разломов, а также закономерности в проявлениях местных землетрясений и параметров их фокальных механизмов.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Грант N 12-05-00627-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой М.: Наука, 1979. 207 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 201 с.
3. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
4. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. Moores E.M. and Twiss R.J. Tectonics / W.H. Freeman and Company. New York, 1995. 415 p.

АНОМАЛИИ КОРРЕЛЯЦИИ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Казанский Б.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
г. Владивосток, bakaz@poi.dvo.ru*

Курило-Камчатская система «островная дуга – желоб» отличается аномальным строением в сравнении с другими системами Тихоокеанского кольца глубоководных желобов [2, 3]. Цель данного сообщения – показать, на основе анализа цифровых данных ЕТОРО 1', как эта аномальность проявляется в корреляции рельефа и гравитационного поля [1], чтобы можно было делать более обоснованные выводы о тектонических условиях формирования этой системы.

Анализ проводился по профилям, показанным на рис. 1, пересекающим Курильскую островную дугу и желоб до ложа океана (Северо-Западной котловины). Для 12 профилей, пересекающих систему ортогонально изолиниям рельефа, рассчитаны и построены графики площадной корреляции по 1-градусным трапециям, 8 из которых представлены на рис. 2 (графики для профилей 1-2 и 11-12 аналогичны приведенным графикам для профилей 3 и 10, поэтому не показаны). Каждая 1-градусная трапеция включает порядка 5000 точек корреляции, формирующих плотные кластеры (по 3 или 4 кластера для каждого из приведенных профилей), выделенные на рис. 2 оттенками серого (в оригинале – цветом), практически не перекрывающие друг друга. Для удобства сопоставления и анализа разных графиков на рис. 2 пунктиром показана референц-прямая с уравнением $h = 20\Delta g - 4000$ (м). Графики 3 и 10 типичны не только для Курило-Камчатского желоба, но и для соседних – Японского и Алеутского: островным склонам желобов соответству-

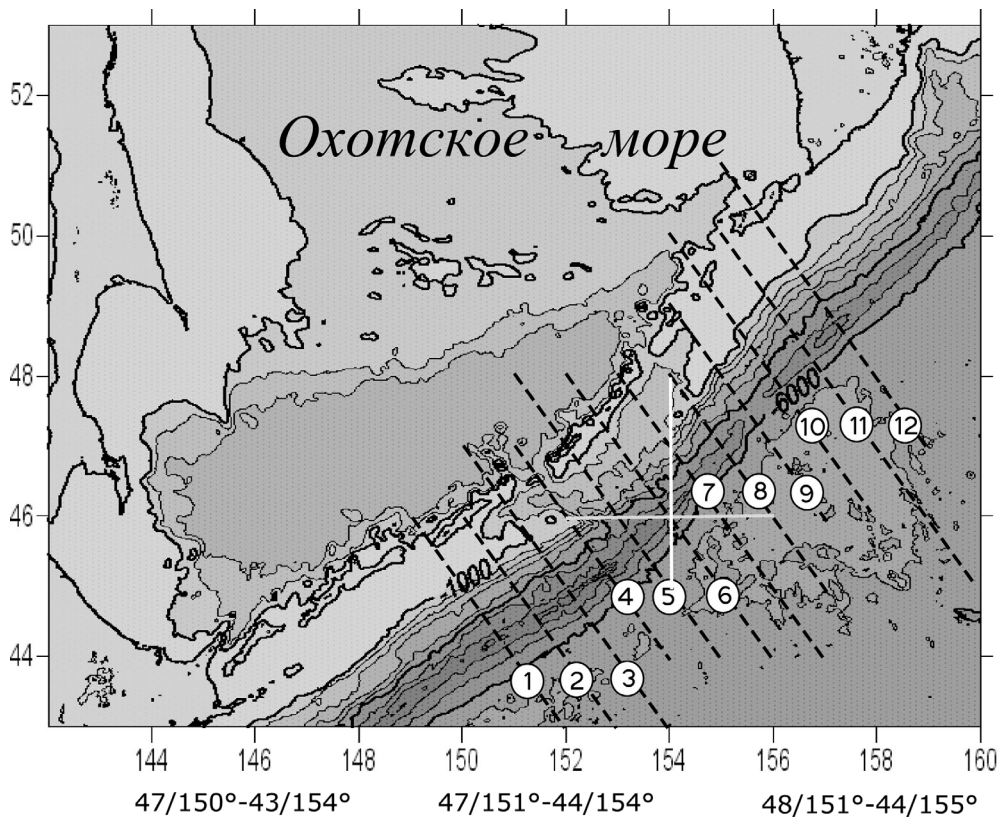


Рис. 1. Карта-схема рельефа Курило-Камчатского желоба с секущими профилями (пунктир и белые линии) анализа корреляции рельефа и гравитационного поля.

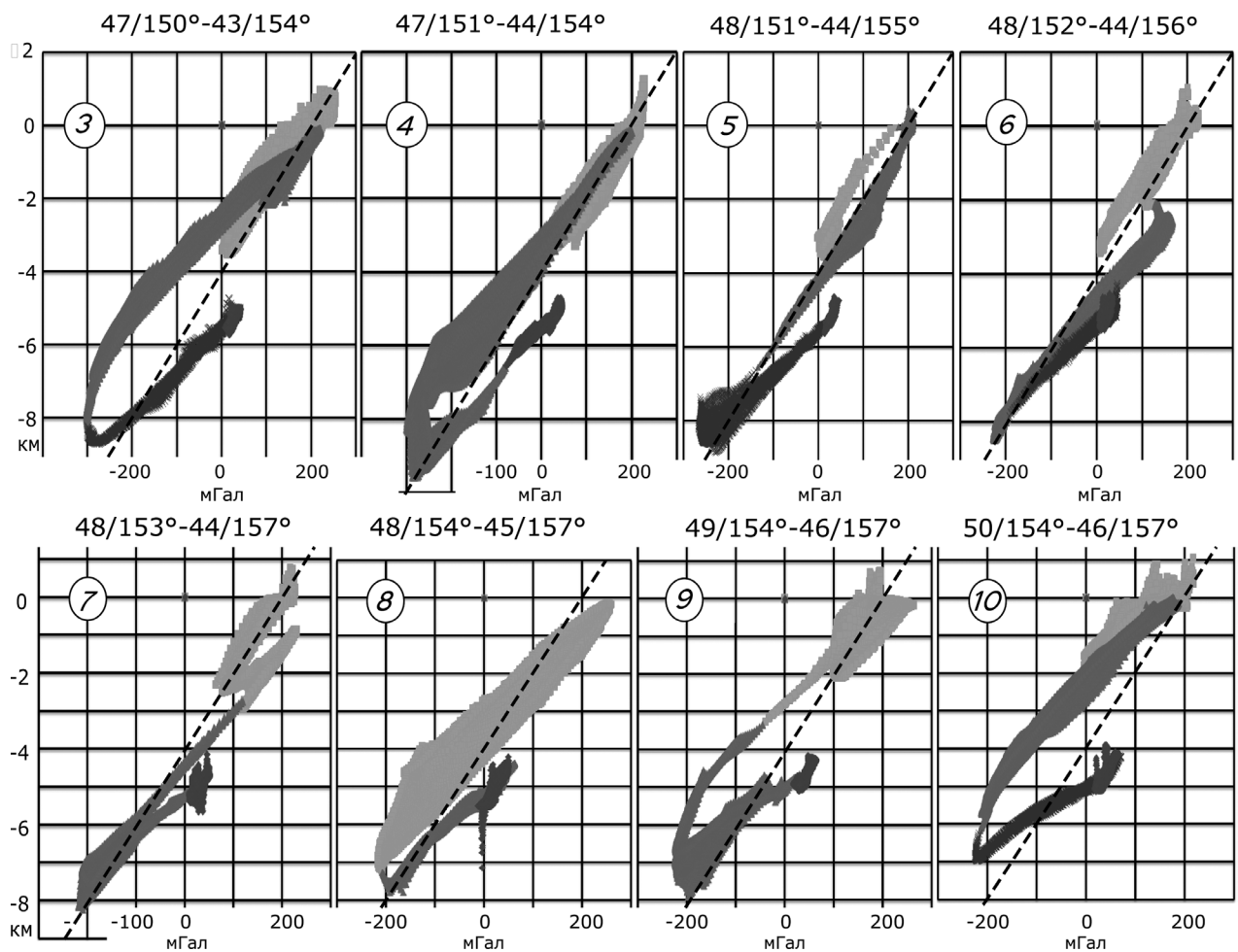


Рис. 2. Графики площадной корреляции рельефа и гравитационного поля на 8 ортогональных пересечениях Курило-Камчатского желоба. Над графиками указаны координаты концевых точек профилей (с.ш. и в.д. угловых точек 1-градусных трапеций). Пунктир – референс-прямая $h = 20\Delta g - 4000$.

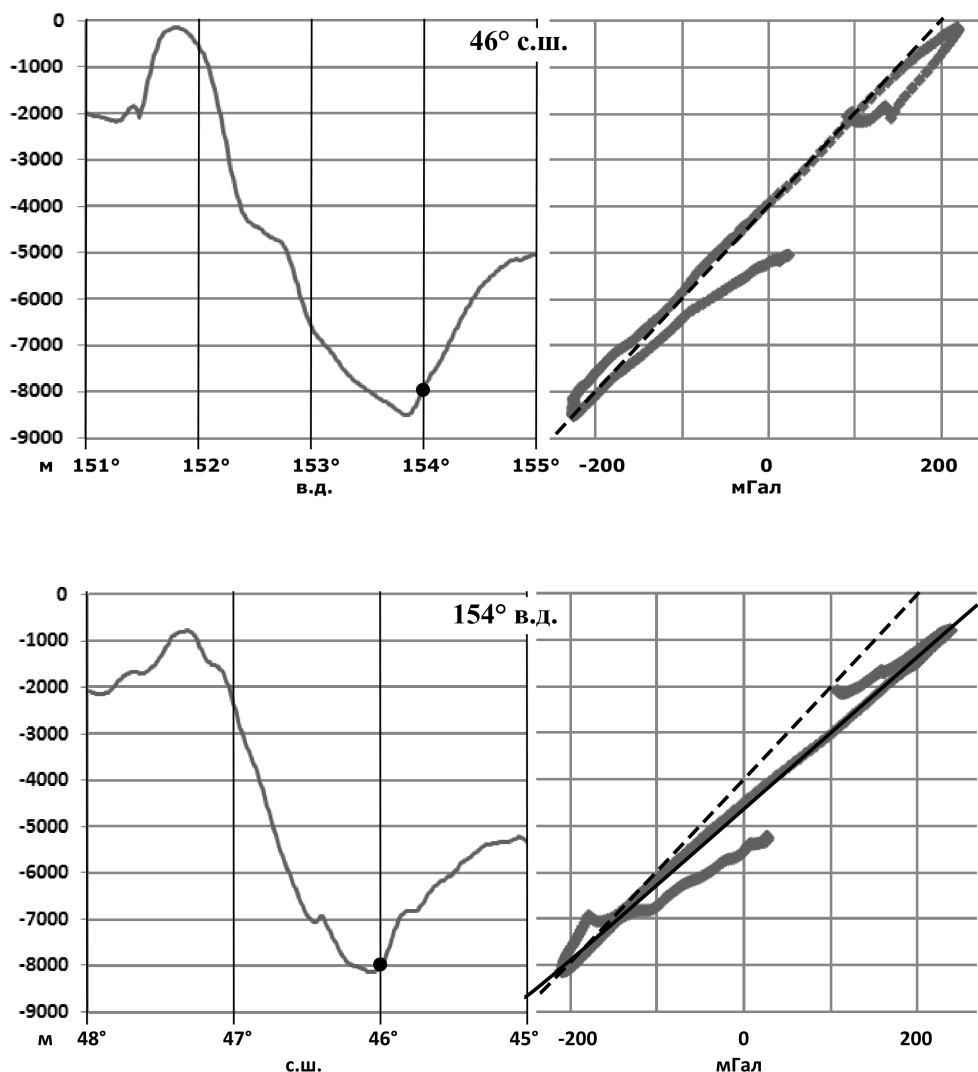


Рис. 3. Рельеф и батиметрия корреляции рельефа и гравитационного поля на широтном и долготном профилях через Курило-Камчатский желоб. Пунктир – референц-прямая $h = 20\Delta g - 4000$, сплошная прямая – линия регрессии для островного склона $h = 16,7\Delta g - 4640$, черный кружок – точка пересечения профилей.

ют выпуклые влево ветви графиков. Аномальными являются графики для профилей 4–8 между проливами Буссоль и Крузенштерна, пересекающих так называемую «сейсмическую брешь» [2]. Референц-прямая является аттрактором для кластеров корреляции как островного, так и океанического борта желоба в этой зоне, что свидетельствует о плотностной однородности литосферы до глубин порядка 8 км, как минимум. Примечательно, что все графики, кроме 10-го (где глубины не дотягивают до 8 км), проходят через характерные точки референц-прямой на глубинах 0 и 8 км, где $\Delta g = \pm 200$ мГал. Наименее компактные кластеры точек корреляции (на профилях 4 и 8) соответствуют мощным конусам выноса указанных выше проливов, наиболее компактные (самый темный оттенок на всех графиках) – Северо-Западной котловине.

На рис. 3 приведены графики рельефа и батиметрии корреляции рельефа и гравитационного поля на широтном (46° с.ш.) и долготном (154° в.д.) пересечениях Курило-Камчатского желоба (показанных белыми линиями на рис. 1). Линия регрессии для батиметрии корреляции островного склона желоба на широтном профиле с высокой точностью ($R^2 > 0,98$) совпадает с референц-прямой $h = 20\Delta g - 4000$, тогда как батиметрия корреляции долготного профиля полностью совпадает с графиком для профиля 7; линия регрессии для батиметрии островного склона $h = 16,7\Delta g - 4640$. Эти графики доказывают, что движение литосферных плит было практически строго в широтном направлении, т.е. под острым углом к простираанию системы «дуга – желоб».

Выявленные аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля в центральной части Курило-Камчатской системы дуга–желоб должны учитываться в реконструкциях геологических процессов для этого региона Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский Б.А. Анализ корреляции рельефа и гравитационного поля для реконструкции тектонических условий формирования дальневосточных морей // Физика геосфер: Восьмой Всероссийский симпозиум (мат. докл.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. С. 269-271.
2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.
3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // 2012. Т. 31. № 6. С. 35-43.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЯВАНСКОГО ЖЁЛОБА

Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, kasatkin99@mail.ru

Яванский (Зондский) глубоководный жёлоб находится в восточной части Индийского океана. Протягиваясь вдоль подводных склонов Андаманских островов, о. Суматра и о. Ява, он образует дугообразную границу между Евразийской (ЕА) и Индо-Австралийской (ИА) плитами (рис. 1А). Район Яванского жёлоба является одним наиболее сейсмически активных на планете. В этом месте ИА плита движется в северном направлении со скоростью около 59-68 мм в год [2] и погружается под ЕА плиту, формируя сейсмофокальную зону. Вектор движения ИА плиты (σ_1) и простирание жёлоба имеют различные углы встречи. На основе этого, выделены участки трёх направлений: субширотный (о. Ява), северо-западный (о. Суматра) и субмеридиональный (Андаманские о-ва). Исходя из структурно-геодинамической терминологии [3, 6 и др.], эти участки можно охарактеризовать следующим образом (рис. 1Б). 1) изгиб торошения – вектор движения совпадает с нормальной составляющей ($\sigma_1 \cong n_j$), что способствует развитию структур сжатия; 2) спрямлённый отрезок – вектор движения реализуется в виде нормальной (n_s) и тангенциальной (t_s) составляющих ($\sigma_1 = n_s + t_s$), что способствует проявлению сдвигов; 3) изгиб освобождения – вектор движения совпадает с тангенциальной составляющей ($\sigma_1 \cong t_\lambda$), что способствует развитию структур растяжения.

Однако, детальный кинематический анализ, основанный на данных расшифровок фокальных механизмов землетрясений [5], показал, что близповерхностная (коровая) геодинамическая характеристика разноориентированных участков жёлоба отличается от деформаций на соответствующих участках более глубоких уровней сейсмофокальной зоны.

У острова Ява, где направление движения ИА плиты практически перпендикулярно простиранию жёлоба (рис. 1А), генерируется субмеридиональное сжатие, под действием которого, наряду с надвиговыми (поддвиговыми) смещениями (рис. 2Е), обусловленными погружением слэба, формируется сопряжённая система сдвигов (рис. 2В). Сбросы (рис. 2И), находящиеся, на первый взгляд, в парагенетическом противоречии с направлением движения плиты, распространены преимущественно вдоль жёлоба, где они, вероятно, развиваются как структуры оползания. Примечательно, что сбросовые смещения также зафиксированы на глубинах 600 км и более.

Вдоль о. Суматра жёлоб простирается в СЗ направлении. Угол его встречи с вектором движения ИА плиты составляет около 45° (рис. 1А). Вследствие такого взаимодействия плит, здесь также образуется сопряжённая система сдвигов (рис. 2Б), среди которых наиболее развиты правосторонние. Ярким примером проявления последних является Суматранский разлом, прослеживающийся через весь остров. Вместе с тем, погружение слэба происходит в СВ направлении (субнормально простиранию жёлоба) и сопровождается преобладанием надвиговых (поддвиговых) смещений (рис. 2Д), с которыми сопряжены сбросы, имеющие подчиненное значение (рис. 2З).

Около жёлоба у Андаманских островов ИА плита подходит субпараллельно (рис. 1А), но вместо ожидаемого непосредственного скольжения вдоль жёлоба, формируются структуры правоступенчатого эшелонирования широко развитых здесь правых сдвигов СЗ простирания (рис. 2А).

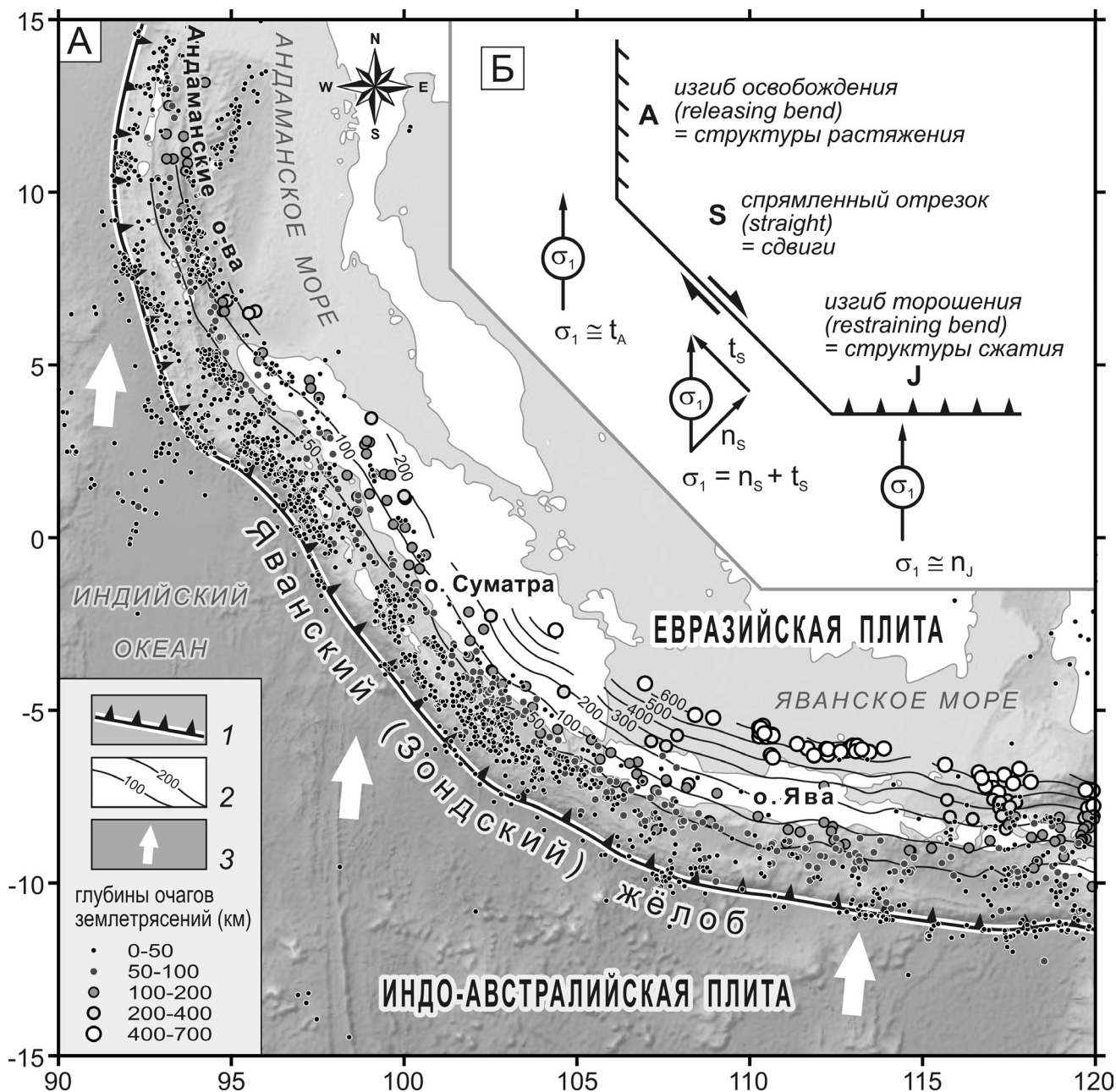


Рис. 1. Распределение очагов землетрясений ($M > 5$) в сейсмофокальной зоне Яванского жёлоба (А) и геодинамическая схема распределения напряжений и формирования структур на его разноориентированных участках: А – Андаманские острова, S – о. Суматра, J – о. Ява (Б).

1 – ось жёлоба (граница плит); 2 – изолинии кровли слэба, цифры – глубина (км); 3 – направление движения Индо-Австралийской плиты; σ_1 – вектор движения Индо-Австралийской плиты и его составляющие: нормальная (n) и тангенциальная (t). Объяснения в тексте.

При смещениях вдоль них развиваются сосдвиговые структуры растяжения СВ простирания (рис. 2Ж), представляющие собой дивергентные участки. В то же время, слэб погружается в ВСВ направлении (рис. 2Г), то есть, как и на других участках – субнормально простиранию жёлоба.

Представленные схемы демонстрируют, что независимо от простирания жёлоба сдвиги образуют сопряжённые системы, формирующиеся под действием субмеридионального сжатия, которое согласуется с главным вектором движения ИА плиты, а надвиговые (поддвиговые) смещения отражают доминирующее направление погружения слэба субнормально простиранию жёлоба на любом участке.

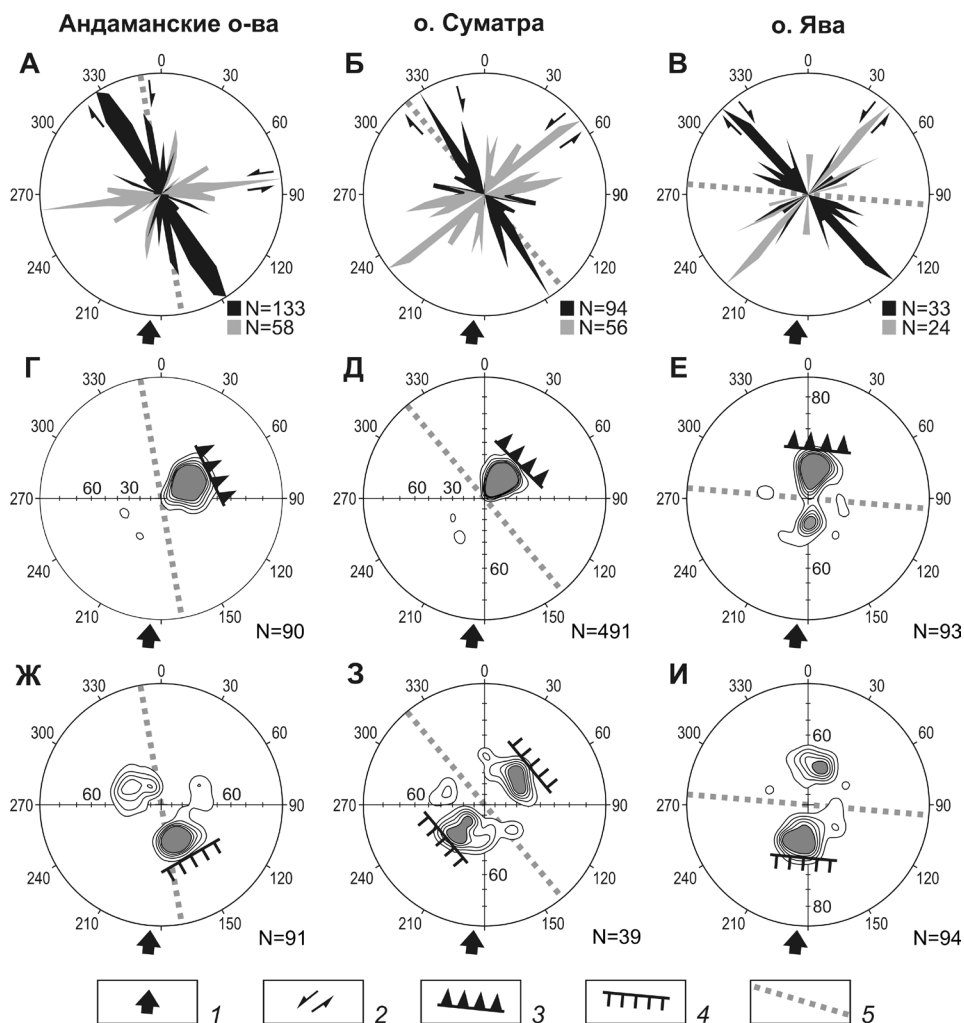


Рис. 2. Суммарные диаграммы ориентировок доминирующих типов смещений на разноориентированных участках сейсмофокальной зоны Яванского жёлоба.

А, Б, В – розы-диаграммы простираний правых (черное) и левых (серое) сдвигов; Г-И – проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа изолиний плотности полюсов надвиговых/поддвиговых (Г, Д, Е) и сбросовых (Ж, З, И) сместителей, изолинии проведены через 2%, темным выделен максимум 10 %; N – количество сейсмических событий.

1 – направление движения Индо-Австралийской плиты; 2 – направление смещения вдоль сдвигов; 3, 4 – генеральная ориентировка надвиговых/поддвиговых (3) и сбросовых (4) смещений; 5 – среднее простирание жёлоба на соответствующем участке. Объяснения в тексте.

Пространство хрупких дислокаций сейсмофокальной зоны, определяемое гипоцентрами землетрясений, в районе о. Ява достигает глубины почти 700 км, а под о. Суматра и у Андаманских островов редко более 200 км. Тем не менее, по данным сейсмотомографии [4], аномалии повышенных скоростей Р-волн, характеризующие слэб, прослеживаются в нижнюю мантию. Вероятно, такое затухание хрупких дислокаций с глубиной может быть обусловлено увеличением пластичности (за счет прогрева мантийными расплавами) интенсивно, подчеркнутыми, деформированными и, как следствие, легко проницаемыми породами слэба, в связи с чем, обеспечивается возможный принос глубинных элементов, что изменяет состав магматических расплавов.

Вполне возможно, что современная геодинамика и характер дислокаций на разноориентированных участках Яванского жёлоба, являются зеркальным отражением схемы формирования меловых структур восточной окраины Азии [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Сайт геологической службы США (USGS): <http://neic/usgs/gov/>
3. Шерман С.И., Борняков С.А., Семинский Ж.В. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
4. Chang Li et al. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 5. P. 1-21.
5. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT): www.globalcmt.org
6. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // *J. of Struct. Geol.* 1986. V. 8. N. 7. P. 725-735.

**ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ
КРЕМНЕВЫХ ПОРОД Сихотэ-Алиня (ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ):
СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕЗОЗОЙСКОЙ СУБДУКЦИИ ВДОЛЬ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ**

Кемкин И.В.^{1,2}, Кемкина Р.А.^{1,2}

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, kemkin@fegi.ru*

²*Дальневосточный федеральный университет
г. Владивосток, rketkina@yandex.ru*

Кремневые породы достаточно распространенная группа осадочных образований, ассоциирующихся с юрско-раннемеловыми терригенными толщами Сихотэ-Алиньской складчатой области. Они слагают протяженные (до 40 км) различной мощности (от 20 до 150 м) тектонические пластины, чередующиеся с пластинами терригенных пород, реже базальтов, известняков и меланжевых образований [3 и др.]. В ходе биостратиграфического изучения кремневых пород в отдельных тектонических пластинах были описаны постепенные литологические переходы от собственно кремней к их глинистым разностям и, далее, к кремнисто-глинистым образованиям (кремнистым аргиллитам), а также от последних к терригенным породам через все промежуточные разности. На этом основании, а также с учетом палеонтологических данных, кремни, кремнисто-глинистые и терригенные образования были идентифицированы нами как разрозненные фрагменты некогда единого осадочного чехла океанической плиты, но разновозрастных, т.е. разноудаленных от центра спрединга, ее участков. Такие кремнисто-терригенные последовательности именуется Oceanic Plate Stratigraphy Sequences [например, 5 и др.], т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от места зарождения (зона спрединга срединно-океанических хребтов) до места захоронения (зона субдукции). Присутствие палеоокеанических образований в структуре континента было объяснено субдукцией в мезозое Палеотихоокеанской океанической плиты (некоторые геологи называют ее плита Изанаги) и частичной аккрецией фрагментов ее 1-го и 2-го слоя к восточной окраине Палеоазиатского континента [3, 4 и др.]. На океаническую природу кремней указывают также их седиментологические и фаунистические характеристики. Они представляют собой типичные планктоногенные (биогенные) отложения, лишенные терригенной примеси, которые при незначительной мощности (до 100 м) охватывают возрастной интервал в 70-100 млн. лет. Низкие скорости седиментации (1-1,5 мм в 1000 лет), а также тесная связь с толеитами СОХ-типа указывают на накопление их в удаленных от континентов частях палеоокеана, с глубинами большими уровня карбонатной компенсации.

Вместе с тем, ряд исследователей [1, 2 и др.] продолжают считать кремневые породы образованиями окраинно-континентального моря, располагавшегося в триас-юрское время на территории современного Сихотэ-Алиня, отрицая, таким образом, важную роль в формировании структуры последнего мезозойских субдукционно-аккреционных процессов.

Данная работа имеет целью продемонстрировать дополнительные неопровержимые свидетельства океанической природы кремневых образований Сихотэ-Алиня и, соответственно, тектонического (посредством аккреции) вхождения их в структуру континента. Такими дополнительными данными являются геохимические характеристики кремневых пород, включающие как соотношения основных (петрогенных) элементов, так и распределение микро- и редкоземельных (РЗЭ) элементов, а также рассчитанные величины цериевой аномалии, являющиеся надежными индикаторами фациальных обстановок седиментации и накопления морских донных осадков [6, 7 и др.].

Многочисленные данные последних десятилетий по геохимии современных морских донных осадков (включая и океанические), а также древних кремнисто-глинистых пород позволили выя-

вить определенные закономерности в распределении некоторых химических элементов. В частности, установлено увеличение суммарного содержания РЗЭ в направлении от континентальных окраин в пелагические области. При этом, на фоне общего увеличения содержаний РЗЭ, отмечается деплетированность (или дефицит) легких РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ. Особенно четко это фиксируется для церия (Ce), обладающего двумя степенями окисления. Такое геохимическое свойство Ce в водах различных частей океана обуславливает то, что пелагические отложения характеризуются хорошо проявленной отрицательной Ce аномалией, в то время как осадки приконтинентальных частей океанов слабо выраженной или отсутствием таковой (отрицательная или положительная Ce аномалии определяются, соответственно, как величина меньше или больше 1). В пределах спрединговых хребтов в океанах, где морские воды подвержены влиянию гидротермальных металлоносных растворов, концентрации Ce еще ниже, чем в водах абиссальных районов, за счет сорбции его оксигидроксидами Fe, Mn и других металлов, что обуславливает экстремально низкое значение Ce аномалии в донных осадках этой части океанов.

На основании многочисленных данных по распределению РЗЭ в современных донных осадках и древних кремнисто-глинистых породах Марри с соавторами [6, 7 и др.] рассчитали средние величины Ce аномалии для различных океанических фациальных зон. Так для пелагических осадков, накапливающихся в 400 км зоне от спрединговых хребтов, величина Ce аномалии изменяется от 0,14 до 0,36 и в среднем составляет 0,29 (резко проявленная отрицательная аномалия). Для осадков абиссальных районов средняя величина составляет 0,55 (разброс значений от 0,23 до 1,06) – умеренная отрицательная аномалия. Для приконтинентальных областей седиментации среднее значение Ce аномалии равняется 1 (от 0,90-1,20), т.е. слабо отрицательная и положительная.

Геохимические особенности Сихотэ-Алиньских кремневых пород были изучены на примере Беневского разреза (нижний структурный уровень Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы), который обнажен в борту безымянного ручья – 4 правого притока р. Беневка. Здесь на толеитовых базальтах СОХ-типа залегают собственно кремни, постепенно переходящие выше по разрезу в глинистые кремни, а затем в кремнистые аргиллиты, которые, в свою очередь, также постепенно сменяются аргиллитами, далее алевролитами и, наконец, переслаиванием алевролитов и песчаников.

Результаты геохимического изучения кремневых пород показали, что величина отрицательной Ce аномалии (Ce/Ce^*) в ряду кремней – кремнистый аргиллит закономерно уменьшается от 0,34 до 0,92, свидетельствуя о том, что накопление этих пород осуществлялось в пелагической области палеоокеана, но в разных ее частях. Самая нижняя часть кремневого разреза (первые 4 м) накапливалась в пределах 400 км зоны от спредингового хребта. Выше лежащие кремни (следующие 3 м), в соответствии с величиной Ce/Ce^* , формировались в пелагиали, но в непосредственной близости от 400 км зоны. Для наращивающих разрез выше кремней и сменяющих их глинистых кремней (следующие 18 м) по величине Ce/Ce^* последовательно реконструируется обстановка пелагиали и переходной части пелагиали к приконтинентальной области седиментации. Последним 12-ти м кремневого разреза, в пределах которых глинистые кремни постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами, по геохимическим характеристикам соответствует часть палеоокеана, непосредственно примыкающая к приконтинентальной области седиментации (вероятно зона перегиба и верхняя часть океанического склона желоба). Для пород этой части разреза отмечается слабовыраженная отрицательная Ce аномалия.

Полученные данные значений Ce аномалии и других не рассмотренных здесь геохимических характеристик (соотношения основных петрогенных элементов между собой и с РЗЭ) показывают, что накопление кремневых пород Беневского разреза осуществлялось на первых этапах в прилегающей к спрединговому хребту зоне, затем в пределах абиссальной равнины, а завершилось в краевой части палеоокеана, непосредственно примыкающей к приконтинентальной области седиментации. Последовательная смена фациальных обстановок в процессе фор-

мирования кремневых пород рассматриваемого разреза убедительно свидетельствует в пользу спрединга океанического дна и дрейфу палеоокеанической плиты вместе с накапливающимися на ней кремнистыми осадками, которые перемещали рассматриваемый стратиграфический разрез через различные океанические фациальные зоны. Присутствие палеоокеанических образований (кремневых пород) в современной структуре континентальной окраины связывается с частичной аккрецией фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты к окраине континента в ходе ее субдукции.

Результаты проведенных геохимических исследований в совокупности с данными о возрасте пород и скорости седиментации позволяют, с определенной долей условности, оценить и размеры палеобассейна, в котором накапливались кремневые породы Беневского разреза. Например, часть рассматриваемого кремневого разреза, фиксирующая переход от кремней к глинистым кремням (интервал между пробами Бе-12/1 и Бе-11), составляет порядка 4 м, а время, в течение которого они накопились, согласно данным радиоляриевому анализу, около 2 млн. лет. Следовательно, скорость кремненакопления составляла около 2 мм в 1000 лет. Учитывая величину Се аномалии в пробе Бе-15/1, можно утверждать, что первые 4 м кремневого разреза накопились в ходе перемещения данного участка океанической плиты от центра спрединга на 400 км. Если допустить, что скорость седиментации существенно не менялась, то эти 4 м также накопились за 2 млн. лет. Т.е., за 2 млн. лет океаническая плита прошла 400 км. Это означает, что скорость движения океанической плиты составляла около 20 см/год, что, кстати, согласуется с данными Енгебретцена [8] для раннего мела. Общее время кремненакопления, согласно опять же данным радиоляриевому анализу, 13-14 млн. лет. Отсюда следует, что палеоокеаническая плита прошла расстояние от центра спрединга до зоны субдукции (приконтинентальной области седиментации) около 3000 км. А это составляет примерно 1/3 ширины современного Тихого океана на траверсе от Токио до Лос-Анджелеса.

Таким образом, полученные геохимические данные позволяют реконструировать три последовательные седиментационные обстановки формирования кремневых пород, которые соответствуют около спрединговой, пелагической и периферийной (непосредственно примыкающей к приконтинентальной области осадконакопления) частям океана, что указывает на значительное горизонтальное перемещение океанического дна, на котором осуществлялось кремненакопление. Очевидно, что приведенные результаты исследований абсолютно не подтверждают идею об окраинно-континентальном происхождении кремневых пород Сихотэ-Алиня, а свидетельствуют о тектоническом механизме включения их в структуру континента (посредством субдукционно-аккреционных процессов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В. Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня. Доклады РАН, 2012. Т. 444. № 4. С. 412-416.
3. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое. Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 99-116.
5. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan. // Tectonophysics, 1990. V. 181. № 1/2. P. 179-205.
6. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. Sediment. Geology, 1994. V. 90. P. 213-232.
7. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Ruth III G.P. Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, 1990. V. 18. P. 268-272.
8. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin. // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. paper. 1985. V. 206. P. 1-59.

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВОЙ ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ

Кириллова Г.Л.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, kirillova@itig.as.khb.ru*

Тектоно-седиментационная модель континентальной окраины юго-восточной России изменяется по мере ассимиляции новых материалов по стратиграфии, тектонике, петрологии, геохимии и геофизике. Появляются новые идеи и интерпретации [2, 4-6].

Структурный каркас окраины формировался под влиянием глобальных и региональных процессов. Взаимодействие и реорганизация крупных литосферных плит индуцировали внутриплитные тектонические процессы. Современная континентальная окраина представляет собой гетерогенный коллаж континентальных блоков, часть из которых оторвана от Гондваны, часть представлена фрагментами вулканических дуг, связанных с разными стадиями закрытия Тетиса.

Согласно новым глобальным реконструкциям большого коллектива авторов на последние 200 Ма [6], 140 млн. лет назад (берриас) плита Изанаги почти ортогонально субдуцировала под Евразийскую плиту. Вдоль зоны субдукции существовал обширный морской бассейн, где накапливались океанические осадки (кремни, базальты, пелагические известняки), осадки склонов (турбидиты) и песчано-глинистые осадки шельфа. На Евразийской плите в это время образовались эшелонные грабенные впадины вдоль северо-северо-восточной системы сбросо-сдвигов, которые заполнялись песчано-глинистыми угленосными осадками (бассейны Сунляо, Буреинский).

Вследствие косой субдукции плиты Изанаги в валанжине начались левосдвиговые перемещения и формирование трансформной континентальной окраины. В это время к континентальной окраине причленился Анюйский блок метаморфизованных пород [1]. Активно перемещался на север Охотоморский блок [7]. Довольно часты горизонты олистостром, обнаруженные на разных стратиграфических уровнях и приуроченные к зонам крупных послонных срывов.

Тектонические движения ещё более усилились в готериве и сопровождались локальными коллизиями, что вызывало поднятие крупных блоков, перерывы в седиментации [1].

120 млн. лет назад (апт) близкая к ортогональной конвергенция плит Изанаги и Евразийской сменилась на трансформную. Плита Изанаги смещалась со скоростью 20,7 см/год. Аккреция и магматическая деятельность были умеренными [3]. Но скорость седиментации в образовавшихся за- и преддуговых присдвиговых бассейнах возросла. Мощность позднеготеривских-альбских отложений достигала 5,5 км.

В альбе срединно-океанический хребет, разделявший плиты Тихоокеанскую и Изанаги, ортогонально погружался под Восточноазиатскую окраину в районе расположения нынешнего о. Хонсю. Охотоморский блок, входивший в плиту Изанаги, в интервале 100-89 млн. лет, причленился к Восточноазиатской окраине, но продолжал скольжение на север [7].

Середина альба – время прекращения аккреции, субдукции в рассматриваемом регионе и начало коллизии блоков, формирования над сутурами вулканогенных поясов (Восточно-Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского) и покровных терригенных комплексов.

Однако восточнее орогенические процессы продолжались. Продолжалось также скольжение Охотоморского блока на север, и только в интервале 89-83 млн. лет (турон-сантон) он окончательно причленился к окраине Сибири [6]. Зона субдукции в пределах блока переместилась на восточное побережье Камчатки [3].

Таким образом, ключевыми элементами тектоно-седиментационной модели формирования Восточноазиатской континентальной окраины юго-восточной России являются: косая субдукция плиты Изанаги под Евразийскую плиту, система сдвигов и раздвигов, вызванных этими процес-

сами, вдоль которых заложилась осадочные бассейны; коллизионные процессы в середине мела; косое скольжение Охотоморского блока вдоль Восточноазиатской окраины.

Создание непротиворечивой тектоно-седиментационной модели формирования Восточноазиатской окраины юго-восточной России будет содействовать адекватному моделированию углеводородных систем осадочных бассейнов этого региона.

Исследования выполнены в рамках проектов 12-I-П 27-06, 12-II-СУ-08-009, проекта IGCP ЮНЕСКО 608.

ЛИТЕРАТУРА

1. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Аннойский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 1994. № 6. С. 3-24.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. № 6. С. 7-41.
3. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terbayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc N 6. 1997. P. 121-142.
4. Metcalfe J. Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // Journal of Asia Earth Sciences 66 (2013). P. 1-33.
5. Ren J., Tamaki K., Li S., Zhang J. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas // Tectonophysics 344, 2002. P. 175-205.
6. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Science Reviews 113 (2012). P. 212-270.
7. Yang Y.T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constrains on the plate reorganization of the North West Pacific // Earth-Science Reviews 126 (2013). P. 96-115.

ПРИЗНАКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СТРУКТУРАХ ГРАНИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

Лепешко В.В., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И.

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, lep@poi.dvo.ru*

Изучение кайнозойских процессов эволюции земной коры крайне важно для решения многих проблем, связанных с человеческой деятельностью. Основные из них – прогнозирование запасов минерального сырья, тенденций изменения климата, аномалий тектонической активности, и все они прямо и косвенно связаны с тектогенезом и экзоморфогенезом кайнозоя. Большинство кайнозойских тектогенных и экзогенных процессов нашли отражение в строении земной коры в виде ее неоднородностей как результата взаимодействия этих процессов при доминанате тектонических сил, направления и интенсивность которых менялись в ходе эволюции Земли. Последствия таких движений, выраженные в современном строении коры структурными парагенезами, дают представление о динамике её эволюции [6]. Признаки направлений и интенсивности тектонических процессов весьма согласованно отразились в структурах граничных поверхностей земной коры: верхней, нижней (раздел Мохо) и подошве осадочного чехла. В данной работе показаны методы и некоторые результаты изучения динамики коры по рельефу её граничных поверхностей.

По формам и взаиморасположению элементов структур граничных поверхностей определялись направления, последовательность и интенсивность деформаций в объёме земной коры и верхней мантии. Поверхности изучались по интерпретированным данным спутниковой альтиметрии, многолучевого эхолотирования [4, 5], сейсмического профилирования [1, 2] и комплексных геолого-геофизических методов [1-3].

Тектонические деформации моделировались путём стереометрических построений по структурным рисункам верхней и нижней поверхностей земной коры с учётом строения акустического

фундамента современных отложений и осадочного чехла. В основе интерпретации морфотектоники неоднородностей в объёме земной коры лежат сходства и различия топоповерхностей их верхних и нижних структурных границ. Их формы в сочетании с ассоциирующими с ними структурами (парагенезами) являются результатом воздействия тектонических сил, влияющих на образование, изменения и расположение самих форм. Так, например, протяжённые складчатые и псевдоскладчатые формы образуются при достаточной величине сил поперечного сжатия. В структуре таких форм можно обнаружить признаки сингенетичного сжатия продольного растяжения, в виде эшелона поперечно или диагонально ориентированных элементов. Участки изометричных, относительно ровных поверхностей сопряжены с достаточно длительной геомеханической стабильностью в их пределах. Аналогичные участки с разнообразными разноориентированными нарушениями фоновой кривизны поверхности свидетельствуют о деформациях в пределах отсечённых тектоническими границами участков или деформациях сингенетичных формированию этих границ.

Направления действия нормальных и тангенциальных составляющих сил, приложенных к границам участков или к парагенезам земной коры, выявляются по ориентировкам границ в плане и разрезе. Результирующие направления выявляются по их строению и кинематическим отношениям с окружающими структурами.

Земная кора в регионе характеризуется следующими статическими и кинематическими тенденциями строения её граничных поверхностей. 1. Структурные рисунки изображений верхней и нижней поверхностей земной коры неоднородны, состоят из участков относительно изометричных форм, разделённых протяжёнными формами. Границы таких участков обеих поверхностей совпадают или почти совпадают в плане. Это позволяет предполагать наличие соединяющих их тектонических границ в толще коры в разрезе. 2. В построенных разрезах прослеживается обратное отношение форм верхней и нижней поверхностей земной коры: над прогибами поверхности Мохо положительные формы рельефа земной поверхности, а над выпуклостями – отрицательные. Такое отношение не объясняется только изостатическим эффектом, что видно из кинематических закономерностей строения граничных поверхностей. 3. Кинематические закономерности строения граничных поверхностей отражают направления и последовательность действий тектонических сил, создавших формы и парагенезы форм земной коры.

Структурные парагенезы на граничных поверхностях генетически связаны не только с деформациями земной коры, но и с экзоморфогенезом, и с мантийными процессами. Однако и эти процессы влияют на строение поверхностей через деформации. Сравнительный анализ параметров и структур форм коры указывает на увеличение её мощности при плоском сжатии над прогибами Мохо и уменьшение мощности в условиях плоского растяжения над выпуклостями. То есть, мощность коры зависит от деформаций верхней мантии. Геологическое строение и рельеф верхней поверхности коры и акустического фундамента зависят как от деформаций коры, так и от экзогенных процессов. Это позволяет проследить последовательность смены геомеханических обстановок в регионе.

На рис. представлена схема структурных парагенезов неоген-четвертичного этапа деформаций земной коры региона – этапа формирования современного рельефа. За это время механические напряжения в земной коре сформировали структуру, сочетающую зоны с высокой концентрацией деформаций и разделённые ими участки, где деформации проявлены слабее. На земной поверхности зоны концентрированных деформаций представлены контрастным рельефом. Здесь тесно сближены хребты и впадины. На разделе Мохо им соответствуют ступени, осложнённые прогибами и поднятиями. Эти ступени разделяют обширные области, занимающие разные интервалы глубин и различающиеся структурными рисунками рельефа, имеющими донеогеновое формирование. В объёме коры зоны концентрированных деформаций проявляются как протяжённые зоны сближенных субпараллельных и сопряжённых с ними разнонаправленных тектонических

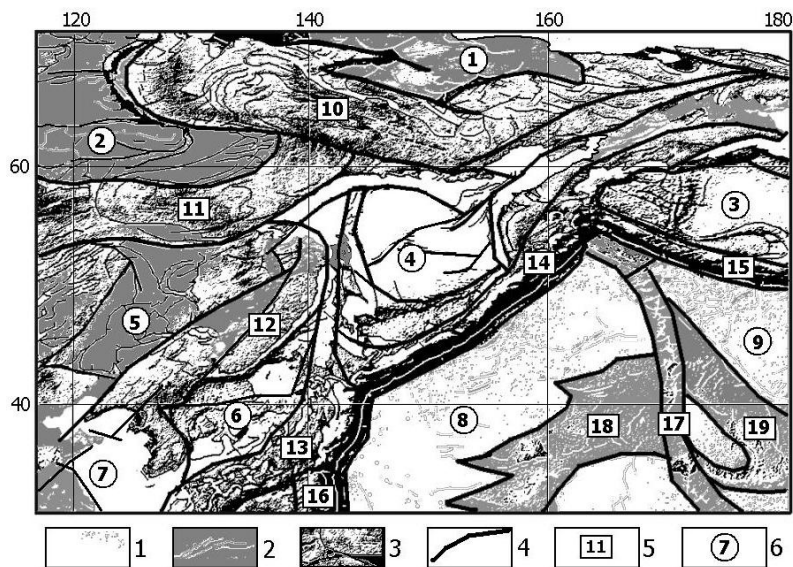


Рис. Схема неоген-четвертичных парагенезов деформаций земной коры в Азиатско-Тихоокеанском сочленении.

1-2 – области рассредоточенных и относительно слабых деформаций: 1 – в морях и тонкой коре океана, 2 – в материковой коре и утолщениях океанической коры; 3 – области концентрации деформаций; 4 – границы ассоциаций структурных парагенезов; 5-6 – номера ассоциаций структурных парагенезов: 5 – утолщения коры в условиях поперечного сжатия, 6 – двуосного растяжения или сохранения относительно стабильного состояния.

нарушений. Исключение составляют зоны, связанные с подводными и островными океаническими поднятиями (номера 17-19 на рис.). Их деформации не столь сконцентрированы, как в зонах коллизий, но выделяются на верхней и нижней границах коры. При этом поднятие Императорского хребта (17) тектонически ограничено позднее, чем отсекаемые им образования (18 и 19).

Области рассеянных деформаций (обозначены на рисунке цифрами в кружках) обрамлены зонами концентрированных деформаций. Каждая такая область имеет собственный, характерный для её геологической истории структурный рисунок земной поверхности и раздела Мохо. В рельефе земной поверхности эти области представлены пенепленом и равнинами на суше, участками дна со слабо расчленённым рельефом в морях, абиссальными равнинами в океане. Поверхность акустического фундамента под осадочным чехлом имеет, как правило, резко расчленённый рельеф, сформированный в условиях одноосного сжатия по сменяющимся двум и более направлениям. Сменяющимися деформациями образован, «сотовый рельеф» [4] акустического фундамента под шельфом Берингова, Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей.

Таким образом, кайнозойские деформации отразились в рельефе граничных поверхностей земной коры двумя типами структурных рисунков: протяжёнными зонами концентрации деформаций неоген-четвертичного возраста и областями рассредоточенных деформаций с реликтами донеогенового развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
2. Злобин Г.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М. Природа и положение поверхности фундамента чехла охотского моря по данным ГЗС и МОВ ОГТ // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 4. С. 3-17.
3. Кулинич Р.Г. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии М.: Наука, 1989. 256 с.
4. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77-87.
5. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
6. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока М.: Наука, 1977. 256 с.

ОБСТАНОВКИ МЕЛОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Малиновский А.И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, malinovsky@fegi.ru*

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккрецированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом скольжения литосферных плит [1, 4]. Примером бассейна такого типа является мел-кайнозойский Западно-Сахалинский террейн, образованный толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород общей мощностью до 17000 м.

Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Южным продолжением прогиба считается прогиб Исикари на о. Хоккайдо.

Относительно палеотектонической обстановки формирования отложений террена существуют самые разнообразные точки зрения. В последнее время террейн рассматривался Л.М. Парфеновым, Б.А. Натальиным, С.В. Зябревым, [2] как фрагмент преддугового прогиба как для Монероно-Самаргинский островной дуги, так и для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. В.В. Голозубовым, на основании анализа геометрических соотношений края континентальной плиты и прилегающей океанической плиты, высказано предположение о формировании Западно-Сахалинского террейна в обстановке связанной с трансформным скольжением литосферных плит.

Объектами исследования в террейне являлись меловые в различной степени дислоцированные и хорошо датированные отложения от апта до дания, с размывом, но без углового несогласия перекрывающиеся кайнозойскими образованиями. Меловые отложения террейна общей мощностью около 4900 м представлены преимущественно морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами, тефроидами) айской, найбинской, быковской и красноярковской свит – на юге, и побединской, тымовской, верблюжегорской, арковской, жонкьерской и красноярковской – на севере.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений Западно-Сахалинского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по составу породобразующих компонентов однородны и относятся, главным образом, к кварц-полевошпатовым, и, реже к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах не более 40 %, полевых шпатов до 60 %, а среди обломков пород преобладают кремнистые, терригенные и эффузивные породы, редко встречаются кварциты и слюдястые сланцы. Такой набор породобразующих компонентов позволяет предполагать, что главными источниками кластики были размывавшиеся древние осадочные и метаморфические породы, кислые и основные вулканиты.

Палеогеологическая интерпретация состава породобразующих компонентов свидетельствует, что песчаники вероятнее всего накапливались в бассейне сопряженном с континентальной окраиной, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, основным же источником обломочного материала была размывавшаяся зрелая энциалическая островная дуга.

Все тяжелые обломочные минералы, обнаруженные в породах Западно-Сахалинского террейна, с известной долей условности, можно разделить на две ассоциации. В первую, составляющую в до 80 % всех тяжелых минералов, входят типичные сиалические (гранитно-метаморфические)

минералы – циркон, гранат, турмалин, апатит, рутил, анатаз. Основной минерал ассоциации – циркон, в некоторых пробах его до 80 % всей минералов. Во вторую, фемическую ассоциацию, находящуюся в резко подчиненном количестве – до 26 %, входят минералы вулканокластики: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ положения ассоциаций тяжелых минералов песчаников террейна на дискриминационной диаграмме MF-MT-GM [6] свидетельствует, что на осадконакопление наибольшее влияние оказывал размывавшийся континентальный сиалический гранитно-метаморфический источник и (или) выступы сиалического фундамента островной дуги. Эти источники формировали преобладающую сиалическую ассоциацию. Дополнительным источником кластики были вулканиты самой дуги, образовавшие фемическую ассоциацию.

Тип вулканических источников питания можно определить по микрохимическому составу некоторых обломочных минералов: клинопироксенов, хромитов и гранатов. Клинопироксены прогиба по составу соответствуют в основном диопсиду и авгиту, а на дискриминационных диаграммах попадают преимущественно в поля соответствующие базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна, вероятно входивших в состав основания дуги. Хромиты из отложений террейна по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые (TiO_2 менее 1 %), источником которых, вероятно, были магматические породы офиолитов, и высокотитанистые (TiO_2 более 1,5 %), источником которых могли быть щелочные внутриплитные базальты. Гранаты по составу относятся, главным образом, к альмандину и лишь иногда содержат гроссуляровую либо спессартиновую составляющую. По составу они соответствуют преимущественно гранатам из метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также из кислых интрузивных пород. Вероятно, источником гранатов была зрелая континентальная земная кора, в строении которой участвовали достаточно глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды.

По химическому составу западно-сахалинские песчаники довольно однородны и в целом относятся к грауваккам. По литохимическим особенностям песчаные породы характеризуются 1) невысоким уровнем зрелости, что свидетельствует об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) низким показателем фемичности, по которому они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами, 3) невысокой титанистостью, свидетельствующей о незначительной доле примеси в их составе основной вулканокластики, и 4) относительно высокой нормативной щелочностью за счет примеси сиалического материала. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу в целом близки песчаникам, но в связи с тем, что в них, по сравнению с песчаниками, больше глинистых минералов и меньше обломочных компонентов, они содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O , но меньше кремнекислоты и Na_2O .

Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, проведенная на основании известных методик [3, 5], свидетельствует об их формировании в бассейнах, либо связанных с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, либо сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре.

Изучение особенностей строения разрезов меловых отложений Западно-Сахалинского террейна позволяет говорить о накоплении осадков в морских обстановках как мелководных, о чем свидетельствуют их текстурные особенности, присутствие грубообломочных пород и остатки мелководной фауны, так и в значительно более глубоководных. Среди глубоководных отложений выделяются толщи двух типов: 1) глубоководных илов, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях бассейновой равнины и нижней части континентального склона и 2) турбидитов, формировавшихся в широком спектре обстановок, преимущественно в более проксимальных частях континентального склона. Главными агентами транспортировки обломочного мате-

риала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения. Полученные С.В. Зябревым [2] данные свидетельствуют о восточном направлении движения этих потоков.

Таким образом, строение и вещественный состав терригенных пород Западно-Сахалинского террейна свидетельствует, что в меловое время основным источником питания была островная дуга, развитая на зрелой континентальной коре. Такой дугой могла быть располагавшаяся к западу Монероно-Самаргинская дуга, а точнее фрагмент ее задугового бассейна – Кемский островодужный террейн, аккрецированный к моменту заложения прогиба к восточной окраине Евразийского континента. Вместе с тем, в состав питающей провинции, вероятно, входили и размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры, а также фрагментами древних аккреционных призм, в строении которых участвовали офиолиты и кремни. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в бассейнах, связанных с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит.

Таким образом, мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины. Седиментация происходила вдоль границы континент-океан на фоне крупномасштабных левосторонних трансформных скольжений плиты Иванаги относительно Евразийского континента.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00119-а и проекта ДВО РАН № 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. **Зябрев С.В.** Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1992. 25 с.
3. **Bhatia M.R.** Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
4. **Khanchuk A.I.** Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // *Earth Science.* 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.
5. **Maynard J.B., Valloni R. & Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Leggett J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551-61.
6. **Nechaev V.P.** Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // *Marine Geology.* 1991. V. 97. P. 167-190.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Медведева С.А.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, medvedeva@itig.as.khb.ru*

Буреинский осадочный бассейн (ББ) расположен на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива и ограничен с востока Чегдомынским выступом. Он является краевым прогибом [2]. Разрез юрских отложений в центральной части ББ состоит из нижнеюрской дешской ($J_1 ds$), среднеюрских синкальтинской ($J_2 sn$), эпиканской ($J_2 ep$), эльгинской ($J_2 el$), чаганыйской ($J_2 cg$), талынжанской ($J_{2-3} tl$) и верхнеюрской дубликанской ($J_3 db$) свит [1]. Меловой разрез представлен солонийской ($K_1 sn$), чагдамынской ($K_1 cg$), чемчукинской ($K_1 cm$), иорекской ($K_1 jr$) и кындальской ($K_{1-2} kn$) свитами.

Бассейн выполнен переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, их известковистых и туфогенных разностей, туфов и туффитов кислого состава. Прослой и линзы углистых пород, углей и бентонитовых глин присутствуют в верхней части разреза. Возраст отложений определен по ископаемой фауне и флоре. Мощность юрских отложений варьирует от 4300 до 7500 м, меловых – от 2500 до 3500 м.

Опробование коренных выходов пород было проведено в выемках и карьерах БАМа и автомобильных дорог в междуречье Солони – Ургал в 2009 и 2011 гг.

Песчаники состоят из обломков кварца, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, биотита, серицита, различных пород (петрограф М.К. Жевержеева). Обломки пород – это вулканиты кислого, среднего, редко основного, составов, вулканические стекла, фельзиты, мелкозернистые граниты, аплиты, реже кварциты, алевролиты, аргиллиты. Обломки угловатые.

Акцессорные минералы представлены единичными зёрнами циркона, сфена, граната (?), цоизита, глауконита, апатита, турмалина, роговой обманки, эпидота, амфибола, пироксена, хлорита, монацита, а также рудным – 1-2 до 5 %. Иногда отмечены кальцит + сидерит – до 5 %, кальцит – до 5 %, хлорит – до 1 %. Цемент базальный, поровый, пленочный, по составу – кварцевый регенерационный, железистый, гидрослюдистый, глинисто-серицит-гидрослюдистый, кальцитовый.

Согласно петрографической классификации В.Д. Шутова [3] песчаники являются граувакковыми аркозами, собственно аркозами; полевошпатовыми граувакками.

Оксиды в песчаниках содержатся в количестве (в масс. %): SiO_2 – 62,4-78,2; TiO_2 – 0,08-0,88; Al_2O_3 – 11-15,8; Fe_2O_3 – 1,0-7,0; MgO – 0,07-3,37; CaO – 0,1-3,7; Na_2O – 1,32-4,9; K_2O – 1,45-5,0; сумма щелочей – 5,0-7,83.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ большинство фигуративных точек изученных песчаников расположено в поле граувакк, меньшая часть – в поле лититов и лишь фигуративные точки верхнеюрских песчаников дубликанской свиты расположены в поле аркозов.

Нами исследованы содержания La, Th, Sc, Cr, Y, Ti, Zr, Co, суммы редкоземельных элементов ($\Sigma \text{РЗЭ}$), отношения легких РЗЭ и тяжелых РЗЭ ($\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$), а также европейской аномалии (Eu/Eu^*) (табл.).

Таблица 1. Содержания малых и РЗЭ элементов в песчаниках Буреинского бассейна.

Элементы, г/т	Нижняя юра	Средняя юра	Верхняя юра– нижний мел
La	18,6-22,4	17,4-88	23-40
Th	5,4-8,4	7,1-24,8	6-19,3
Sc	1,8-2,4	0,9-10,7	3,9-8,4
Co	1,7-2,8	2,5-12,4	2,3-16,3
Zr	47-45	44-245	33-192
$\Sigma \text{РЗЭ}$	87-106	85-390	113-231
$\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$	12-16	8-15	7-12
Eu/Eu^*	0,58-0,76	0,36-0,62	0,39-0,71

Сумма РЗЭ варьирует в песчаниках от 85-228 до 284 г/т (две пробы 297 и 390 г/т). $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$ в целом повторяет распределение суммы РЗЭ: от 7 до 16, но чаще 9-12 в среднеюрских песчаниках (среднее 10) и 8-11 в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках – среднее 9. Отрицательная европейская аномалия выражена четко, значения выше 0,6 редки.

Анализ приведенных данных о вещественном составе песчаников позволяет сделать вывод о составе эродированных пород. Это были породы кислого, реже среднего, состава: магматические, метаморфические и осадочные терригенные, в целом преобладали гранитоиды.

Реконструкции палеотектонических обстановок седиментации на основе изучения вещественного состава песчаников показали следующее.

На тригонограмме Q–F–L типов бассейновых обстановок по [6], основанной на петрографическом составе, фигуративные точки песчаников располагаются в полях активных обста-

новок, в том числе сопряженных со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Наиболее удалены от поля активных континентальных окраин фигуративные точки верхнеюрско-нижнемеловых песчаников.

На диаграммах по М.Р. Бхатия [4] большинство фигуративных точек ранне-среднеюрских песчаников находится в полях активной континентальной окраины и континентальных вулканических дуг или тяготеют к ним. Фигуративные точки верхнеюрских и нижнемеловых песчаников

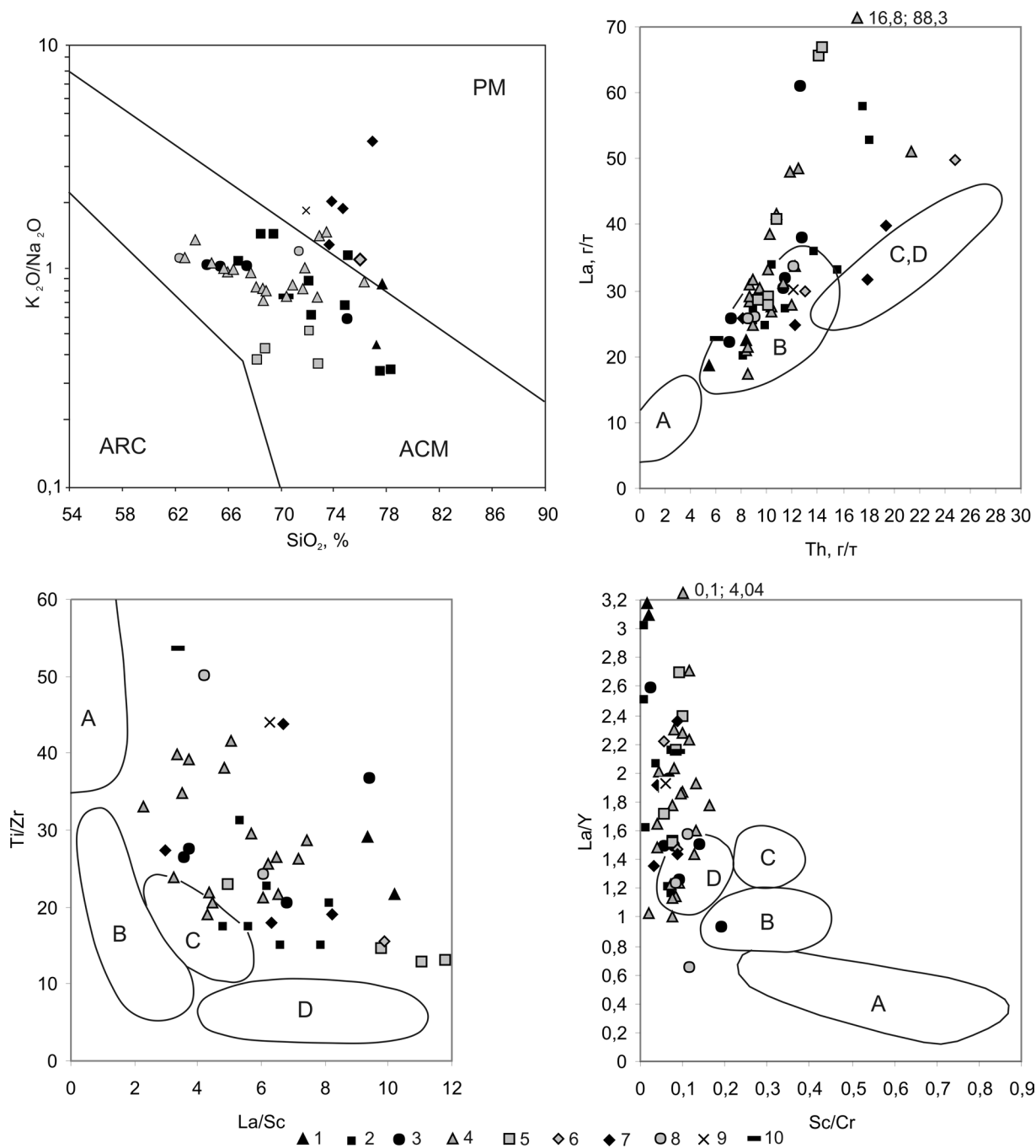


Рис. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ по [7], Th-La, La/Sc – Ti/Zr, Sc/Cr – La/Y по [5] для мезозойских песчаников Бурейского бассейна.

Поля, характеризующие песчаники бассейнов, сопряженных: А – с океаническими островными дугами, Б – с континентальными островными дугами, С – с активными континентальными окраинами, Д – с пассивными континентальными окраинами. Свиты: 1 – дешская, 2 – синкальгинская, 3 – эпиканская, 4 – эльгинская, 5 – чаганыйская, 6 – талынжданская, 7 – дубликанская, 8 – солонийская, 9 – чагдамынская, 10 – чемчукинская.

расположены либо непосредственно в полях пассивной континентальной окраины либо поблизости к этим полям.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Б. Розера и Р. Корша [7] большинство фигуративных точек ранне-среднеюрских песчаников находятся в поле активных континентальных окраин, а фигуративные точки верхнеюрских и нижнемеловых песчаников – в поле пассивной континентальной окраины (рис.).

На диаграмме Th–La М.Р. Бхатия и К.А.В. Крука [5] большинство фигуративных точек песчаников находится в поле континентальных вулканических дуг. На диаграмме La/Sc – Ti/Zr практически все фигуративные точки находятся вне предложенных «эталонных» полей. На диаграмме Sc/Cr – La/Y часть фигуративных точек песчаников расположено в поле пассивной континентальной окраины, большинство же также вне «эталонных» полей.

В целом значения параметров и положение фигуративных точек песчаников на большинстве диаграмм характеризуют седиментацию в бассейнах активных континентальных окраин не связанных с океаническими вулканическими дугами.

Отмечается соответствие петрографических и литохимических типов песчаников. По составу песчаники кислые и соответствуют гранитоидным породам.

Терригенные отложения наследуют геохимические особенности эродированных пород.

В разное время бассейн седиментации был связан с обстановками активной континентальной окраины, континентальных вулканических дуг и пассивной континентальной окраины.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО, СО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минерагения», грант ДВО РАН 12-П-0-08-002.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анойкин В.И.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. Записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с. + 2 вкл.
2. **Забродин В.Ю.** Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой системой // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т. 85. Вып. 2. С. 11-21.
3. **Шутов В.Д.** Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 86-103.
4. **Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
5. **Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. N. 2. P. 181-193.
6. **Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc related basins // Trench-Forearc Geology. 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551-561.
7. **Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.

МОРФОСТРУКТУРА И НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН
г. Владивосток, yutel@poi.dvo.ru*

Тихоокеанская окраина Азии выделяется тектонически обособленными морскими впадинами в границах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского складчатых поясов, включающих взаимосвязанные участки континентальных и океанических литосферных плит. В областях сочленения их взаимодействие проявилось в формировании оригинальной морфотектонической структуры земной коры, составившей уникальную Азиатско-Тихоокеанскую зону перехода «континент-океан». Изучение её структуры и решение задачи происхождения морей восточной Азии было главной целью проведенных в прошлом веке многочисленных экспедиционных исследований переходной зоны. Накоплен большой объем разнообразной батиметрической, геологической, геохимической, геофизической и космической информации. Но её интерпретация проводится в основном одно-

сторонне, не является достаточно достоверной, а предлагаемые модели развития окраинноморских впадин не являются однозначными и допускают различные толкования.

Надежным способом оценки новейшей морфотектонической структуры земной коры региона может стать раскрытие природы каждого тектонического элемента в увязке с батиметрическими, геолого-геофизическими и морфологическими характеристиками. Целью наших многолетних исследований было выявление роли тектонических движений как наиболее важного фактора деформации земной поверхности коры в морфоструктурных преобразованиях литосферных плит в зонах их взаимодействия. Морфоструктурный подход, предусматривающий комплексный анализ разнообразных данных, служил рабочим методом исследования. Он включал получение и анализ батиметрических данных в совокупности с данными спутниковой альтиметрии, геологическую интерпретацию линейных и ринговых элементов рельефа дна совместно с геофизическими данными. Под морфоструктурами при этом понимаются объемные массы земной коры, проявляющиеся на поверхности в специфически обусловленных тектоническими процессами формах (структурных формах рельефа). Выделение их пространственно-генетических ассоциаций (парагенезов) и геолого-геофизическая интерпретация может раскрыть природу новейших тектонических движений и составить представление об истории и геодинамической эволюции литосферы.

Объектом детальных исследований являются впадины Японского, Охотского и Филиппинского морей. Это наиболее изученные в геологическом отношении моря. Согласно интегральным статистическим характеристикам рельефа дна каждый из них составляет отдельный эволюционный ряд. Так по характеру распределения глубин в порядке убывания Япономорский ряд составляют Соломоново море, акустический фундамент Японского моря, Коралловое море, Южно-Китайское, Японское море (современный рельеф), море Саву. Акустический фундамент Охотского моря, море Сулу, современный рельеф Охотского моря и море Минданао составляют Охотоморский эволюционный ряд. Это означает, что моря зоны перехода заложены на коре различных типов, причем исходный рельеф коры явно океанического типа сохранился лишь в Филиппинском и Тасмановом морях [1].

Изучение рельефа дна морей показало, что формирование морфотектонической системы Япономорского типа обусловлено тафрогенным режимом. С ним связаны многочисленные разломы коры, погружение отдельных блоков, появление многочисленных дизъюнктивных форм поверхности земной коры. Это остаточные глыбы и линейные грабены, тектонические уступы, сбросы, крупные оползни на склонах возвышенностей. В зонах растяжения коры происходило интенсивное формирование стратовулканов и вулканических плато. Вместе с ними получили развитие вулканотектонические депрессии и рифтовые впадины. Эволюция морфоструктуры Охотского моря заключается в аккумулятивном заполнении глубоких депрессий ранее сильно расчлененного в эпиконтинентальных условиях акустического фундамента. Это может быть следствием тафрогенного развития коры в кайнозой [2]. Не исключается складчатая деформация, особенно западной части впадины. Депрессионные формы дна Охотского моря представлены парагенезами морфоструктур, развитие которых контролировалось рифтогенными раздвигами коры. Заложение и формирование Курильской котловины осуществлялось в разной геодинамической обстановке. Так развитие северо-восточного сегмента котловины (Гольгинского прогиба) происходило предположительно в условиях наложенной неотектонической тафрогенной активизации вулканического свода, сформировавшегося на границе палеогена-неогена. Завершающий этап эволюции морфоструктуры дна морей этого ряда зависит от эволюции барьера островных дуг. Можно представить преобладающую дальнейшую аккумуляцию в Южно-Курильской котловине, примером служит шельфовое Восточно-Китайское море.

Особый случай составляет эволюция морфоструктуры дна Филиппинского моря. Морская впадина располагается во внутренней области Тихоокеанского тектонического пояса, где происходит его сочленение с Альпийско-Гималайским. Её литосфера испытывает встречные дина-

мические напряжения со стороны Тихоокеанской и континентальных плит Азии и Австралии. Тектономагматические процессы в обстановке мезозойско-кайнозойской складчатости приобретают ведущую роль в эволюции морфоструктуры морского дна. В результате со всех сторон в зонах фронтального взаимодействия плита Филиппинского моря обрамлена островодужными системами, а вулканический хребет Кюсю-Палау разделяет её на две части. В рельефе дна отчетливо проявляется дискретная картина дизъюнктивной деформации поверхности океанической коры [3]. Заметные в текстуре рельефа локальные изломы поверхности указывают на смену векторов тектонических напряжений при изменении геодинамического режима в регионе. Структурный рисунок дна в целом контролирует каркас сквозных структур северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного направлений. Их тектонически ослабленные зоны послужили мощным фактором фрагментации коры на глубоководные котловины и остаточноголыбовые горные массивы.

В целом рифтовые впадины с обрамлением сводовых поднятий определяют морфоструктурный рисунок разных частей тихоокеанской окраины Азии независимо от состава земной коры и строения докайнозойского фундамента. Их пространственное положение контролируется каркасом сквозных ослабленных зон, являющихся сегментами регматической сети Земли. Морфоструктура морей характеризуется взаимосвязью деструктивных и конструктивных элементов рельефа дна. Линейность и протяженность форм, ярусность дна являются отличительными признаками обусловленного разломами и разрывами коры рельефа. Вулканические формы дна служат признаками конструктивного развития морфоструктуры, хотя и сопровождается формированием вулканотектонических депрессий дна.

В морфоструктуре окраины наблюдаются элементы латерального вязко-тектонического течения объемных масс коры вдоль коровых разломов и подъем базальтовой магмы в зонах резкого падения геодинамических напряжений на их пересечении. Течения контролируют морфологию и структуру деформации различных типов коры. По границам плит в зонах взаимодействия фронтальных течений происходит перемешивание тектонических масс, что приводит к формированию шовных островодужных систем. Складывается в целом интерференционная картина деформации коры. Она образована «бегущими волнами» вещества тектоносферы, где «детекторами» служат блоки коры. Зоны шовных структур (интерференционного максимума) можно рассматривать как области конструктивной интерференции. Области деструктивной интерференции (интерференционного минимума) – желоба, депрессии дна, глубоководные котловины. Все это свидетельствует о когерентной природе геодинамики окраины. В рисунке рельефа наблюдаются вихревые структуры, петли и, так называемые, вихревые дорожки [4, 5]. Ведущей силой, инициирующей динамику этих процессов, возможно, служит поле инерции [5]. Все это свидетельствует о нелинейном характере новейшей геодинамики переходной зоны. Она обусловлена мобилизацией внутриплитной тектонической энергии в условиях критических состояний литосферы и многостороннего воздействия на кору геодинамических сил с континента, океана или совместно [6]. В обстановке резкой смены геодинамических условий это приводит к наложению морфотектонических процессов или формированию структур вихревого типа, что наблюдается в рельефе дна Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

Другим важным фактором структурных преобразований тихоокеанской окраины Азии является вулканотектоника. Вулканические структуры подводно-морской окраины по форме и геологической природе не отличаются от подобных в прилегающих районах континента и ограничивающих их островных дугах. Их заложение происходило в мелководной или субаэральной среде в условиях рифтогенной деструкции континентальной и океанической коры, а эволюция шла по гомодромному ряду развития. Их формирование контролировалось исключительно разрывами земной коры. При этом связь рифтовых впадин и сводовых поднятий, вулканогенных по своей геологической природе, определяет все разнообразие морфоструктуры подводной окра-

ины. Активное формирование вулканоструктур происходит в палеогене. Выделяются эоценовая, позднеэоцен-олигоценная, позднеолигоцен-раннемиоценовая фазы тафрогении. На границе олигоцена-миоцена вулканотектонические события этого этапа завершают блоковые дислокации (тектонические движения Такатихо в Японии). На неотектоническом этапе, наиболее активные фазы которого приходятся на средний-верхний миоцен и плиоцен-плейстоцен, происходят деструктивные (рифтогенные) в целом преобразования сложившихся ранее вулканоструктур. По геологическим данным только на этой фазе тектономагматической активизации осуществляется становление впадин современных морей. Они совпадают с пассаденской фазой гималайской складчатости. Таким образом, в условиях морфоструктурных преобразований окраины Азии вулканотектоника, обусловленная вертикальными движениями мантийных масс (мантийный диапиризм или плюмгеодинамика), привела в кайнозой непосредственно к формированию морских впадин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36-44.
2. Гнибиденко Г.С. Рифтовые системы дна Охотского моря // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 207-211.
3. Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Лепешко В.В. Геодинамическая природа и тектоническая эволюция Филиппинского моря // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 271-275.
4. Кюенен Ф.Г. Индонезийские глубоководные депрессии // Островные дуги. М.: ИЛ, 1952. С. 97-134.
5. Шешуков А.А. Проблемы и физические образы нелинейной геодинамики // Приложение в кн.: Энергоструктура Земли и геодинамика / А.Н. Дмитриевский, И.А. Володин, Г.И. Шипов. М.: Наука, 1993. С. 29-39.
6. Osipova E.B., Mel'nichenko Y. I., S'edin V.T. Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 11-12 Sept. 2010. Cangneung, Korea. P. 227-234.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПЕРЯЮЩИХ РАЗРЫВОВ КАК ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ЖИЛЬНЫХ И ШТОКВЕРКОВЫХ ТЕЛ

Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, stakhor@yandex.ru

Оперяющие разрывы трактуются как эффект транспрессивного или транстенсивного действия или взаимодействия магистральных (материнских) разломов [1-5, 7 и др.] (рис. 1). Такой подход к разломам, при котором они выступают не как пассивные геологические агенты, а как активные регуляторы (а где – и генераторы) иницирующих напряжений, остается одним из самых продуктивных направлений современной структурной геологии, равно как и тектонофизики.

Цель данной работы – рассмотреть некоторые прикладные следствия очерченного подхода, призванные помочь геологам – поисковикам и разведчикам – в их практической работе по прослеживанию и оконтуриванию рудных объектов жильного и штокверкового типа, которые в значительной своей части приурочены как раз к зонам при- и межразломного растяжения (транстенсии) или сжатия (транспрессии). Красноречивыми примерами этому могут служить сдвиговые позднепалеозойские магматические дуплексы растяжения Прибалхашья, рудоносные в Узбекистане (Мурунтау), меловые рудоносные и рудно-магматические дуплексы растяжения и сжатия Амуро-Уссурийского региона (рис. 1, В-Д), Верхоянского складчато-надвигового пояса, Урала, Канады, которые вмещают в себя крупные (а подчас и уникальные) месторождения [1 и др.].

Сами уже перечисленные объекты, представленные обычно многостадийным жильно-штокверковым оруденением зачастую в ассоциации с многофазными интрузивно-дайковыми

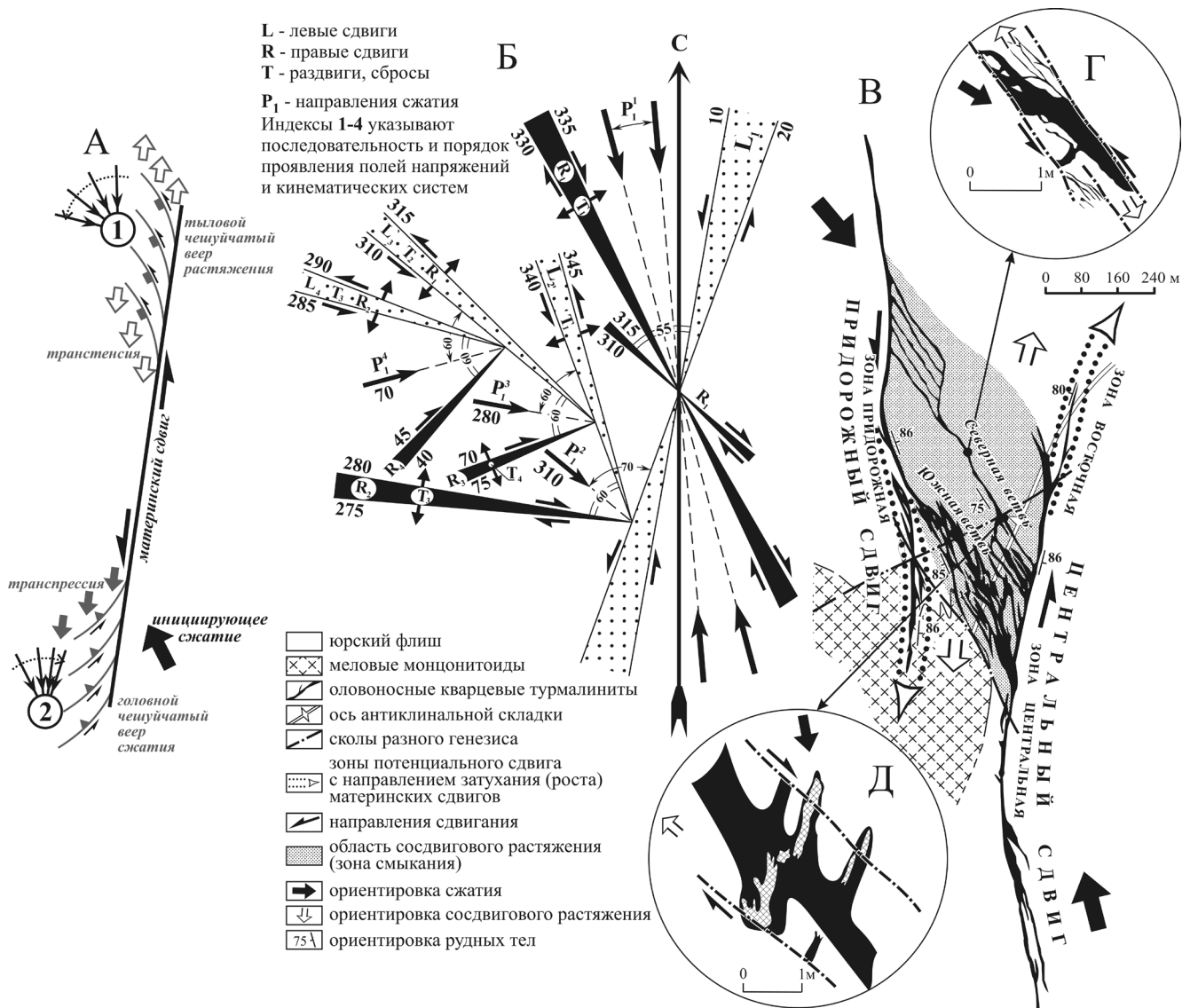


Рис. 1. Схематика иерархической, возрастной и генетической организации структур и полей напряжений в ареалах транспрессии и транстенсии левых сдвигов: А – идеализированная структурно-динамическая схема (из [1] с изменениями и дополнениями) расположения зон присдвиговых полей напряжений (со схемой их переориентации по вектору сжатия) согласно данным натуральных наблюдений при транстенсии (1) и транспрессии (2) и дочерних синдвиговых структур применительно к западному крылу Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) [2]; Б-Д – для Придорожного оловоносного левосдвигового дуплекса растяжения (Придорожное месторождение, Комсомольский район): схема иерархической и возрастной соподчиненности систем сдвигов и раздвигов/сбросов, а также полей напряжений (по вектору сжатия) в дуплексе [1], В – структурный план разведочного горизонта 415 м месторождения с элементами геодинамики [1, с изменениями]; Г-Д – фрагменты рудного тела 17 (Северная ветвь дуплекса) на участке сосдвигового растяжения (Г) и в зоне влияния сегмента материнской системы ССВ левых сдвигов (Д).

комплексами, указывают нам на один из поисковых критериев. А именно: обнаружение хотя бы небольшой серии тесно сближенных (часто субпараллельных) жильных тел (да еще и вкуче с дайковыми), нередко в ассоциации с прожилково-вкрапленной минерализацией между ними, – верный признак того, что мы имеем дело с системой оперения, развитой на достаточно большой площади, но с ограничением по простиранию/падению одним или двумя магистральными разломами. Последние могут оказаться также рудовмещающими. Углы отклонения оперяющих разрывов от материнских давно известны и составляют 20-60° [1-7 и др.] (рис. 1 А-В). Так что на стадии поисков весьма целесообразно применение первоначально площадных геохимических работ

с сетью, оптимально учитывающей геолого-структурную обстановку, с последующей заверкой аномалий и отбивкой тел магистральными канавами параллельно и вкрест материнским разломам (в том числе и предполагаемым) с целью выявления всей полосы развития оконтуриваемой структуры оперения. Причем следует учитывать, что проявление этих структур носит обычно систематический характер в виде разноранговых сочетаний с разрывами магистральной системы (дуплексов) по типу скол-раздвиг или скол-надвиг/взброс (часто с фиксированным шагом) [1-7 и др.], что важно для оценки рудоносности и стратегии поисков на сопредельных площадях.

При оконтуривании тел и увязывании подсечений в пределах отдельно взятой структуры оперения или смыкания (дуплекса) следует учитывать, что скорее всего оно будет представлять собой отнюдь не хаотичный набор разноориентированных трещин отрыва/сплющивания, выполненных жилами и дайками произвольной морфологии, как это иногда представляется и поныне.

Напротив, морфология жильного либо дайкового тела демонстрирует здесь четкое соответствие кинематике вмещающего его разрыва оперения. Так, пережимы тела приурочены к сколовым звеньям, а раздувы – к граням приоткрывания разрыва (рис. 1 В-Д). Это же справедливо и для материнских рудовмещающих разрывов (рис. 1 В). Вообще же, как показывает, например, детальное изучение объектов Сихотэ-Алиня [1-2, 6 и др.], такое явление – в сущности, неотъемлемое свойство рудо- и магмовмещающих разрывов любого генезиса и ранга, настолько широко оно распространено.

В свою очередь, сама кинематика оперяющих разрывов, равно как и их построение в пространстве, отражает характер перестройки полей напряжений в зонах транстенсии и транспрессии в процессе движения по материнским разломам. В частности, в зонах транстенсии (наиболее благоприятных для рудоотложения) пространственно-кинематическая инфраструктура оперения определяется последовательным формированием до 4 генераций дочерних оперяющих разрывов или трансформацией в них сети раннего заложения, которые образуют генетическую цепь (рис. 1 Б), отвечающую широко известной структурно-динамической схеме Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилла [1-2 и др.], когда иницирующие напряжения сжатия вследствие транстенсии постепенно искривляются от исходного направления до нормали к материнскому сдвигу. Оперяющие же разрывы зон транспрессии тоже имеют свою специфическую возрастную и иерархическую соподчиненность, которая отражает переориентацию траекторий иницирующего сжатия с первоначального состояния до параллельного направлению сдвигания [1-7 и др.] (рис. 1 А).

Так что имеющиеся к настоящему времени данные показывают, что в структурах оперения и их аналогах мы имеем дело с четкой и временной, и пространственной упорядоченностью рудо- и магмовмещающих структур с вполне закономерным, поддающимся одновременно и структурной, и металлогенической расшифровке набором морфо-кинематических типов обособления, распределения и наложения друг на друга рудных и магматических ассоциаций (динамозональностью [1-2, 6 и др.]). Она, как представляется, есть результат поэтапного (по мере роста материнских разломов) разрастания ареала транстенсии/транспрессии с усложнением его структурного рисунка от первоначально крупных оперяющих форм к все более и более мелким с прямым или опосредованным наследованием планов деформаций. Само наследование заключается в том [1-2, 6 и др.], что более поздние генерации рудовмещающих разрывов приспособляются или приспособливают под себя сеть разрывов предыдущих генераций, что часто выражается в кинематической трансформации разрывов раннего заложения. Все это лишней раз подчеркивает существующую при поисково-разведочных работах обязательность изучения стадийности рудообразования и магматизма.

Кроме того, структурная динамозональность находит свое отражение и в особенностях пространственного распределения оруденения. В рассматриваемых нами структурах рудораспределение и морфологически, и динамически находится в прямой зависимости от геометрии самих разломов и инфраструктуры их ансамблей. Так, оси рудных столбов здесь, как правило, субпа-

раллельны линиям сопряжения сколовых и раздвиговых компонентов. При этом сколы играют роль динамо-кинематических экранов, а раздвижки вмещают продуктивное оруденение. В свою очередь, линии сопряжения адекватны средним осям деформаций, перпендикулярным, как известно, линиям скольжения по сколам [1, 6 и др.]. Исходя из этого, при сдвиговых дислокациях, например в зонах транстенсии, рудные столбы будут иметь преимущественно субвертикальную ориентировку (как, впрочем, и в материнских сдвигах), а в зонах транспрессии – субгоризонтальную. Причем преимущественное развитие в них станут иметь те системы рудных столбов, которые будут субпараллельны линиям сопряжения структур оперения в целом с материнскими разломами. Так что изучение динамозональности оруденения позволяет во многом конкретизировать задачи оконтуривания и локального прогноза оруденения на глубину и на флангах разведываемого рудного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Митрохин А.Н. Дизъюнктивные рудно-магматические структуры смыкания и дуплексы: идентификация, пути и методы их изучения // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. научн. трудов. Вып.10. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2012. С. 53-59.
2. Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л. Особенности строения и развития Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) и зоны его динамического влияния // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Мат. Всеросс. конф. с международн. участ. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 106-109.
3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника, 2002. № 6. С. 3-24.
4. Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 197-208.
5. Разломобразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
7. Fossen H., Tikoff B. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings // Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1998. V. 135. P. 15-33.

Складчатость Центрального Приморья: ТЕКТОНИКА, КОНТРОЛЬ ИНТРУЗИВОВ И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

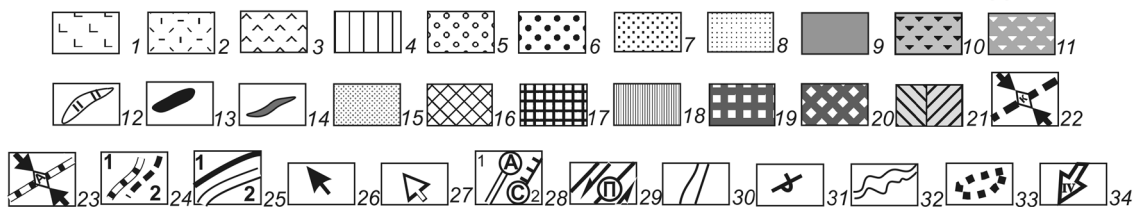
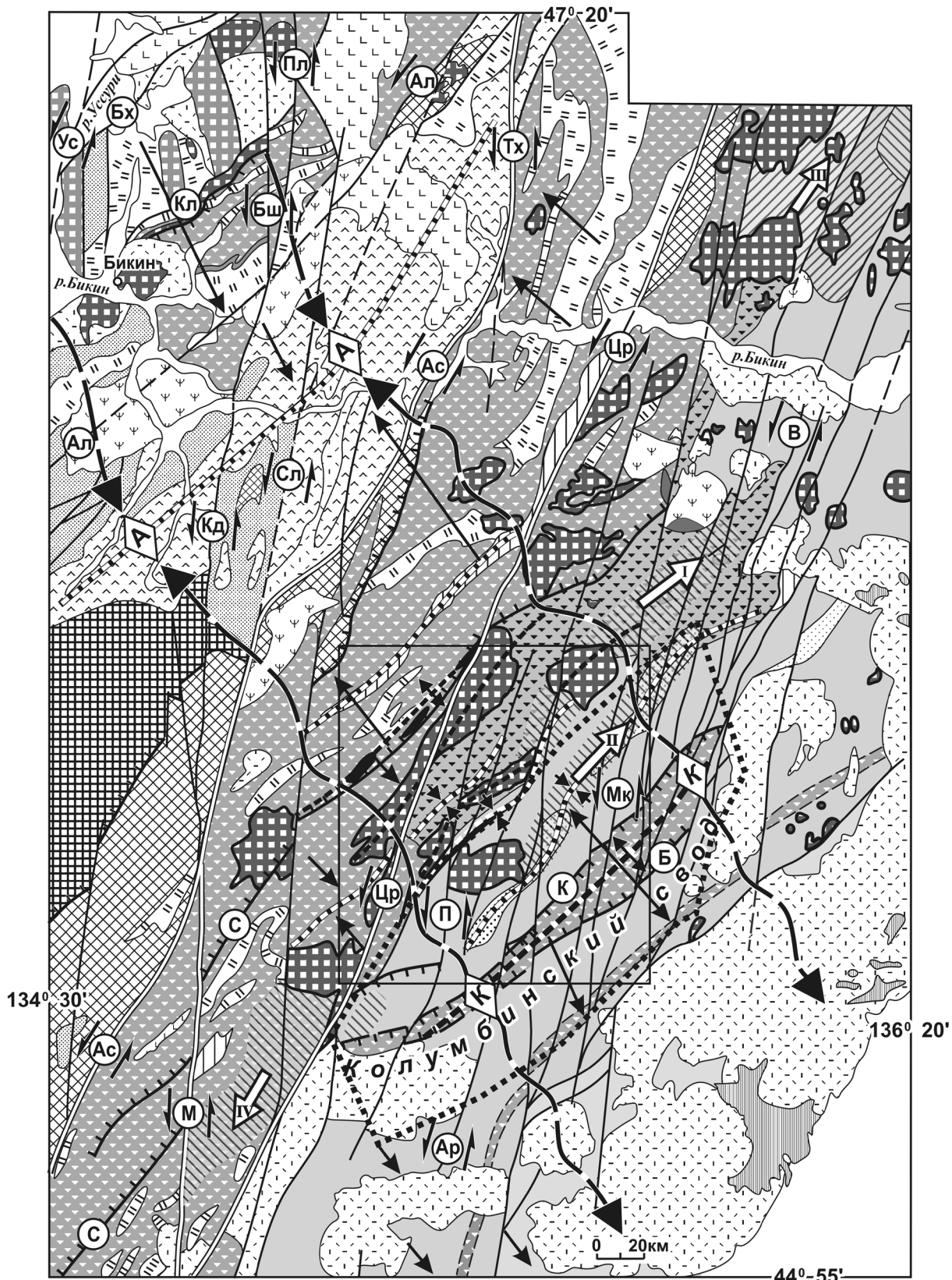
Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, nevpeter@yandex.ru

В основу положен материал, полученный в результате специализированных работ в ходе геологического доизучения 1:200 000 масштаба (ГДП-200) листа L-53-XXII и анализа прилегающих территорий. Район принадлежит главным образом аккреционному Самаркиному и турбидитовому Журавлевскому террейнам, разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1). По одной версии структуры обоих блоков – продукт мезозойской сдвиговой тектоники [3]. По второй – 1-й из них следствие фронтальной юрской субдукции [1], а 2-й – трансформного (или скольжения) режима [1]. Проводилось углубленное изучение складчатости, как надежного индикатора тектонической динамики, а также контроля ею проявлений магматизма и рудообразования.

Применялись углубленный графический [2] и статистический анализы складчатых и сопутствующих разрывных дислокаций [6]. По интервалам однополярного падения слоев выделены фрагменты крыльев, которые обозначены стрелками (рис. 1, 2). По положению, длине и ориентировке стрелок воссоздана совокупная архитектура складчатых форм, документально установлены их асимметрия и вергентность, прямое следствием динамики коры. Основу выявленной архитектуры представляет Колумбинский свод (рис. 1, 2), структура 1-го порядка, охватывающая большую часть изученной площади, – представляющая собой асимметричное антиформное сооружение. Крыло свода, обращенное к СЗ, имеет сложное структурное наращивание на расстояние около 150 км. до оси Алчанской впадины, другое крыло структурно наращивается к ЮВ на расстоянии до 70 км, до Таухинского террейна (Прибрежной зоны). Оба его крыла последовательно осложне-



ны средними и мелкими складками 2→3→4 и очень мелкими 5→6→7→8 порядков (нет на рис.). Белые стрелки (рис. 2) отражают доминанту «структурного наращивания» к северо-западу, а черные – к юго-востоку. Смысл «структурного наращивания» в том, что на СЗ крыле Колумбинского свода доминируют СЗ-ные падения – белых стрелок больше и они длиннее. А на ЮВ крыле – наоборот. Сопоставление длин стрелок показывает, что все средние и мелкие складки на СЗ и ЮВ крыльях Колумбинского свода независимо от порядков, главным образом, имеют один тип асимметрии, свидетельствующий об общей вергентности масс в направлении оси главного свода. Напомним, что вергентность – направленность движения масс происходит согласно с зеркалами складок в сторону по наклонению осевых поверхностей коротких и более крутых крыльев [7]. В этой динамике крутые и короткие крылья имеют тенденцию к опрокидыванию, что подтверждается натурно. Опрокинутые залегания часто принадлежат разнополярным крыльям одной складки, поэтому рисунок складчатости усложняется, причем, указывая на Ω-образные антиклинали и каплеобразные синклинали, весьма распространенные в условиях деформации сплющивания что указывает на продольный тип сжатия. Складки всех порядков одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, право- и левосторонними сдвигами, сбросами.

Складки, установленные нашими методами, далеко не полностью согласуются с традиционно закартированными. Значит, фиксируются как минимум два этапа складчатости. 1-й – визуализирован типично пластичными складками, маркированными по литолого-стратиграфическим признакам, 2-й – хрупко-пластичными, установленными графически и статистически по ориентировкам слоев. Соотношение между формами 2-х этапов унаследованно-наложенное. Несмотря на то, что складки обоих, вероятно, близки по типу асимметрии и по ориентировке, зачастую между собой они пространственно не совпадают.

Причем не иначе оформление вторых – хрупко-пластичных форм – начиналось с «взламывания» ранее консолидировавшегося складчатого каркаса системами встречных надвигов и взбросов, которые, взяв на себя роль дополнительной слоистости, сами, наряду со стратиграфической слоистостью, сминались в складки второй очереди. Зачастую по осевым поверхностям таких складок развиты взбросовые и надвиговые нарушения. Этапы – следствие нескольких эпизодов ССЗ продольного сжатия, не менявшего ориентировку. Вероятнее всего, эпизодов было больше двух, охарактеризованных выше и документально обоснованных.

Так, судя по геолого-геофизическому материалу, очень вероятно, что сжатие ССЗ направления «пульсировало» уже при заложении бассейнов осадконакопления, или их фрагментов, подтверждая механизм формирования рифто-грабенов в ректадукционной модели по В.П. Уткину.

Установленные закономерности трудно вписать в субдукционно-террейновый тип структуры Центральной и Восточной зон Сихотэ-Алиня. Знаковый момент, не фиксируются «антинадвиги» – пологие сбросы. Они непременно должны иметь место фифти-фифти наряду с обычными надвигами и взбросами при меловом смятии юрских гравитационных оползаний, или нагромождениях

Рис. 1. Расположение основных складчатых структур Центрального Приморья. Составлена по материалам картирования Приморской геолого-поисковой экспедицией и схемам по В.П. Уткину (1980, 1989, 1999).

1 – N₂, базальты; 2 – K₁ – палеоген, вулканогенные; 3 – K₁, вулканогенные и вулканотерригенные Алчанской СФЗ; 4 – Al, осадочные континентальные; 5 – Al, молассоидные; 6-8 – флишоиды: Ap, алевролит-песчаниковые, 7 – Bm, песчаниково-алевролитовые; 8 – готерив-барремские, алевролит-песчаниковые; 9 – валанжинские глинистые; 10 – берриасовые глинистые; 11 – J₂₋₃, микститы; 12 – K₂, вулканоплутонические; 13-14 – гранитоиды: 13 – K₁, 14 – K₂; 15 – P₂₋₃ терригенные и магматогенные; 16 – допермские метаморфические и магматические; 17 – T-K₁ континентальные; 18-19 – олистолиты: 18 – кремней, 19 – известняков; 20 – межслоевые габброиды; 21 – ось и крылья Колумбинского свода; 22 – ось Алчанской синформы; 23-24 – синформы (1) и антиформы (2), порядок: 2-й; 24 – 3-4-й; 25-26 – падение и ширина крыльев складок, падающих: 25 – к ЮВ (на рис. 1 к ЮВ и СЗ), 26 – к СЗ; 27 – разломы: региональные сдвиги (1): Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, М – Меридиональный, Ас – Арсеньевский, Тх – Тахалинский; надвиги (2); 28 – сдвиги 2-го порядка; 29 – сдвиги 3-го порядка (см. рис. 2); 30 – опрокинутое залегание слоев; 31 – р. Бикин; 32 – вторичные изменения: метасоматические (1), ороговикование (2); 33 – контур Благодатинской золотоносной площади; 34 – направление погружения криптобатолитов.

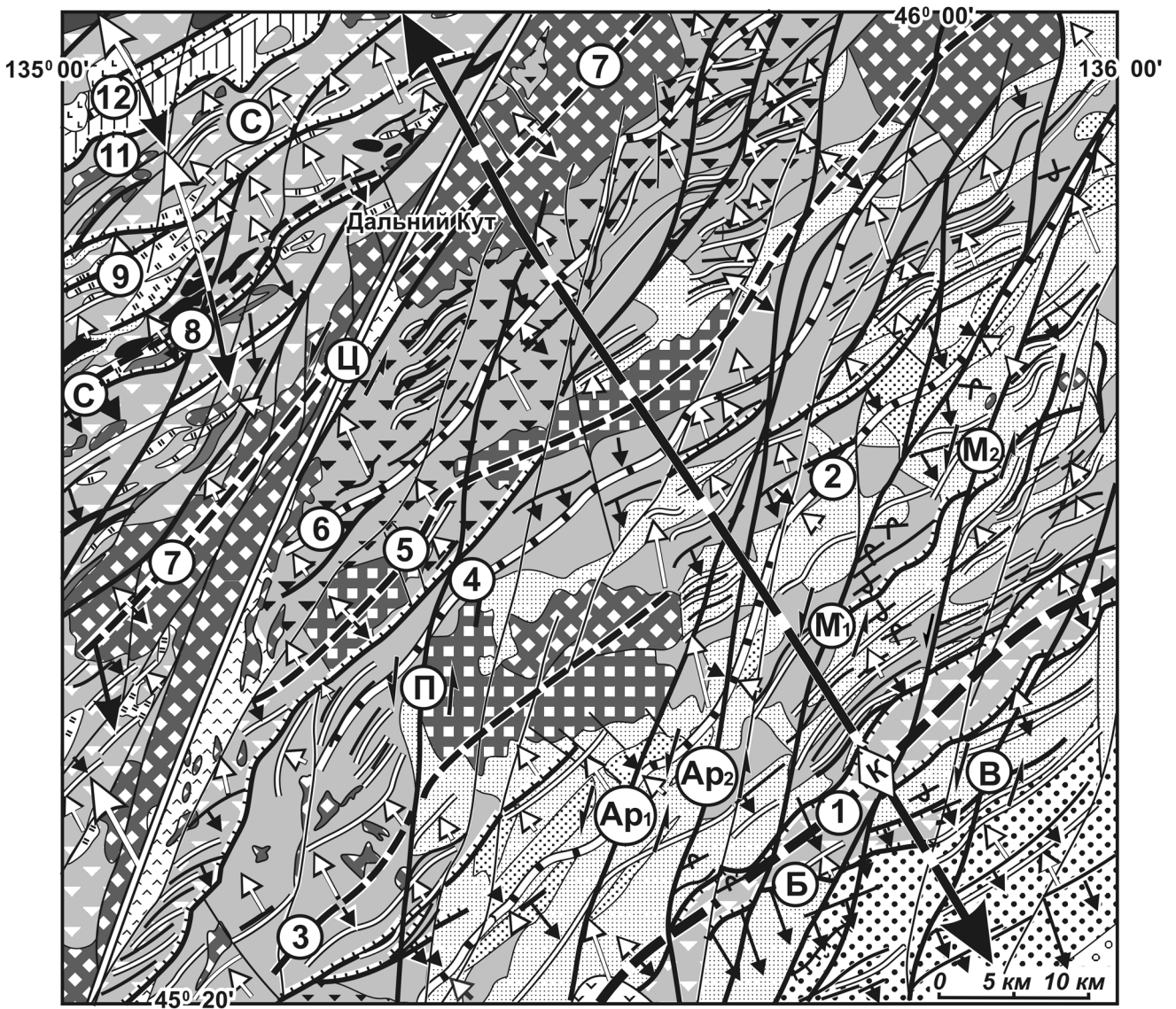


Рис. 2. Схема складчатости фрагментов Самаркинского и Амуро-Журавлевского террейнов. Составлена по материалам ГДП-200 листа L-53-XXII (А.Н. Лызганов, А.Т. Кандауров и др. 2012 г.), тектоническим схемам по В.П. Уткину (1980, 1989).

субдукционного меланжирования. Примечательно, что многие монофациальные разновозрастные олистолиты и олистостромы, укладываются закономерно в антиклинально-синклинальную складчатую структуру. Поэтому материал гораздо лучше подтверждает ректадуционную модель строения Сихотэ-Алиня [5].

Антиформы контролируют цепи выходящих на поверхность интрузивов и криптобатолитов [4]. К антиформным сводам тяготеют и разноранговые рудопроявления. Так, примечательно, что с Колумбинским антиформным сводом пространственно и, вероятно, генетически связано месторождение Глухое-Встречное и другие проявления Благодатненской золоторудной площади. Составлена структурно-динамическая карта месторождения, которая позволяет судить о связи рудных тел и элементов тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2-х кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573-981.
2. Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская Геология. 1988. №2. С. 44-52.

3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
4. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Доклады АН СССР, 1986. Т. 256. № 4. С. 947-951.
5. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены, и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. № 6. С. 35-58.
6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
7. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geological Magazine. 1963. V. 100. N. 2. P. 97-106.

О СМЕНЕ НАПРАВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Нечаюк А.Е.

Дальневосточный геологический институт, ДВО РАН

г. Владивосток, alexvlad@inbox.ru

В предлагаемом сообщении приведены результаты анализа накопленных данных о строении бассейнов Татарского пролива (сведенные в [3]), а также опубликованных материалов по строению и тектоническим деформациям позднемиоценовых и кайнозойских комплексов западного побережья о. Сахалин. Кроме того, учтены результаты структурных исследований, выполненных лабораторией региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН в 2007-2013 гг. вдоль обнажений южной части Западно-Сахалинского прогиба.

Татарский пролив, отделяющий о. Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении на 700 км, соединяясь на севере с Амурским лиманом через пролив Невельского и раскрываясь на юг в глубоководную котловину Японского моря. Западное, материковое побережье сложено преимущественно слабо дислоцированными третичными, значительно реже – верхнемиоценовыми вулканитами среднего и основного состава. Вдоль прилегающей к проливу части о. Сахалин в пределах так называемого Западно-Сахалинского прогиба обнажены в той или иной мере дислоцированные терригенные, а на локальных участках – и вулканогенные образования позднего мела, палеогена и неогена. Эти же образования прослеживаются и западнее, в основании пролива. Восточной границей Западно-Сахалинского прогиба является зона Тымь-Поронайского разлома также меридионального простирания [5].

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [3] (рис.). В структурном отношении это грабены (или системы грабенов) в целом северо-восточного простирания, в пределах которых акустический фундамент (представленный, по [3] позднемиоценовыми образованиями) ныряет на глубины 5-9 км. Вблизи краевых частей впадин наблюдается резкое сокращение мощности (до полного выклинивания отдельных горизонтов) заполняющих впадины эоцен-четвертичных образований. Это является прямым указанием на то, что формирование грабенов и их заполнение происходили одновременно, в течение всего послепалеоценового времени. Распределение мощностей и фаций в отдельных впадинах свидетельствует о миграции депоцентров с востока на запад. Другими словами, максимальные мощности эоцен-миоценовых отложений установлены вдоль западного побережья о. Сахалин, в то время, как наибольшие мощности миоцен-четвертичных образований накопились несколько западнее, в центральных частях впадин [3].

Осложняющими элементами впадин являются внутривпадинные горсты и грабены, а также конседиментационные и постседиментационные приразломные складки.

Впадины разделены Совгаванско-Красногорским и Пионерским поднятиями, вытянутыми в северо-восточном направлении. Здесь эоцен-олигоценые и миоценовые отложения либо отсутствуют полностью, либо установлены минимальные (до первых сотен м) их мощности.

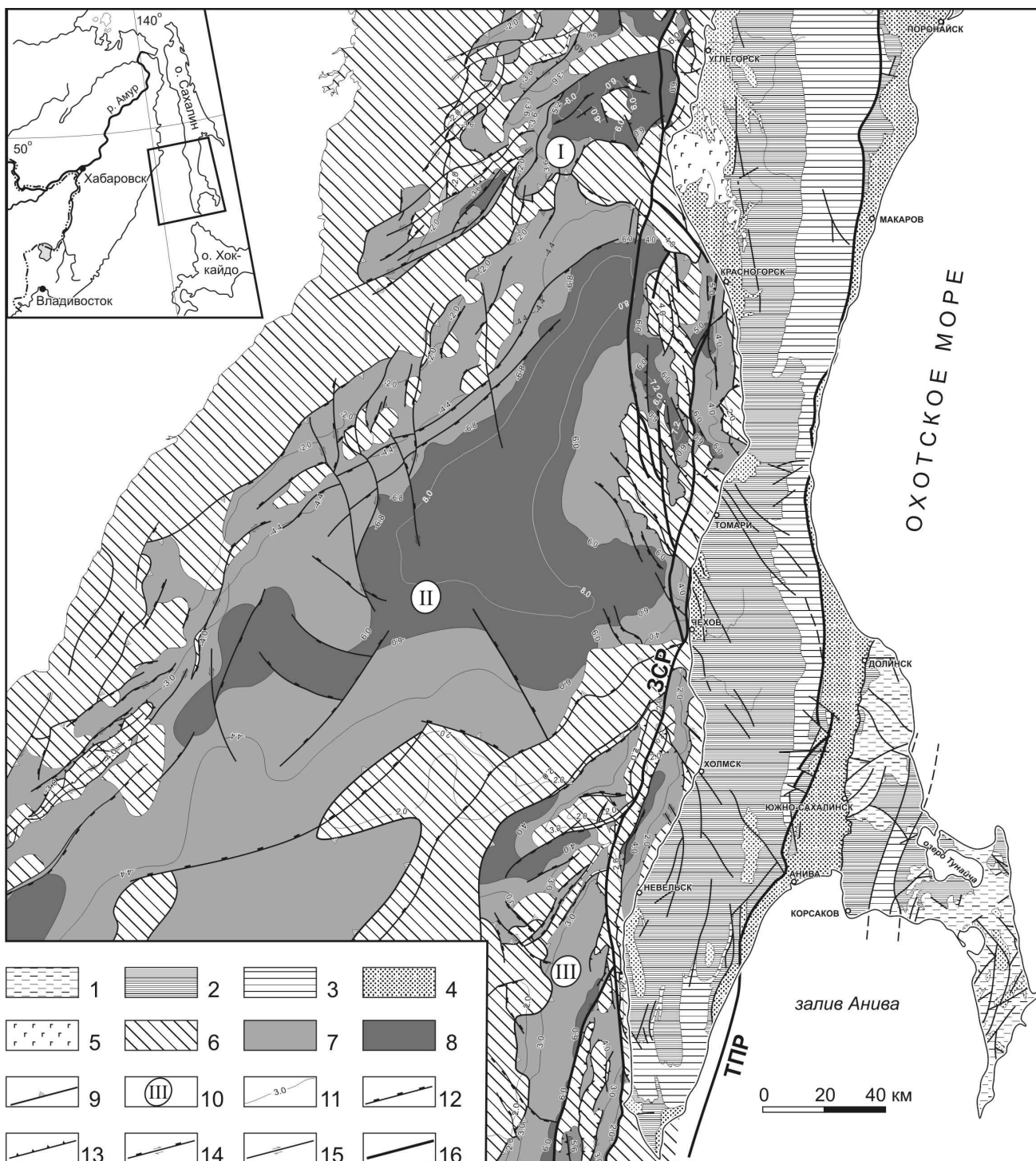


Рис. Структурная карта южной части о. Сахалин и Татарского пролива. Карта составлена с использованием материалов Жаров, Кириллова, Маргулис, 2004 и геологической карты о. Сахалин (1969).

1 – Анивский и Сусунайский террейны; 2 – меловые породы; 3 – свиты от эоцена до среднего миоцена: Снежинкинская, Краснопольевская, Такарадайская, Аракайская, Холмская, Невельская, Верхнедуйская, Анивская, Чеховская, Сертунайская; 4 – свиты от среднего миоцена до четвертичного периода: Курасийская, Маруямская; 5 – плиоценовые базальты; 6 – поднятия; 7 – депрессии глубиной до 6 км; 8 – депрессии глубиной от 6 до 8 км; 9 – границы осадочного бассейна; 10 – осадочные бассейны: I – Северо-Татарский, II – Южно-Татарский, III – Исикари-Западно-Сахалинский; 11 – изогипсы кровли акустического фундамента; 12 – сброс; 13 – взброс; 14 – сбросо-сдвиг; 15 – сдвиг; 16 – региональная зона разломов: ТПР – Тым-Поронайская зона разломов, ЗСР – Западно-Сахалинская зона разломов.

Геометрия впадин (намечающийся в плане ромбовидный облик), анализ распределения мощностей и фаций кайнозойских образований и особенности их деформаций позволяют сделать вывод о том, что формирование этих впадин происходило в поле ориентированного на северо-восток (30-60°) регионального сжатия. Вдоль ограничивающей бассейны с востока зоны Западно-Сахалинского, как и вдоль располагающегося восточнее Тымь-Поронайского разломов при таком направлении сжатия можно предполагать доминанту правосдвиговых перемещений [5], а рассматриваемые впадины, соответственно, можно считать структурами синсдвигового растяжения (pull-apart basins).

Следует, однако, отметить, что в результате проведенных структурных исследований установлено, что на юге Западно-Сахалинском прогиба сжатие ориентировано несколько иначе, в восток-северо-восточном (60-90°) направлении. Здесь доминируют складки, оси которых простираются на север и север-северо-запад, а вдоль разломов меридионального простирания наблюдаются следы взбросовых и надвиговых перемещений. В частности, Тымь-Поронайский разлом на ряде участков является пологим надвигом, падающим на запад и по нему верхнемеловые терригенные породы, надвинуты на практически нелитифицированные отложения позднего миоцена и плиоцена [5]. Вдоль разрывов северо-западного простирания наблюдается преимущественно левосдвиговая компонента перемещений. Скорее всего, в настоящее время мы видим, следы наиболее поздних, плиоценово-четвертичных деформаций. Эти деформации продолжаются вплоть до настоящего времени, на что указывают восток-северо-восточные и близширотные ориентировки осей сжатия, сопровождавших землетрясения этого региона, в том числе разрушительные [4]. Перемещения региона в широтном направлении в течение последнего десятилетия установлены также по данным GPS-навигации [1].

Эти данные подтверждают высказанную В.С. Рождественским [5] идею о смене направления регионального сжатия от северо-восточного до близширотного на границе миоцена и плиоцена. Вполне уверенно можно предполагать, что в поле предшествующего (в эоцен-миоценовое время) северо-восточного регионального сжатия Тымь-Поронайский разлом являлся прямолинейным правым сдвигом, ограничивающим с востока впадины Татарского пролива. При смене направления сжатия на близширотное этот сдвиг трансформировался во взбросо-надвиг. Располагающиеся между Западно-Сахалинским и Тымь-Поронайским разломами части осадочных бассейнов Татарского пролива, где эоцен-миоценовые преимущественно морские терригенные отложения имеют мощность до 6000 м, в плиоцен-четвертичное время в процессе близширотного сжатия были интенсивно деформированы и подняты выше уровня моря, образуя интенсивно размываемую систему Западно-Сахалинских гор. Важно отметить, что деформации плиоцен-четвертичного времени локализованы вдоль указанных выше Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов. Западнее, в осевой части Татарского пролива и, тем более, вдоль побережья Сихотэ-Алиня, следов послемiocенового восток-северо-восточного (до широтного) сжатия до настоящего времени не установлено.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х.** Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, Mw = 6,2 // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 4-15.
2. Геологическая карта о. Сахалин (1969)
3. **Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др.** Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
4. **Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П.** Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 5. С. 16-21.
5. **Рождественский В.С.** Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина и месторождений углеводородов и рудоносных зон. //Геодинамика литосферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 1. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ. 1997. С. 80-109.

ДВУХЪЯРУСНАЯ КОЛЛИЗИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ (ОБОБЩЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ)

Петрищевский А.М.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан*

Более 30 лет назад Л.И. Лобковским [3] на основании анализа прочностных свойств литосферы, оцениваемых по геофизическим и экспериментальным петрофизическим данным, была выдвинута концепция двухъярусной тектоники плит, существенно расширившие ортодоксальные мобилистские представления о коллизиях литосферных плит. Согласно этой концепции, важнейшим элементом глубинного строения тектоносферы, является подкоровый вязкий слой, близкий по реологическим характеристикам к астеносфере, который разделяет земную кору и литосферную мантию. За прошедшее время во многих районах мира были получены новые данные, подтверждающие эту концепцию, и обнаружены другие слои пониженной вязкости внутри земной коры, обеспечивающие горизонтальные перемещения относительно друг друга вулканогенно-осадочных, метаморфических и складчато-надвиговых тектонических комплексов.

Реологические гравитационные модели на территории Северо-Восточной Азии [5] обнаружили их полное соответствие концепции Л.И. Лобковского и подтвердили расслоение литосферы на четыре слоя разной степени вязкости: вулканогенно-осадочный (ВО), коровый кристаллический (КК), вязкий подкоровый (А1) и жесткий нижний литосферный (ТМ1), (рис. 1). Пространственные взаимоотношения этих слоев на конвергентных границах литосферных плит образуют разнообразные сочетания, которые детализируют стандартные модели субдукции, наполняя их новым содержанием, и вполне определенно объясняют происхождение и механизмы формирования типовых тектонических структур: складчатых систем, аккреционных призм, тектонических покровов и вулканических поясов.

Конвергентные структуры и зоны коллизии (столкновения) литосферных плит, коровых сегментов и разновозрастных тектонических комплексов широко распространены на Северо-Востоке Азии, где они занимают более 80 % территории между Северо-Азиатским кратоном и окраиной континента и представлены широкими и протяженными (от 1 до 3 тыс. км) коллизионными (Верхояно-Колымской, Анюйско-Чукотской, Монголо-Охотской) и аккреционными (Корякско-Камчатской, Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской) складчато-надвиговыми (покровно-складчатыми) структурами.

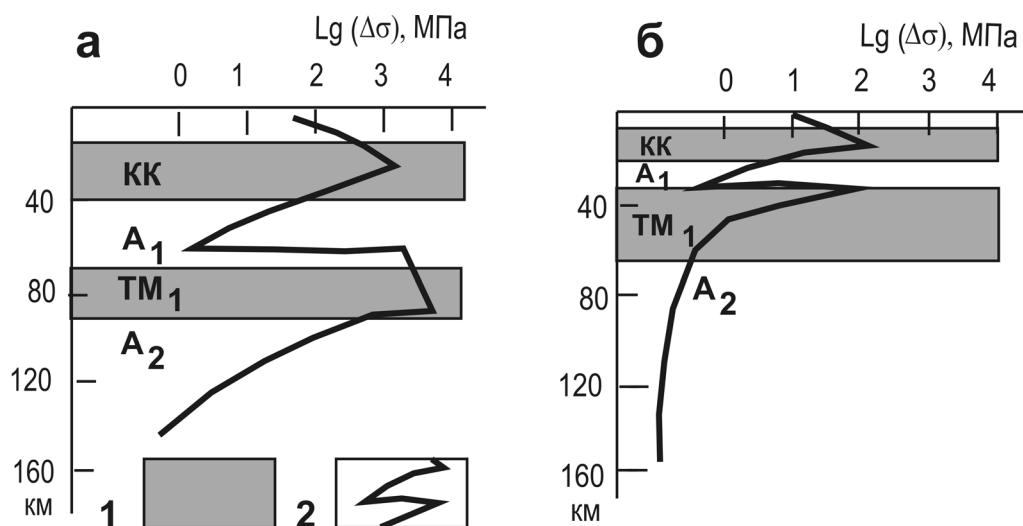


Рис. 1. Эмпирическая и теоретическая [2] реологическая расслоенность холодной (а) и горячей (б) литосферы. 1 – слои повышенной жесткости в разрезе литосферы Северо-Азиатского кратона, Амурской и Колымо-Омолонской плит на графике «а» и Камчатского полуострова – на графике «б»; 2 – графики вязкости.

Особенности двухъярусной коллизии литосферных плит диагностируются по пространственным взаимоотношениям жестких (т.е. – более вязких) тектонических пластин в нижнем слое земной коры и в основании литосферы, ограниченных средами пониженной вязкости. Рассматриваемые ниже формализованные «реологические» гравитационные модели способны обнаруживать воздымание, прогибание, надвигание, пододвигание, утонение и разрывы жестких тектонических слоев и пластин, которые, в большинстве случаев, увязываются с вещественным составом и формами залегания приповерхностных тектонических комплексов в разрезах коллизионных структур. Пространственные параметры вязких сред флюидно-магматической, литогенной, или тектонической природы, определяемые этими моделями, являются источником сведений о глубине залегания кровли астеносферы (и соответственно – мощности литосферы), мощности аккреционных призм и глубине залегания магматических источников гранитоидных и вулканических поясов на границах жестких литосферных, или коровых, сегментов.

В Северо-Восточном регионе с помощью реологических гравитационных моделей были картированы глубинные границы литосферных плит и их коровых сегментов и были получены убедительные доказательства о надвигании земной коры Колымо-Омолонского композитного супертеррейна на погружающуюся кровлю континентальной коры Северо-Азиатского кратона, что объясняет надвиговую природу Верхояно-Колымской складчатой системы. Гравитационные модели доказывают, что Колымо-Омолонский супертеррейн в коровом и литосферном срезах отвечает всем признакам целостной структуры – Колымо-Омолонской плите [6], на восточной границе которой литосфера Северо-Американской плиты расщепляется на коровую и нижнюю литосферную жесткие пластины.

В Охотоморском регионе похожим образом расщепляются Тихоокеанская и Охотоморская плиты (рис. 2). Тонкая (мощностью 40–60 км) охотоморская литосфера представляет собой отщепленную пластину Тихоокеанской плиты, которая на западе, в свою очередь, пододвигается под евразийскую кору, но не под литосферу последней. А нижняя литосфера Евразийской плиты плавно погружается под охотоморскую. Крайне-материковые комплексы на границе Охотоморской и Евразийской плит представляют собой обдукционную структуру, простирающуюся вглубь континента на расстояние порядка 400 км [4]. Многочисленные признаки такого надвигания выявлены в Корьяки по геологическим наблюдениями [6]. Охотско-Чукотский вулканический пояс приурочен к зоне внедрения литосферы Охотоморской плиты в подкоровый слой на окраине континента, что, по-видимому, обусловило выдавливание подкорового вязкого слоя на поверхность Земли. Этот пояс, так же как и Восточно-Сихотэ-Алинский (разрез 5–5 на рис. 2), сопровождается протяженным минимумом параметра (μ), характеризующего реологическое состояние геологических сред, в подкоровом вязком слое (интервал глубин 42–70 км). Похожие признаки расщепления литосферных сегментов наблюдаются в разрезах земной коры Камчатского полуострова, на границах Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской систем с Цзямусы-Буреинским террейном кратонного типа и Цзямусы-Буреинского террейна – с Северо-Азиатским кратоном [5].

Одинаковые черты двухъярусной коллизии жестких литосферных сегментов на современных (Тихоокеанская – Охотоморская), позднемезозойских (Северо-Американская – Колымо-Омолонская, Охотская – Амурская), допозднемезозойских (Палеотихоокеанская – Амурская) и более ранних (Амурская – Евразийская) границах плит свидетельствуют о единообразном характере коллизии литосферных сегментов на северо-восточной окраине Азии, повторяющемся во времени и пространстве. Таким образом, процессы коллизии литосферных и коровых сегментов сталкивающихся плит носят универсальный, длительный и многоэтапный характер, который повторяется в пространственных рядах структур расщепления активных плит, а в близповерхностных структурах – в пульсационной смене режимов сжатия и растяжения.

В зоне длительной и циклично-направленной субдукции Тихоокеанской плиты под северо-восточную окраину Азии ясно прослеживаются три наиболее активных этапа. Следы первого

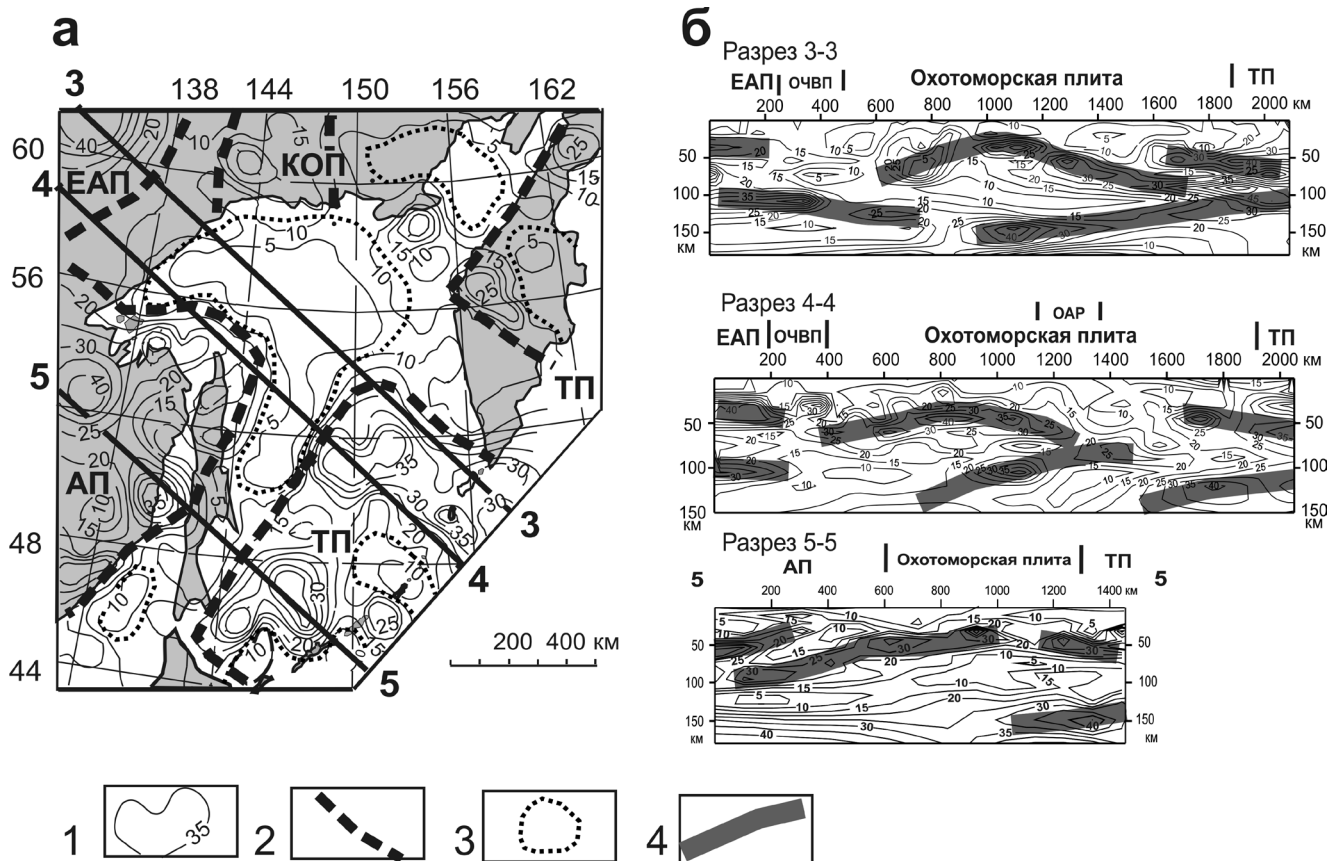


Рис. 2. Карта-срез (а) и разрезы 3D-модели μ_z -параметра в тектоносфере Охотоморского региона [5].
 1 – изолинии μ_z -параметра; 2 – границы плит; 3 – астеносфера на схеме (а); 4 – оси пластин повышенной вязкости. Литосферные плиты: ЕАП – Евразийская, КОП – Колымо-Омолонская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская. Вулканические пояса: ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский.

этапа запечатлены в разрезах 3D-моделей μ_z -параметра, иллюстрирующих расщепление и современную (постмиоценовую) субдукцию Тихоокеанской плиты под Охотоморскую. Второй – позднемезозойский этап субдукции – проявлен на границах Охотоморской плиты с Евразийской и Амурской. На Сахалинском отрезке западной границы Охотоморской плиты активные субдукционные процессы относят к раннему мелу [2], а на северо-охотском – к поздней юре–раннему мелу (135 млн. лет назад) [1]. Третий, наиболее ранний, этап субдукции литосферной плиты Палео-Тихого (или Палео-Азиатского) океана с палеоокраиной континента проявлен на границе мезозойских аккреционно-надвиговых комплексов с Цзямусы-Буреинским палеозойским террейном. Проявление этого этапа субдукции относят [1] к ранней и средней юре (180 млн. лет).

Каждая из жестких пластин (КК и ТМ1) литосферы на конвергентных границах плит выполняет свою специфическую роль. Коллизия коровых жестких пластин приводит к образованию складчатости, аккреционных призм и тектонических покровов в верхнем слое земной коры, а коллизия пластин в литосферной мантии – к выжиманию в верхние слои литосферы и на земную поверхность астеносферных и подкоровых магм – глубинных источников окраинно-материковых вулканических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Т. 2. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.

4. **Петрищевский А.М.** Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера, 2007. № 1. С. 46-64.
5. **Петрищевский А.М.** Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
6. **Тильман С.М., Богданов Н.А.** Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1:1 500 000. М.: Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
7. **Ханчук А.И., Петрищевский А.М.** Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН, 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.

ТРАНСТЕНСИВНЫЕ СТРУКТУРЫ В КОРЕ И МАНТИИ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ)

Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан*

Нижне-Амурский металлогенический пояс [1] является важным источником драгоценных металлов и полиметаллического сырья, необходимого для развития Дальневосточного региона. На его территории выявлены 19 месторождений и около 40 рудопроявлений, большая часть из которых изучено слабо и разведано частично. Проявления рудной минерализации концентрируются в трех рудных районах: Нижне-Амурском, Пильда-Лимурийском и Тумнинском (рис. 1б, г), связи которых с глубинным строением земной коры характеризуются неоднозначно. Пространственное размещение рудных месторождений здесь связывается с гранитодными и вулканическими процессами, со сводовыми поднятиями и структурами проседания центрального типа, сдвиговой геодинамикой и субдукцией [1].

В связи с отсутствием сейсмических и магнитотеллурических исследований, глубинное строение земной коры Нижне-Амурской металлогенического пояса не расшифровано. Согласно недавнему обобщению геофизических данных [1], низкоскоростная ($6,2-6,3 \text{ км с}^{-1}$) земная кора Северного Сихотэ-Алиня сокращена до 25-35 км, а мощность и плотность литосферы, наоборот – увеличены до 130 км и $3,28 \text{ г см}^{-3}$ соответственно. Таким образом, структурная позиция этого пояса, по существующим данным, может быть определена приуроченностью к области сжатия литосферы.

Новые данные о глубинных структурах земной коры Нижнего Приамурья и связи с ними пространственного размещения приповерхностных рудных месторождений получены в результате анализа 3D-гравитационных моделей [2, 3], характеризующих реологические свойства тектонических сред до глубины 40 км. Носителями информации о глубинном строении изучаемых объемах геологического пространства являются распределения центров плотностных неоднородностей и нормированная поверхностная плотность эквивалентных сферических источников – μ_z -параметр (рис. 1б, в), оценивающая плотностную контрастность среды на отрезках между центрами масс (Z_0) и поверхностями (H_c), на которые выметаются, по Пуанкаре, массы объемных источников. Повышенными и высокими значениями μ_z -параметра (20-50 усл. ед.) характеризуются древние метаморфические и мезозойские вулканогенно-кремнистые комплексы, а низкими (5-15 усл. ед.) – приповерхностные аккреционные комплексы и зоны пониженной вязкости флюидно-магматической природы в коре и подкоровом слое верхней мантии [3].

В результате тектонического анализа 3D-распределений μ_z -параметра в земной коре Северного Сихотэ-Алиня выделены два слоя повышенной вязкости. Первый слой представляет собой кристаллическое основание вулканогенно-осадочных комплексов ($PZ_3 - MZ$), кровля которого погружается по направлению к Татарскому проливу [2]. Второй жесткий слой залегает в виде пластин океанической, или островодужной коры, надвинутых на кристаллический слой континентальной коры и пододвинутых под вулканогенно-складчатые комплексы. Кровля второго слоя погружается в западном направлении и осложнена локальным поднятием островодужного происхождения [2, 3]. По полученным, данным рудная минерализация Нижнего Приамурья характеризу-

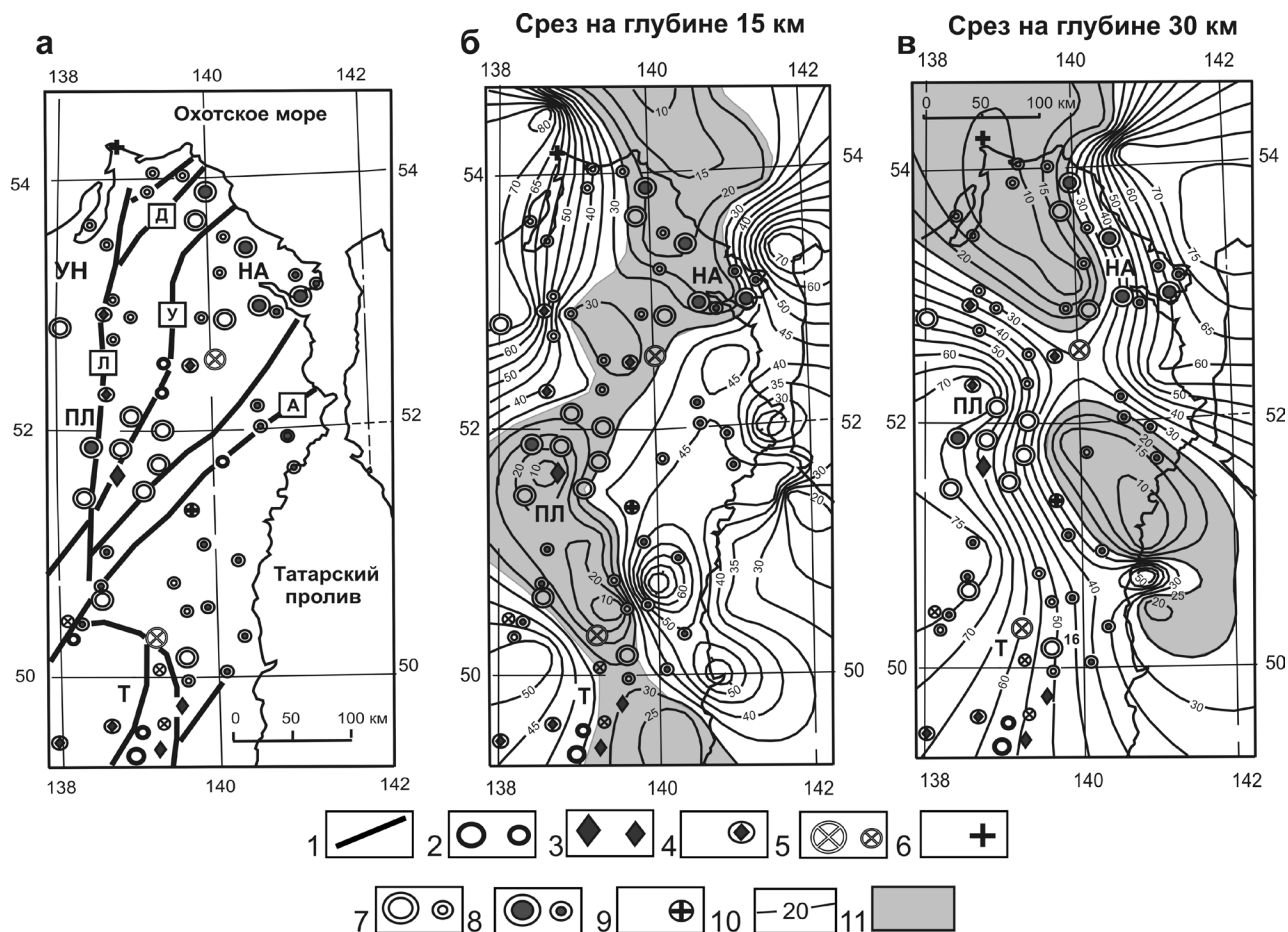


Рис. 1. Структурно-металлогеническая карта (а) и карты-срезы распределений μ_z -параметра в земной коре (б) и верхней мантии (в) Нижнего Приамурья

1 – разломы; 2-9 – месторождения и рудопроявления: оловорудные (2), вольфрамовые (3), олово-вольфрамовые (4), полиметаллические (5), молибденовые (6), золоторудные (7), золотосеребряные (8), золото-молибденовые (9); 10 – изолинии нормированной сферической плотности (μ_z), 1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км; 11 – зоны пониженной вязкости. Разломы на границах террейнов: Д – Дигдиланский, Л – Лимурчанский, У – Утанский, А – Амурский. Рудные районы: НА – Нижне-Амурский, ПЛ – Пильда-Лимуринский, Т – Тумнинский.

ется приуроченностью к зоне синсдвигового растяжения на границе континентальной и океанической (либо островодужной) коры, выраженный Z-образным минимумом μ_z -параметра на глубине 15 км (рис. 1б). В зоне минимума расположены все три рудных района Нижнего Приамурья

Гравитационные модели [2] предполагают, что подошвой вязкого сдвига является метаморфический фундамент континентального типа (гранитно-метаморфический слой), кровля которого в правом крыле сдвига залегает на глубине 20-22 км, а в левом – 10-15 км.

Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигу с трансензионной составляющей (сдвиг с элементами растяжения) определяется по суммарной амплитуде раскрытия северо-западных раздвигов, маркируемых Z-образным μ_z -минимумом (рис. 1б), и составляет 200 км. В приповерхностном слое земной коры вулканогенно-кремнистая пластина в составе Киселевско-Маноминской аккреционной призмы тоже разорвана и смещена по разлому, считающимся северным продолжением Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига [5]. Амплитуда ее смещения составляет 220 км. Таким образом, этот фрагмент геологического строения Нижне-Амурского металлогенического пояса характеризуется полным совпадением геологических данных с формализованными гравитационными моделями, составленными без привлечения априорной геолого-геофизической информации.

Связи рудных районов с реологическими неоднородностями земной коры иллюстрируются таблицей, которая показывает дискретный характер связи приповерхностных месторождений

с глубинными структурами земной коры, что согласуется с петрологическими и петрохимическими описаниями двух типов и двух структурных ярусов оруденения в Северном Сихотэ-Алине [2]. Приповерхностному этажу свойственны проявления золота, цеолитов, серебра и полиметаллических руд, а более глубинному – золота и порфирировых руд с комплексной минерализацией (Au, W, Cu, Mo). Из таблицы следует, что Нижне-Амурский и Пильда-Лимурийский районы характеризуются большей вертикальной протяженностью рудно-магматических колонн, а для Тумнинского района более выражена связь рудной минерализации с вулканическими и гранитоидными магмами на малых и средних глубинах (индикатор – μ_z -минимумы). Вероятно поэтому на территории последнего более широко проявлена оловянная минерализация, которая практически отсутствует в Пильда-Лимурийском и Нижне-Амурском районах. Близкой к описанной корреляцией с реологическими неоднородностями земной коры характеризуются рудные районы Южного Сихотэ-Алиня [4], где предполагаемые флюидно-магматические источники оловорудной минерализации залегают на глубинах до 4-5 км, олово-полиметаллической – на глубине 10-12 км, а вольфрамовой и золоторудной – на глубине 24 км.

Таблица. Пространственная корреляция рудных районов с распределениями нормированной сферической плотности (μ_2).

Рудные районы	глубины среза, км							
	5	10	15	20	25	30	35	40
НА	+		–	+			–	
ПЛ		+	–	+				+
Т	–	–	–	+	+			

+ корреляция с μ_z -максимумами
 — корреляция с μ_z -минимумами
 обозначения районов на рис. 1.

Синсдвиговая трансенсивная зона в подкоровом слое верхней мантии по типу левого вязкого сдвига, маркируемая минимумом μ_z -параметра (рис. 1в), смещена к востоку и развернута против часовой стрелки относительно внутрикоровой структуры растяжения (рис. 1б). Отсутствие в ее пределах рудных месторождений указывает на то, что мантийный сдвиг, сопровождаемый элементами растяжения по северо-западным разрывам в верхнем слое коры, образовался позднее, чем основная часть месторождений Нижнего Приамурья. Можно предположить, что зона растяжения в подкоровом слое верхней мантии Нижнего Приамурья отмечает место заложения будущего рифта. Также как коровая структура сдвига-раздвига (пулл-апарт) (рис. 1б), мантийная зона кулисного растяжения (рис. 1в) характеризуется типичной кинематикой трансензионного левого сдвига. Горизонтальные смещения осей мантийных раздвигов относительно коровых могут быть результатом послонных перемещений жестких пластин в литосфере Амурской плиты, при этом большему смещению подвержен подкоровый слой верхней мантии в южных районах Нижнего Приамурья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Год ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. **Петрищевский А.М.** Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011б. № 1. Вып. 17. С. 7-17.
3. **Петрищевский А.М.** Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
4. **Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Металлогения глубинных структур земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология, 2012. Т. 31. № 5. С 41-54.
5. **Филиппов А.Н., Кемкин И.В.** Первые находки поздне-тритонских и средне-позднеальбских радиоляриевых ассоциаций в вулканогенно-кремнистых образованиях правобережья нижнего течения р. Амур и их тектоническое значение // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 5. С. 42-52.

АБШЕРОНО-ПРИБАЛХАНСКИЙ ПОРОГ – ЗОНА СУБДУКЦИИ КАК ИСТОЧНИК НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИИ

Погорелова Е.Ю.

Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия, г. Баку

Абшероно-Прибалханский порог Каспийского моря – погруженная зона антиклинальных поднятий – являющаяся связующим звеном между юго-восточным погружением Большого Кавказа (Азербайджан) и Прибалханской зоной поднятий Туркмении [1].

Формирование Каспийского древнего прогиба происходило после заложения близмеридиональных шовных систем байкальско-герцинского возраста. Кристаллический фундамент разделен на две части: одна из них – Западно-Каспийская система разломов, являющаяся южным продолжением Мезенско-Каспийской рифтовой системы [2], а другая, восточная граница этой системы, находится на территории Туркмении (Геокчинская система разломов). Таким путем образовался единый крупный элемент – Каспийский прогиб, который испытывает длительное погружение и заполняется мощными толщами осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Позже этот близмеридиональный прогиб был осложнен близширотными рифтовыми системами альпийского тектоногенеза.

Еще сложнее становится южная часть Каспийского бассейна рифтового типа, которая до начала альпийского тектоногенеза представляла собой Закавказскую дугообразную микроплиту с симатическим основанием, протягивавшуюся от Черного до Каспийского моря. В течение мезозой-эоценового времени последняя была подвержена рифтингу, разделившему ее на две части. В результате рифтинга северный сегмент микроконтинента начал субдуцировать под эпигерцинскую Скифско-Туранскую плиту. Продолжительность расхождения – мезозой-эоцен. Таким образом, Южно-Каспийский рифт в области альпийской складчатости образовался за счет мезозой-эоценовой деструкции, олигоцен-позднемиоценовой коллизии и плиоцен-антропогеновой изостазии [3].

Мезозой-эоценовый спрединг обусловлен деструкцией океанической коры байкал-герцинского возраста вследствие подъема мантийных конвективных течений, которые вызвали утонение, разрыв коры и внедрение мантии толеитового состава [4]. Формирование рифтинга подтверждается геофизическими исследованиями.

В олигоцен-позднем миоцене после прекращения субдукции северного сегмента Южнокаспийской микроплиты, раздвоенной рифтом, под Скифско-Туранскую плиту, происходит коллизия, и горизонтальные усилия трансформируются в вертикальные. Регион испытывает общее воздымание, на фоне которого произошло отделение Южно-Каспийского бассейна от Средне-Каспийского Абшероно-Прибалханским порогом.

Позднеальпийское развитие Южно-Каспийского бассейна происходило на фоне сжимающих усилий, инициированных движением Аравийской плиты и подталкивающей в северном направлении все геодинамические объекты, расположенные на векторе ее движения и взаимодействующие между собой: Ирано-Афганская, Южно-Каспийская микроплиты, Большешевкавказский, Большешевалханский, Эльбурсский орогены.

Абшероно-Прибалханский порог выражается по верхнему структурному этажу антиклинальной складчатостью, отделяющей Южный Каспий от Среднего. По нижнему же структурному этажу эта зона продолжает оставаться зоной субдукции, на что указывают гипоцентры землетрясений, расположенные вдоль плоскости, падающей на север под Скифско-Туранскую плиту. Эта плоскость здесь представляет зону Беньюффа, погружающуюся под углом около 45° [5]. Из расположения геоструктурных элементов вытекает, что Скифско-Туранская плита частично надвинута на Южно-Каспийский седиментационный бассейн, где происходит индивидуальное нефтегазообразование и нефтегазонакопление [6].

В юрское время на месте Абшеронского порога формировался глубокий прогиб – восточное продолжение Большекавказского рифта – между Южно-Каспийской сушей и эпигерцинской платформой. Наиболее прогнутая часть прогиба располагалась в южной акватории Абшеронского порога, между поперечными разломами, осложняющими строение ее южного борта, где накопилось юрских отложений в несколько тысяч метров. Прогибание и накопление флишевых отложений продолжилось и в меловое время (до 3 км).

Начиная с позднего олигоцена, как указывалось выше, сформированная в субдукционной зоне Абшероно-Прибалханская зона поднятий испытала на себе все процессы, характерные для зон конвергенции плит: трансформацию горизонтальных движений в вертикальные, развитие поднятий и прогибов, ограниченных глубинными разломами, знакопеременные движения по разломам, складкообразование. При этом создавались благоприятные геохимические условия для накопления значительного рассеянного органического вещества и его преобразования в углеводороды.

Сильная обогащенность осадков исходной органикой и весьма благоприятные геохимические условия позволяют выделить майкопскую серию (олигоцен-нижний миоцен) как нефтепроизводящую, а нижнеплиоценовые (продуктивно-красноцветная толща) – как нефтегазогенерирующую.

Важно отметить, что наиболее значительные по количеству и запасам месторождения нефти размещены вдоль активных бортов Южно-Каспийской впадины, характеризующихся высокими градиентами новейших тектонических движений. В указанных зонах в результате интенсивного горизонтального сжатия и поддвига плит, происходит сильное выдавливание и выжимание нефти из нефтематеринских толщ и ее скопление в коллекторах неотектонического комплекса отложений.

Метод просвечивания релеевской волной выявляет зоны наименьших пластовых скоростей в слоях пониженных скоростей, приуроченных к грязевым вулканам, т.е. к наиболее разогретым участкам этого слоя. Грязевые вулканы обозначают области повышенной генерации углеводородов на больших глубинах, куда может опуститься органическое вещество, не получившее при быстром погружении бассейна достаточный импульс тепла и восполнившее этот дефект в условиях дополнительного прогрева. В таком случае зоны минимальных скоростей, отмеченные в слое пониженной скорости под акваторией за пределами области поиска грязевых вулканов, должны явиться прочностным признаком районов усиленной генерации глубинных углеводородов [7]. Как правило, грязевые вулканы приурочены к зонам тектонического дробления, которые, в свою очередь, являются зонами нефтегазонасыщения, в случае, если последние перекрыты достаточно мощными ненарушенными, либо слабо нарушенными толщами пород, выполняющими функции надежных покрышек (Салаев и др., 1990).

Зоны тектонического дробления сосредоточены вдоль разломов. В нашем случае – это зоны субдукции и рифтинга. Помимо того, что вышеназванные зоны являются зонами нефтегазонасыщения, эти зоны по ниже залегающим структурным этажам являются и нефтегазоматеринскими, т.к. по статистике 80 % скоплений углеводородов на земном шаре приурочены к зонам субдукции, 15 % – к зонам рифтов и только 5 % – к областям длительного прогибания и осадконакопления.

Подытоживая вышеизложенное, с учетом геодинамических критериев развития Южно-Каспийской впадины вообще и Абшероно-Прибалханского порога, как ее составляющей, в частности, возможно дать прогноз очагов нефтегазообразования и нефтегазонакопления; расширить площадь перспективных земель Южно-Каспийского бассейна за счет территории Скифско-Туранской плиты и рассматривать эту зону как дополнительный очаг нефтегазонакопления; учитывая законы геодинамики в сочетании с палеотектоническими, палеогеографическими, геохимическими и др. критериями, можно правильно определить наиболее рациональные пути направления поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1.Ализаде А.А., Ахмедов Г.А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М.:Недра, 1966. С. 392.

2. **Ишутин И.И.** Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в Восточной части Русской платформы // Геотектоника, 1988. № 5. С. 81-89.
3. **Мамедов А.В.** Каспийское море в мезозое и кайнозое // Изв.АН АР.- Журнал Науки о Земле, 1998. № 1. С. 22-30.
4. **Мурзагалиев Д.М.** Геодинамика Каспийского региона и ее отражение в геофизических полях//Геология нефти и газа, 1998. № 2. С. 37-45.
5. **Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е.** О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Б.Кавказа // Геотектоника, 1987. № 2. С. 65-70.
6. **Шеин В.С.** Мобилизм и проблемы нефтегазовой геологии // Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. 1985. Вып. 3. С. 23-30.
7. **Якобсон А.Н.** Просвечивание литосферы Южного Каспия рэлеевской волной // Материалы 1 Международной геофизической конференции, 1996. 10-11окт. Баку. С. 16-23.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД В ПОЛОСЕ ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ (г. Сковородино – пос. Мякит)

Попова М.В., Соболев П.Н.

*Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии, Геофизики и Минерального Сырья
ФГУП «СНИИГГиМС»
г. Новосибирск, popova@sniiggims.ru*

Важной частью Федеральной программы развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации является создание государственной сети опорных геофизических профилей (ОПГ), параметрических и сверхглубоких скважин, которой планируется охватить все основные минерагенические провинции России. Основные цели этих работ связаны с изучением глубинного строения регионов, проблемами геологического картирования, оценкой перспектив и разработкой глубинных критериев обнаружения месторождений полезных ископаемых.

Одним из приоритетных направлений в настоящее время является создание ОПГ на Северо-Востоке России. ОПГ 3-ДВ (г. Сковородино – п. Томмот – п. Хандыга – п. Адыгалах – п. Мякит), проходящий по территории Республики Саха (Якутия), Амурской и Магаданской областей является продолжением таких крупнейших геотраверсов, как уже пройденные на территории Магаданской области и Чукотского АО (2001-2009 гг.) ОПГ 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) и 2-ДВ-А (г. Певек – пос. Хатырка) [2].

Главной задачей, решаемой в процессе работ по ОПГ, является изучение глубинного строения земной коры в полосе профиля с использованием различных геофизических методов. Эти работы сопровождаются изучением петрофизических свойств различных горных пород и их геолого-петрографическими исследованиями.

ОПГ 3-ДВ на всем своем протяжении (2704 км) проходит по территории двух крупнейших тектонических единиц – Сибирской платформы и Верхояно-Колымской мезозойской орогенной области, захватывая с юга фрагменты Амурского супертеррейна. [3]. В ходе исследования дана петрографическая и петрофизическая характеристика горных пород для различных структурно-формационных зон, которые пересекает профиль. Это: зоны Монголо-Охотского (терригенные отложения силурийского и девонского возраста, выходы пород палеозойского габбрового комплекса и т.д.) и Селенга-Станового (граниты древнестанового комплекса архея, гнейсы архея, граниты протерозоя, гранодиориты палеозоя, юрские лейкограниты, меловые лампрофиры и т.д.) складчато-надвиговых поясов; зоны Становой гранит-зеленокаменной (архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические образования, юрские песчаники, алевролиты с мощными пластами углей Чульманской впадины и т.д.) и Алданской гранулит-гнейсовой (амфиболовые гнейсы, гранулиты, кристаллические и глиноземистые сланцы, гранитоиды раннего докембрия и т.д.) областей; Ленско-Майский плитный комплекс – Южно-Якутский и Якутский блоки (карбонатные отложения верхнего протерозоя – венда и нижнего кембрия, терригенные отложения юры и т.д.); северо-восточная часть Алданской антеклизы и южная часть Приверхоян-

ского краевого прогиба (венд-кембрийского карбонатные отложения, пермо-триасовые, юрские, меловые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы и т.д.); восточная часть Верхояно-Колымской складчатой системы, включающей в себя Сетте-Дабанскую складчато-надвиговую зону, Южно-Верхоянскую тектоническую зону, западный склон Аян-Юрхского тектонического блока, Иньяли-Дебинский и Оротуканский тектонические блоки (песчаники, кварциты, сланцы рифея, ниже-среднекембрийские известняки, доломиты, аргиллиты часто битуминозные, терригенные отложения палеозоя, мезозойские туфоалевролиты, глинисто-алевритовые сланцы, плагиобазальты триаса, юрские глинистые сланцы и дацитовые порфиры, граниты и габбродиабазы мелового возраста и т.д.), как пример (рис. 1).

Все структурно-формационные зоны представлены прогнозными петроплотностными и петроакустическими колонками, характеризующие петрофизические параметры различных слоистых образований осадочного чехла и консолидированной коры (до поверхности Мохоровичича), как пример (рис. 2). В их построении, основными петрофизическими характеристиками являлись плотность и скорость распространения продольных упругих колебаний, с использованием средних значений для каждой группы пород (толще, магматическому комплексу). Группы пород вы-

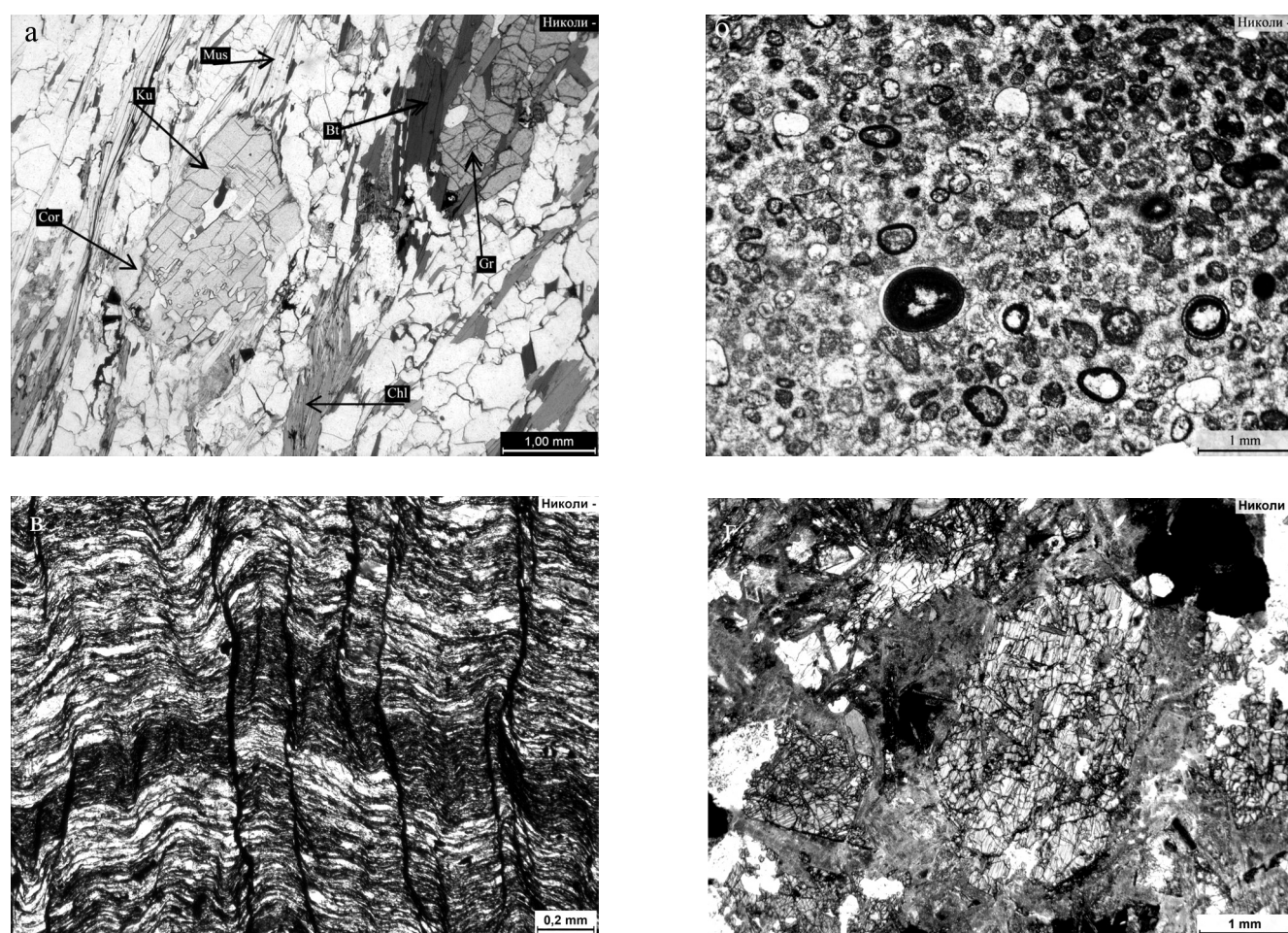


Рис. 1. Породы ОГП 3-ДВ: а – Дистен (Ku)-гранат (Gr) – биотитовый (Bt) гнейс с мусковитом (Mus), кордиеритом (Cor), хлоритом (Chl). Олдонсинская свита (PR_{101}), участок Южный, 2009 г., 270 км, п. Нагорный; б – Известняк оолитовый комковатый. Усть-ботомская свита (C_{2ub}), участок Центральный, 2010 г., пос. Мохсоголох; в – Сланец слюдисто-хлорит-кремнистый со сланцево-плойчатой текстурой и смещением слоев. Ольчанская свита (P_{101}), участок Северо-Западный, 2012 г., 1729 км, долина р. Вост. Хандыга, правый борт; г – Габбродиорит с пойкилитовой структурой. Лейсты плагиоклаза прорастают моноклинный пироксен, осложненный тонкими келефитовыми камками зеленой роговой обманки. Позднемеловой интрузивный комплекс, ячанская группа штоков (vdK_2), участок Северо-Восточный, 2013 г., р. Вилига, левый борт, против устья р. Тап.

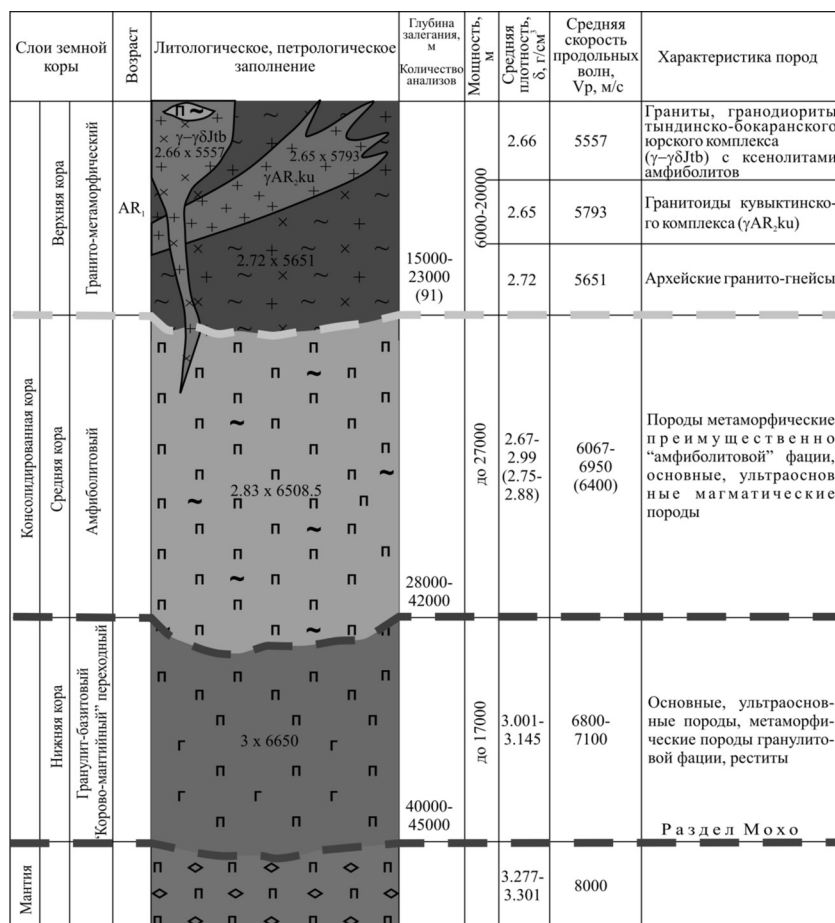


Рис. 2. Прогнозный петроплотностной и петроакустический разрез земной коры в полосе Южного участка ОГП 3-ДВ, 2009 г. (Становой, Пристановой блоки, зона гранит-зеленокаменной области).

делялись на основании стратиграфической расчлененности разреза, петроплотностных неоднородностей, отраженных в соответствующей колонке и различных упругих свойств.

Петрографические исследования пород (около 300 образцов) в проходящем и отраженном свете выполнены на микроскопе Leica DM RXR с использованием видеокамеры LEICA DFC420C («николи -» – без анализатора, «николи +» – с анализатором) с использованием рекомендаций Петрографического кодекса России [1], петрографических словарей, различных атласов текстур и структур горных пород.

Результаты исследований отражены в «Атласе горных пород Северо-Востока России в полосе опорного геофизического профиля 3-ДВ (г. Сковородино – п. Томмот – п. Хандыга – п. Мякит) в пределах Республики Саха (Якутия), Амурской и Магаданской областей», который будет издан в 2-х книгах в 2014 г. Атлас дает наглядное представление о петрографических, текстурных и структурных особенностях различных типов метаморфических, магматических и осадочных пород Северо-Востока России в полосе профиля и может быть использован как геологами при проведении работ на данной территории, так и широким кругом специалистов и студентов в качестве дополнительного справочного и учебного пособия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / 2-е изд., перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
2. **Попова М.В.** Атлас горных пород Северо-Востока России в полосе опорных геофизических профилей 2-ДВ и 2-ДВ-А (п-ов Кони – р. Паляваам, г. Певек – пос. Хатырка) в пределах Магаданской области и Чукотского АО: в 2 кн. / М.В. Попова, П.Н. Соболев; под. ред. А.В. Вана. 2-е изд., перераб. и доп. Новосибирск: СНИИГТиМС, 2013.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) [Текст] // Л.М. Парфенов [и др.]. Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузмин. МАИК: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА ПОСЛЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1995 г. ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

Прытков А.С., Василенко Н.Ф.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, e-mail: vnf@imgg.ru

Современная геодинамика о. Сахалин определяется конвергенцией Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферных плит, что проявляется в высокой сейсмической активности острова [3]. На севере острова граница плит обычно отождествляется с зоной активного скалывания между Гыргыланы-Дагинским и Северо-Сахалинским разломами, между которыми располагается Верхне-Пильтунский сейсморазрыв, вскрывшийся в результате Нефтегорского землетрясения 1995 г. $M_w = 7,1$ (рис. 1). Нефтегорское землетрясение является самым сильным сейсмическим событием Северного Сахалина, зарегистрированного за инструментальный период сейсмологических наблюдений с 1905 г. Очаг землетрясения находился под преимущественным воздействием сжимающих напряжений. Тип подвижки – взбросо-сдвиг с преобладанием сдвиговой компоненты по субмеридиональной плоскости. Проведенные полевые исследования на Верхне-Пильтунском сейсморазрыве выявили горизонтальные подвижки величиной до 8 м [2].

В 2003 г. в северной части острова созданы региональный поперечный профиль из 7 пунктов, пересекающий островную сушу на широте $\sim 53^\circ$ и локальная сеть из 6 пунктов, контролирующая северные окрестности Нефтегорского сейсморазрыва. Периодические измерения сети выполнялись двухчастотными GPS приемниками в осенней период продолжительностью 3 суток на каждом пункте наблюдений. Суточные файлы наблюдений формировались с 30-секундной дискрет-

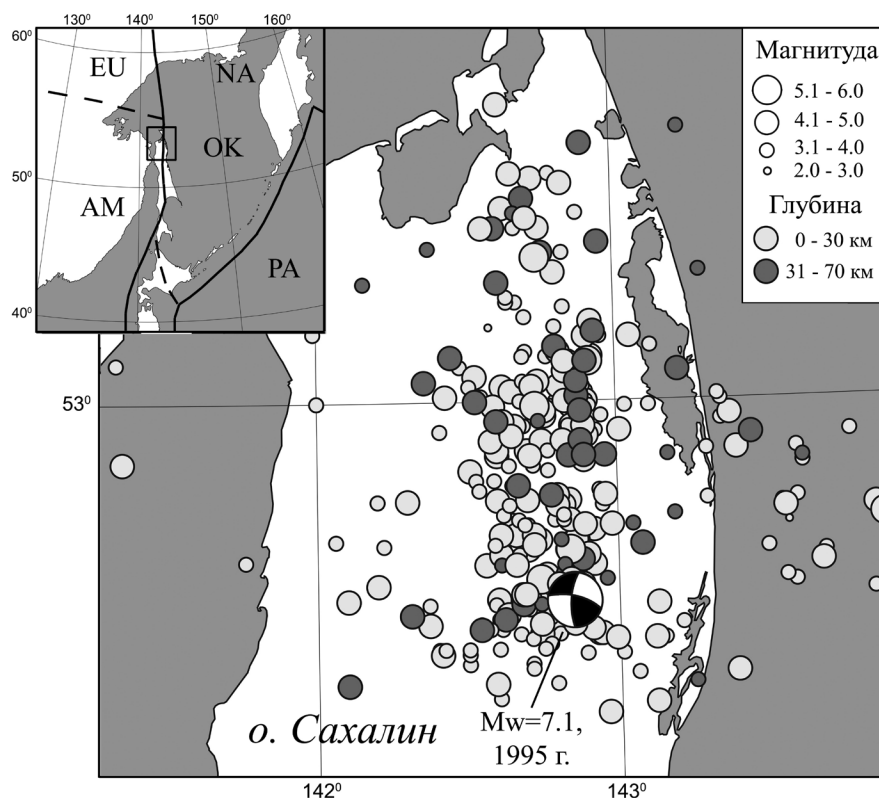


Рис. 1. Сейсмичность северной части о. Сахалин за период 1973-2013 гг.

На схеме-врезке приведены границы литосферных плит региона согласно геологической модели NUVEL-1A [4]: EU – Евразийская, NA – Североамериканская, PA – Тихоокеанская, ОК – Охотская, AM – Амурская литосферные плиты. Прямоугольником выделен район исследований.

ностью и маской возвышения спутников от 5° . В 2010 г. проведена четвертая эпоха измерений. Обработка данных производилась с помощью пакета программ GAMIT/GLOBK [5]. Высокая точность результатов измерений достигается после учета различных поправок в процессе обработки.

По результатам измерений получено поле скоростей горизонтальных движений земной поверхности северной части о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты за период 2003-2010 гг. (рис. 2а). Скорости пунктов увеличиваются с запада на восток, достигая максимальных значений около 5 мм/год. Векторы скоростей имеют преобладающие компоненты субширотного направления. Правостороннее смещение со скоростью до 4 мм/год наблюдается на границе Верхне-Пильтунского разлома.

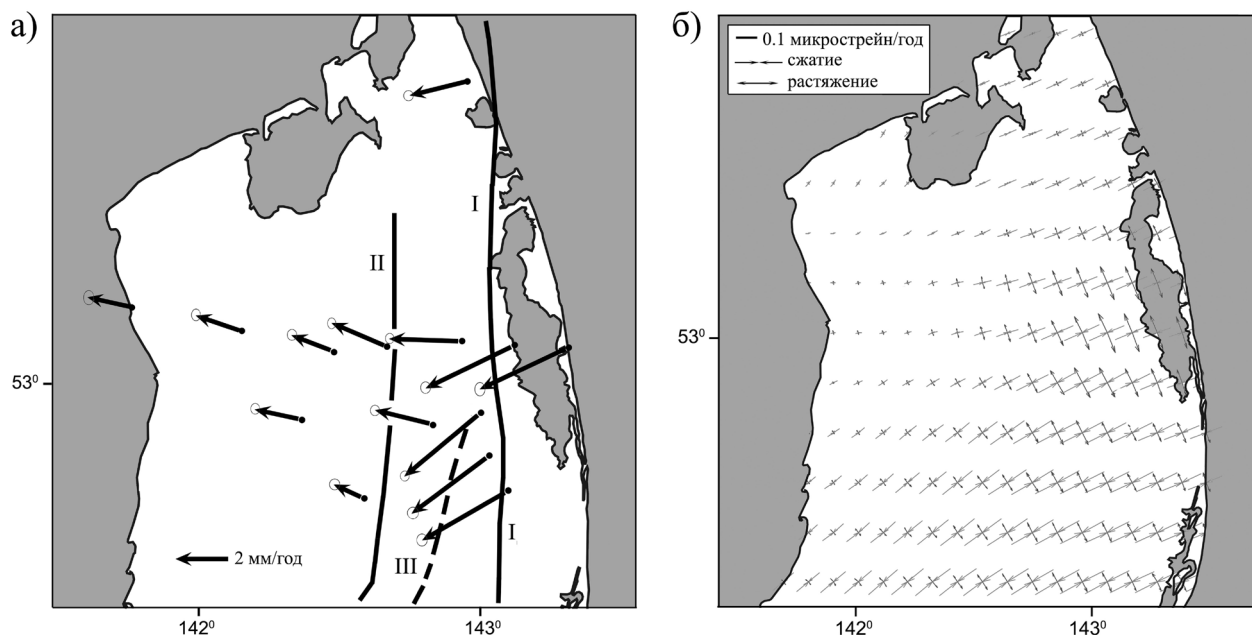


Рис. 2. GPS скорости горизонтальных движений земной поверхности за период 2003-2010 гг. относительно Евразийской плиты (а); поле деформаций земной поверхности, построенное по данным GPS наблюдений. I – Северо-Сахалинский, II – Гыргылань-Дагинский разломы, III – Верхне-Пильтунский сейсморазрыв, вскрывшийся в результате Нефтегорского землетрясения.

Напряженное и деформированное состояние земной коры является важнейшим фактором, определяющим характер тектонических процессов в районе исследований. На основе скоростей смещений земной поверхности с помощью программы Grid_strain [7] выполнено моделирование современного напряженного состояния северной части острова (рис. 2б). Пространственное распределение осей деформаций свидетельствуют о наличии преобладающих напряжений сжатия островной суши северо-восточного направления. Напряжения растяжения наблюдаются только в окрестности Верхне-Пильтунского сейсморазрыва. Такой современный характер напряженного состояния области сейсморазрыва может отражать свободное состояние Верхне-Пильтунского взброса-сдвига после Нефтегорского землетрясения [1].

Анализ скоростей смещений земной поверхности позволяет исследовать пространственное положение границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит, оценить глубину контакта и скорость их конвергенции. Субширотные компоненты скоростей отражают процесс взаимодействия литосферных плит в условиях механически сомкнутой зоны контакта [6]. Для района исследований методом инверсии субширотных компонент GPS скоростей рассмотрены модели схождения литосферных плит с границей, проходящей по Гыргылань-Дагинскому, Северо-Сахалинскому и модель с двумя разломами. Скорости движений наилучшим образом согласуются с модельным решением для границы Евразийской и Североамериканской литосфер-

ных плит, проходящей по Северо-Сахалинскому разлому. При этом скорость схождения плит составляет 7,8 мм/год, а глубина зоны их механического контакта около 15 км.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31168-мол.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М. Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах Северного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30/ № 3. С. 76-80.
2. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. // Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М., 1995. 236 с.
3. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
4. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 921-930.
5. King R.W. and Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.0. December 2000. MIT, 2002.
6. Shimazaki K., Zhao Y. Dislocation model for strain accumulation in plate collision zone // Earth Planets Space. 2000. V. 52. N. 11. P. 1091-1094.
7. Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers and Geosciences. 2008. V. 34. N. 9. P. 1142-1153.

ОБ ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В СЕВЕРО-КИТАЙСКОМ НЕФТЕГАЗОНОСНОМ БАССЕЙНЕ

Рапацкая Л.А.

*Иркутский государственный технический университет
г. Иркутск, info@istu.edu*

Онтогенез углеводородов (УВ) – сложный и длительный процесс, базирующийся на основе комплекса многочисленных взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов. Все стороны онтогенеза УВ – от накопления нефтематеринских толщ, генерации, миграции, аккумуляции УВ до их перераспределения и разрушения – определяются многими факторами. Вот некоторые из них:

1) Дизъюнктивная тектоника. Разломы оказывают прямое воздействие на онтогенез УВ через структурный, вещественный, флюидодинамический аспекты, закономерно изменяющиеся во времени.

2) Геотермический режим, обусловленный тепловым воздействием мантийных астеносферных плюмов, способствующий термолиту и катагенетическому преобразованию органического вещества (ОВ).

3) Огромная мощность осадочных толщ в бассейнах осадконакопления, как результат «лавинной» седиментации на определённых глобальных уровнях, определяющий исходную массу ОВ, его природу и сохранность, а также условия последующего преобразования в УВ.

Для рассматриваемой проблемы важен тот факт, что нефтематеринские толщи генетически связаны с самыми крупными за фанерозойскую историю эпохами рифтогенеза. В последние десятилетия с разломами разного ранга и сопутствующим им факторам генерации УВ связывают глобальные закономерности их онтогенеза и пространственного размещения. Сочетание этих факторов нашло своё отражение в онтогенезе УВ нефтегазоносных бассейнов Северо-Китайского и Сунляо на территории Китая [2].

Древняя докембрийская Китайско-Корейская платформа (К-Кп) в кайнозой испытала тектоническую активизацию. Неоднократные эпохи растяжения привели к формированию системы внутрикратоновых грабенов, характеризующихся сокращением мощности коры, большими мощностями осадочных отложений, активизацией магматической деятельности и высоким тепловым потоком. Выделены три этапа магматической деятельности. Глубина залегания астеносферного плюма под Северо-Китайской равниной соотносится с составом магмы и временем её извержения.

В пределах К-Кп развиты две различающиеся по морфологии, истории, кинематике и, очевидно, происхождению крупные рифтовые системы: западная, Циркум-Ордосская и восточная,

Восточно-Китайская. Основные нефтегазоносные бассейны связаны с Восточно-Китайской рифтовой системой, протяженность которой достигает 1500 км, а ширина в средней части – 300-450 км. Она протягивается через Северо-Китайскую равнину, залив Бохай Желтого моря, Ляодунский залив, впадину Ляохэ на севере и далее вдоль долин рек Сунгари и нижнего Амура уходит на северный Сахалин и во впадину Охотского моря. Ее восточным ограничением служит зона сдвига Танлу, а на юге – Северо-Циньлинский сдвиг. Система обладает сложным внутренним строением, относится к категории полирифтовых и состоит из серии грабенов, разделенных более узкими горстами. Развитие системы началось еще в раннем эоцене и закончилось к миоцену, когда на ее месте начала формироваться широкая и плоская Северо-Китайская синеклиза.

Северо-Китайский нефтегазоносный бассейн (НГБ) является одним из крупнейших в Китае и занимает площадь в 310 тыс. км². Он находится в центральной и южной частях Северо-Китайской равнины, в акватории Ляодунского и Бохай заливов Желтого моря и занимает крупный прогиб. К НГБ приурочены две впадины – синеклизы: северная – Бохайваньская и южная – Кайфан-Хэфэйская, разделенные разломом северо-восточного простирания, в общем совпадающим с долиной р. Хуанхэ. В южной части линейамента расположен крупный (примерно 200×1000 км) рифтогенный бассейн Бохайвань, общая мощность кайнозойских осадочных толщ в котором достигает 4,7–10 км. Он содержит многочисленные месторождения нефти и газа и является вторым районом по запасам УВ в Китае.

Глубинное строение Восточно-Китайской рифтовой системы характеризуется заметным утонением земной коры от 28-32 км в центральной части до 34-40 км на периферии, а кровля астеносферы поднимается здесь до 80 и даже 60-45 км по сравнению со 100-150 км на окружающей территории, т.е. налицо проявление мантийного диапиризма.

По материалам международного проекта «Геотраверс» толщина литосферы Северо-Китайской равнины – 50-100 км. Для понимания глубинного строения региона использовались материалы международного проекта «Геотраверс» российско-японско-китайского научного сотрудничества, программа которого была разработана в Геофизическом центре РАН. Один из геотраверсов пересекает регион Северо-Китайской равнины, Восточно-Китайского моря и Филиппинской котловины. Результаты расчетов глубинных температур вдоль геотраверса свидетельствуют о том, что чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы [3].

Как упоминалось выше, под Северо-Китайской равниной с её нефтегазоносными осадочными бассейнами активизировавшийся в кайнозойское время астеносферный диапир расположен на глубине 50-70 км. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин.

Наиболее полная геотермическая изученность в регионе проведена в осадочных впадинах, большинство из которых принадлежит к мезозойско-кайнозойским рифтогенным бассейнам континентальных окраин. Все они обладают высокими значениями теплового потока (ТП) и геотермических градиентов (ГГ). ТП на Сино-Корейском щите изменяется от 30 до 82 мВт/м². Самые высокие ГГ наблюдаются во впадинах Сунляо – 44 К/км (где расположено крупнейшее месторождение УВ Дацин), Ляохэ – 38 К/км и Бохайская – 40 К/км.

Наиболее изученный район Северо-Китайской равнины — залив Бохай Желтого моря. Растяжение коры в палеогеновое время привело к извержению базальтовой магмы, лавовые потоки которой слагают совместно с осадочными породами эоценовые и олигоценые формации. В неоген-четвертичное время эти рифтовые структуры были перекрыты осадками. Так сформировались осадочные бассейны Желтого моря. Осадочный чехол сложен терригенно-карбонатными породами рифея (синия) и нижнего палеозоя (кембрий–ордовик); морскими и континентальными породами верхнего палеозоя, в основном, песчано – глинистыми с прослоями вулканогенных и отложений мезозоя; породами континентальных терригенных фаций кайнозоя, преимущественно озерного и флювиогляциального генезиса. Нефтегазоносны почти все стратиграфические под-

разделения разреза. Но основными продуктивными горизонтами бассейна являются дельтовые и русловые песчаники миоцена.

Одной из наиболее богатых УВ ресурсами частью бассейна Бохайского залива является впадина Дунин на Шаньдунском полуострове. Из отложений осадочного чехла здесь повсеместно распространены только породы палеогена и неогена. Основными нефтематеринскими комплексами палеогена являются среднеэоценовые глины и горючие сланцы среднего и верхнего эоцена. По данным Чень Сяо Цзюня [4], эти породы генерировали большую часть УВ (до 97,3 %), которые сконцентрированы в месторождениях УВ впадины Дунин. Самыми крупными месторождениями здесь является Лянцзялоу, площадью 180 км² и Нючжуан.

Чэнь Сяо Цзюнь так оценивает перспективность нефтегазоносности впадины: «Впадина Дунин является одной из богатейших рифтовых впадин не только в бассейне Бохайского залива, но и во всем Тихоокеанском регионе, чему способствовали унаследованный характер геологического развития, а также оптимальное сочетание нефтематеринских отложений, пород-коллекторов и флюидоупоров, замещающих друг друга как на площади, так и в разрезе».

Следующим фактором, благоприятствующим онтогенезу УВ и сопутствующим разломной тектонике, служит большая мощность осадков в перспективных для генерации УВ структурах. Все месторождения Северо-Китайского НГБ приурочены к огромной по площади распространения и мощности осадков древней устьевой части р. Хуанхэ, которая ежегодно выносит в залив Бохай в среднем от 35 до 40 кг/м³ взвешенных наносов, что приводит к накоплению в её устьевой части мощных осадочных толщ с большим количеством органики.

По данным Лисицина А.П. [4], главная часть осадочного материала накапливается близ мест поступления — на участках быстрого и сверхбыстрого осадконакопления в результате лавинной седиментации. Так как для этого процесса решающее значение имеет гипсометрическое положение, то Лисицын А.П. выделяет «три главных глобальных уровня седиментации, отвечающих перегибам гипсографической кривой Земли, т.е. местам, где теряется живая сила гравитационных потоков. Эти уровни: 1 – устья рек, 2 – основания континентальных склонов, 3 – глубоководные впадины (желоба) активных окраин континентов. Они различаются по высотному положению на 4-10 км, связаны между собой осадками по вертикали, образуют единую седиментационную систему Земли».

В устье р. Хуанхэ скорости осадконакопления достигают 52800 Б, а значения более 1000 Б (соответствующие сверхбыстрому осадконакоплению) распространены очень широко. Для донных осадков пелагических частей океана используется единица скорости седиментации Б (единица Бубнова) – мм/1000 лет. Р. Хуанхэ имеет сравнительно небольшой водосборный бассейн, сложенный лессами, что приводит к их быстрому размыву и является второй по значению осадочной системой современности.

Отложение наносов вызывает рост дельты р. Хуанхэ способствуя её повышению и перемещению (до 290 м в год). За последние 4000 лет в её нижнем течении зафиксировано свыше 20 перемещений. При больших перемещениях русла (достигавших 800 км) Хуанхэ сливалась на севере с р. Хайхэ, на юге – с р. Хуайхэ и впадала в Жёлтое море – то к северу, то к югу от Шаньдунского полуострова. Последнее значительное перемещение русла произошло в 1938 г. Эти процессы привели к образованию огромной выпуклой аккреционной линзы – формирующейся дельты в области открытого моря, к которой и приурочены крупные месторождения УВ.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать вывод: онтогенез УВ Северо-Китайского НГБ обусловлен благоприятным сочетанием выше изложенных факторов

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверх быстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в мировом океане // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 4. С. 373-400.

2. Рапацкая Л.А., Буглов Н.А., Хао Дунхэн. Некоторые аспекты геодинамики и геотермии в связи с нефтегазоносностью Сибирской и Северо-Китайской платформ // Вестник ИргТУ, 2012. №10(69). С. 78-84.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов А.В. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник «КРАУНЦ», серия Науки о Земле, 2007. № 1.
4. Чэнь Сяоцзюнь, Колюхов А.И. Литолого-фациальные типы, коллекторские свойства и нефтегазоносность палеогеновых отложений впадины Дунин (бассейн Бохайского залива, КНР) // Материалы VIII международной конференции «Новые идеи наук о Земле». М.: ФГУП РФ ВНИИ Геосистем, 2007. С. 116-120.

СТРУКТУРА, КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКУЩИЕ ДЕФОРМАЦИИ КОРЫ ТУНКИНСКОЙ ДОЛИНЫ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Рассказов С.В.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Ильясова А.М.¹, Воднева Е.Н.^{1,3}

¹*Институт земной коры СО РАН*

г. Иркутск, rassk@crust.irk.ru

²*Иркутский государственный университет, г. Иркутск*

³*Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск*

Байкальская рифтовая зона – центральная полосовидная зона поднятий и впадин Байкальской рифтовой системы, которая включает также Окинско-Тоджинскую и Центрально-Монгольскую рифтовую зоны. В опубликованных интерпретациях допускалась ведущая роль (в порядке появления): 1) образования Байкальской впадины при сопряженных крупномасштабных сдвиговых смещениях по Зыркузунскому (Главному Саянскому) разлому, 2) поперечных сдвиговых смещений в рифтовой зоне по северо-западным и субмеридиональным разломам, 3) боковых смещений по продольным субширотным трансформным разломам, 4) вращения с полюсом на северо-восточном окончании рифтовой зоны и 5) продольного изменения структуры рифтовой зоны, выраженного в меняющейся во времени активности раздвиговых и транстенсионных сегментов. По интерпретационной схеме 4 предполагалось, что вращение в Байкальской рифтовой зоне охватывало только центральную и северо-восточную части Байкальской рифтовой зоны и на ее юго-западную часть не распространялось.

Мы реконструируем развитие рифтовых структур на основе анализа пространственно-временного распределения осадочных бассейнов, поднятий и вулканизма рифтогенного (литосферно-астеносферного), нерифтового (подлитосферного) типов [3] и развиваем систему мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах из активных и потенциально активных разломов для выявления наличия деформационного эффекта Чалова-Чердынцева [5; 7]. Какая же из пяти обозначенных схем может использоваться для прогноза места и времени крупных сейсмических событий с расстановкой приоритетов мониторинга ныне активных разломов?

При анализе распределения афтершоков Култукского землетрясения 2008 г. предполагалось динамическое единство Южно-Байкальской впадины и Тункинской рифтовой долины [1], хотя уже давно на основе данных о вулканизме сделан вывод о том, что процессы Центрально-Азиатской орогенной системы наложены на юго-западную часть Байкальской рифтовой системы, а ее центральная и северо-восточная части не подвержены такому наложению. Продольное изменение характера деформаций в общем подтвердилось не только резкой сменой механизмов очагов землетрясений вдоль рифтовой зоны, но и сменой движений верхней части коры по данным GPS-геодезии [6].

На западном побережье Южного Байкала вулканическая деятельность была сосредоточена в субмеридиональных Камарской и Быстринской зонах во временном интервале 18-12 млн. лет назад. Обе зоны пересекали Тункинскую рифтовую долину и Главный Саянский разлом. Предполагавшиеся прежде по изгибам речных долин крупномасштабные кайнозойские сдвиговые смещения вдоль этих структур (интерпретационные схемы 1 и 3) не подтвердились. Получила обо-

снование гипотеза структурного контроля вулканизма субмеридиональными зонами трансенсии (сочетание интерпретационных схем 4 и 5) [4].

Юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны унаследовала часть мел-палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоны. Развитие собственно Байкальской рифтовой зоны выразилось в осадконакоплении и вулканизме с конца олигоцена – начала миоцена (24-18 млн. лет назад), а ее северо-восточной части – только со среднего миоцена (16-14 млн. лет назад) (интерпретационная схема 5). В дальнейшем основные структурные перестройки проявились в позднем миоцене (9-5 млн. лет назад) и в квартере (2,3-2,0 и 0,6 млн. лет назад). Результатом структурных преобразований, начавшихся в позднем миоцене, явились мощные горообразовательные движения с накоплением во впадинах молассоидов аносковского горизонта.

В рифтовом сегменте Тункинской долины различаются три структурных секции: Центральная (Тункинская), Восточная (Еловско-Култукская) и Западная (Ниловско-Мондинская). Центральной секции соответствует широкая (до 30 км) и глубокая (до 2,5 км) Тункинская рифтовая впадина. Две другие секции претерпевали инверсию тектонических движений, осложнившую рифтовую долину. В этих секциях ширина долины сокращалась с выклиниванием осадочных и вулканогенно-осадочных линз и смыканием ее бортов.

Инверсионные движения, по-видимому, отражали эффект наложения на рифтогенез в Байкальской системе процессов конвергенции в Центрально-Азиатской орогенной системе, обусловленных Индо-Азиатским взаимодействием. Подобная смена рифтогенных движений инверсионным поднятием территории произошла, к примеру, в позднем миоцене в северной части рифта Рио-Гранде в результате вращения блока Плато Колорадо по часовой стрелке [2]. Более существенные инверсионные позднекайнозойские движения выражены в орогенной структуре Тянь-Шаня.

Влияние эффекта конвергенции с инверсией движений, возможно, проявилось уже на раннем (олигоцен-среднемиоценовом) этапе растяжения в Тункинской долине в поднятии Еловско-Култукской структурной секции 20-18 и 16-15 млн. лет назад. Явные инверсионные движения определены здесь на этапе завершения объемных вулканических извержений около 9-8 млн. лет назад. Результатом явилось эрозионное врезание меандр бассейнов рек Зун-Мурин и Маргасан в вулканическую толщу, последовательно накопившуюся к этому времени начиная с 16 млн. лет назад. Инверсионные движения, усилившиеся в квартере, сопровождались перекосом поверхности Еловского отрога в сторону Тункинской впадины.

Аномально высокие значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (от 2,0 до 3,3) определены в подземных водах из скважин, родников, термальных и минеральных источников в зонах перехода от секций преимущественного растяжения в Тункинской, Южно-Байкальской и Хубсугульской впадинах к Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской секциям тектонических инверсий. Локальный характер проявления деформационного эффекта Чалова-Чердынцева противоречит гипотезе о едином боковом скольжении коры вдоль Тункинской долины или Главного Саянского разлома (т.е. интерпретационным схемам 1 и 3). При разработке подходов к сейсмическому прогнозу в Тункинской долине мы принимаем интерпретационную схему 5 и предполагаем, что распределение сейсмической энергии в коре контролируется поперечными (субмеридиональными) зонами разломов, влиявшими на пространственно-временное распределение кайнозойского вулканизма и определившими инверсии тектонических движений в рифтовой долине.

Работа проводится по проекту Российского научного фонда 2014-14-579-0057-2463.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арфьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $MW = 6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.
2. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
3. Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.

4. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18-12 млн. лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013 а. V. 4. N. 2. P. 135-168. doi:10.5800/GT2013420095.
5. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Михеева Е.А., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Дэмбэрэл С. Перспективы мониторинга урана и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах активных разломов центральной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельной территории Монголии // *Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: тезисы докладов IX Международной школы-семинара*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013 б. С. 71.
6. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // *Геотектоника*, 2011. № 5. С. 52-70.
7. Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Михеева Е.А., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Мониторинг U и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах активных разломов на западном замыкании Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы*. Мат-лы Всероссийского симпозиума с международным участием. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 168-173.

Покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна как индикатор раннепалеозойской аккреции террейнов Байкал-Хубсугульского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса

Резницкий Л.З.¹, Школьник С.И.¹, Травин А.В.², Бараш И.Г.¹

¹Институт земной коры СО РАН

г. Иркутск, sink@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН

г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

С конца 80-х – начала 90-х годов прошлого столетия с накоплением изотопно-геохронологических данных все более общепринятым становилось представление, согласно которому аккреционно-коллизийные процессы и сопровождающие их метаморфизм и магматизм в северо-восточных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) имели место в раннем палеозое (каледонская орогенез). В последние несколько лет появились данные о решающей роли в формировании мозаичной структуры северо-востока ЦАСП позднепалеозойских (герцинских) тектоно-метаморфических поясов [1, 2, 3]. Главным аргументом послужили позднепалеозойские Ar–Ar датировки метаморфических минералов в породах Тункинских гольцов Восточного Саяна.

Действительно, к одному из наиболее ярких проявлений и следствий аккреционно-коллизийных процессов в геологическом строении территорий относится развитие крупных надвигов и формирование покровно-складчатых структур. К таким районам, с четко выраженным покровно-складчатым строением и принадлежит значительная площадь Тункинских Гольцов Восточного Саяна, находящихся вблизи границы ЦАСП с Сибирским кратоном). В составе Тункинских гольцов, согласно [4], выделяется три структурно-вещественных комплекса, каждый со своей собственной стратификацией. Два из них, считающиеся близкими по возрасту протолитов, но различающиеся по формационной принадлежности, находятся в тектоническом совмещении и классифицированы как автохтон и аллохтон. Третий структурно-вещественный комплекс несогласно перекрывает предыдущие и назван неоавтохтоном. В составе автохтона участвуют три свиты (снизу): существенно терригенная верхнешумакская, горлыкская – преимущественно карбонатная (доломитовая) и араошейская – карбонатная и кремнисто-карбонатная. Аллохтон включает две свиты – уртагольскую и толтинскую, сложенные близким набором литотипов пород, но в разных количественных соотношениях. В уртагольской свите больше терригенных, а в толтинской – карбонатных пород, и в обеих свитах значительна роль метавулканитов. Неоавтохтон сложен грубообломочными породами сагансайрской свиты. Породы автохтона и аллохтона испытали метаморфические преобразования широкого фациального диапазона, достигавшего сред-

них ступеней амфиболитовой фации. Вследствие метаморфизма тектоническая граница между автохтоном и аллохтоном почти нигде не фиксируется в виде милонитов зоны (сместителя) надвига, перекристаллизованных вместе с прилегающими породами. Обоснование автохтонной и аллохтонной природы двух толщ в большей мере основано на их резком формационном отличии, свидетельствующем о разных палеотектонических обстановках накопления.

Формационный ряд автохтона диагностируется как шельфовый, характерный для палеотектонических обстановок шельфов пассивных окраин, а также современных микроконтинентов. Толща автохтона уверенно сопоставляется (коррелируется) с венд-кембрийским субплатформенным осадочным чехлом Тувино-Монгольского массива (палеомикроконтинента). Свиты аллохтона, с обычным для них присутствием вулканитов андезито-базальтовой серии, по формационному набору в наибольшей степени соответствуют комплексам, накапливающимся в палеогеодинамических обстановках окраинных морей (задуговых бассейнов) на коре океанического или переходного типа.

Резкое формационное различие толщ аллохтона и автохтона практически исключает возможность их совместного накопления в одном седиментационном бассейне, и сочленение в одном вертикальном разрезе могло быть только тектоническим, иначе говоря, результатом покровообразования. Очевидно, близко-одновременно с покровно-складчатыми деформациями происходили и метаморфические преобразования, охватившие толщи автохтона и аллохтона. Время проявления последнего ограничивает временной предел покровообразования. Толщи автохтона и аллохтона охвачены полифациальным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа по давлению с диапазоном от низов фации зеленых сланцев до среднетемпературной амфиболитовой. По появлению индекс-минералов в метапелитах откартированы изограды биотита, граната, ставролита и силлиманита (фибролита). Анализом парагенезисов и микрозондовых профилей в гранатах установлен прогрессивный характер метаморфических переходов, т.е. доказана одновременность разноуровневых метаморфических преобразований или одноактность полифациального метаморфизма. Изограды дискордантны относительно стратиграфических границ и тектонической границы аллохтона и автохтона. Степень метаморфизма в Тункинских гольцах в целом возрастает с севера к югу, и выявленная здесь метаморфическая зональность хорошо согласуется с метаморфической зональностью Хамардабанского террейна – изограды образуют общий единый рисунок, накладывающийся на границы террейнов.

Для завершающей разрез аллохтона толтинской свиты, т.е. верхней части метаморфизованной толщи, по неоднозначным палеонтологическим данным предполагался силурийско-нижнедевонский возраст. Соответственно, считалось, что время проявления полифациального прогрессивного метаморфизма не могло быть древнее девона. Между тем, в 90-х гг. был установлен раннеордовикский возраст метаморфизма слюдянского комплекса (Хамардабанский террейн), а к настоящему времени появились многочисленные датировки, показывающие широкое развитие во всем Байкал-Хубсугульском регионе син-постколлизийных гранитоидов ордовикского возраста, не испытавших метаморфических преобразований, т.е. постметаморфических [5 и др.]. Стала очевидной необходимость более надежной оценки возраста зонального метаморфизма в Тункинских гольцах, явно не согласующихся с общей картиной.

Для изотопного датирования выбран образец слюдисто-полевошпатового кальцифира, отобранный из горлыкской свиты автохтона вблизи изограды ставролита. Порода содержит достаточно крупные, удобные для ручного отбора идиоморфные и субидиоморфные кристаллы розоватого полевого шпата. Рентгеноструктурным и химическим анализами установлено, что плагиооклаз относится к почти чистому альбиту (95 мол.%). В альбите заметна примесь железа, скорее всего в трехвалентной форме, видимо обусловившая розоватую окраску минерала. Морфология, однотипное строение (простые двойники по альбитовому закону) и выдержанный состав кристаллов не оставили сомнений в синметаморфической кристаллизации полевого шпата.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения осуществлены на масс-спектрометре «Micromass 5400» методом ступенчатого прогрева в ИГМ СО РАН после выделения ступенчатым прогревом в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева и очистки с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров [6]. Холостой опыт по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 (возраст 311 млн лет), откалиброванного с помощью международных стандартных образцов мусковита Вегн 4m, биотита LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0,5 % на размере образца.

По результатам изотопных исследований в спектре полевого шпата после двух низкотемпературных ступеней, характеризующихся повышенными значениями возраста, наблюдается четкое плато (90 % выделившегося ^{39}Ar), для которого рассчитано значение $487,6 \pm 4,4$ млн. лет. Температура закрытия K/Ar изотопной системы калиевого полевого шпата составляет 220 °C [7]. Учитывая, что для натриевого полевого шпата температура закрытия должна иметь близкое значение, она заведомо ниже температур, соответствующих пику метаморфизма в пределах кианит-ставролитовой (силлиманит-ставролитовой?) фации. С учетом сказанного, полученная датировка соответствует времени завершения полифациального метаморфизма.

Таким образом, полифациальный метаморфизм в Тункинских гольцах имел место в раннем ордовике, в тот же временной период, что и прогрессивный метаморфизм в Южном Прибайкалье, Хамар-Дабане, Китойкинском террейне, северной части Джидинского террейна и, скорее всего, в Восточном Прихубсугулье (Монголия) [5, 8 и др.]. Именно это время завершения аккреционно-коллизийных процессов в Байкал-Хубсугульском регионе и на значительной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Что касается позднепалеозойских датировок по биотиту и амфиболу, то они получены в относительно узкой зоне влияния Главного Саянского разлома и не распространяются на всю область Тункинских гольцов и сопряженные террейны ЦАСП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонатового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточный Саян, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009. № 4. С. 1-4.
2. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и кменноугольно-пермских коллизийных событий в юго-восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика, 2011. № 12. С. 2075-2086.
3. Рябинин А.Б. Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2012. 98 с.
4. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
5. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1997. Т. 5. С. 227-239.
6. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромова С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
7. Foland K.A. Argon diffusion in feldspars. In Feldspars and their Reactions (Ed. I. Parsons). 1994, Kluwer, Amsterdam, P. 415-447.
8. Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007. Т. 414. № 4. С. 518-522.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

ЕВРАЗИЙСКИЙ КОНТИНЕНТ – ТИХИЙ ОКЕАН

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр РАН

г. Москва, rodnikov@wdcb.ru

Построены геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану (регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей) [1, 2, 3, 4]. Изучено глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными и вулканическими зонами, установлена роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры, проведена корреляция между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью и строением верхней мантии, выделены зоны повышенного сейсмического риска. Регион исследования представляет собой тектонически активную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги. Земная кора здесь разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов и катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами. По данным наблюдений наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в Северо-Западном направлении со скоростью 72,6 мм/год. Скорость перемещения Тихоокеанской плиты уменьшается на стыке с Филиппинской плитой в районе Марианского желоба до 22 мм/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью порядка 30,2 мм/год. Индо-Австралийская плита по данным наблюдений движется в северо-восточном направлении со скоростью 64,3 мм/год [6].

Геодинамика региона Охотского моря. Начиная с палеогена, в пределах региона происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, обусловленные глубинными субдукционными явлениями, связанными с погружением тихоокеанской плиты под континент, а также с коллизией литосферных плит, активизированной в то время. Эти процессы сопровождались землетрясениями, извержениями вулканов, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. Наиболее высокая сейсмическая и вулканическая активность отмечена вдоль Курильской островной дуги. На западе Охотоморская плита ограничена глубинными разломами, простирающимися вдоль Сахалина. Здесь землетрясения локализуются, в основном, в коре. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценные (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые-плиоценовые базальты и андезиты.

Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1,07 и 0,84 млн. лет) [5].

Геодинамика региона Филиппинского моря и Северо-Китайской равнины. В тектоническом отношении Филиппинское море образует литосферную плиту, расположенную между Евразий-

ской и Тихоокеанской плитами. С запада и востока плита ограничена современными субдукционными зонами, где в настоящее время происходит погружение – на востоке океанической плиты под Марианскую островную дугу, а на западе Филиппинской плиты под островную дугу Рюкю. Землетрясения на территории Китая происходят в основном в земной коре на глубине до 30 км и приурочены к верхней границе проводящего слоя, обычно расположенного внутри слоя пониженных скоростей земной коры. Кроме того, под сейсмоактивными зонами Китая отмечается подъем кровли астеносферного слоя. Далее к в восточном направлении сейсмичность развивается почти исключительно в области островных дуг Рюкю и Марианской. Зона Беньофа островной дуги Рюкю характеризуется развитием как поверхностных, так и промежуточных землетрясений. Сейсмофокальная зона Марианской островной дуги прослеживается на глубину чуть более 700 км. В области Марианского трога отмечаются многочисленные слабые мелкие землетрясения. Максимум числа этих землетрясений располагается в верхней части коры, а наиболее глубокие из них – на глубине 12-15 км. Астеносферный слой залегает под четвертичным Марианским трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – 50-80 км. В Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междугубовый бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечается соотношение между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными впадинами региона Филиппинского моря. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астено-сферы непосредственно к подошве земной коры.

Северо-Китайская равнина, представляющая собой древнюю докембрийскую платформу в кайнозойское время испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратонных грабенов, выполненных нефтеносными отложениями. Выделены три этапа магматической деятельности. Палеогеновые базальты, в основном эоценовые, представлены толеитами. Неогеновые щелочные оливиновые базальты близки по составу континентальным толеитам. Четвертичные эффузивы представлены пересыщенными щелочными базальтами. Система грабенов, контролирующая базальты, выражена в глубинном строении сокращением мощности коры и литосферы, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности. Отмечается соотношение между составом магмы, временем ее извержения и глубиной залегания астеносферного диапира под Северо-Китайской равниной (рис.). 80-60 млн. лет назад на поверхности изливалась толеитовая магма, астеносфера располагалась на глубине около 50 км. В то время сформировались основные грабеновые структуры Северо-Китайской равнины, заполненные нефтеносными осадочными отложениями. В неогеновый период толеитовая магма сменилась магмой оливиновых базальтов в связи с погружением астеносферного диапира на глубину примерно 70 км. В четвертичный период магматизм сменился щелочными базальтами, слагающими отдельные вулканические конусы, а очаги магмообразования погрузились на глубину около 100 км.

Геодинамика региона Южно-Китайского моря. Формирование структур региона связано с коллизией Индо-Австралийской, Евразийской и Тихоокеанской плит, происходившей в кайнозойскую эру, субдукционные процессы которой привели к активному вулканизму и сейсмичности. Расположение почти 60 тысяч очагов землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 2012 гг. мировой сейсмологической сетью, хорошо отражает тектоническую картину региона. Преобладают мелкофокусные землетрясения (73 %) с глубиной до 100 км. Глубокофокусные зем-

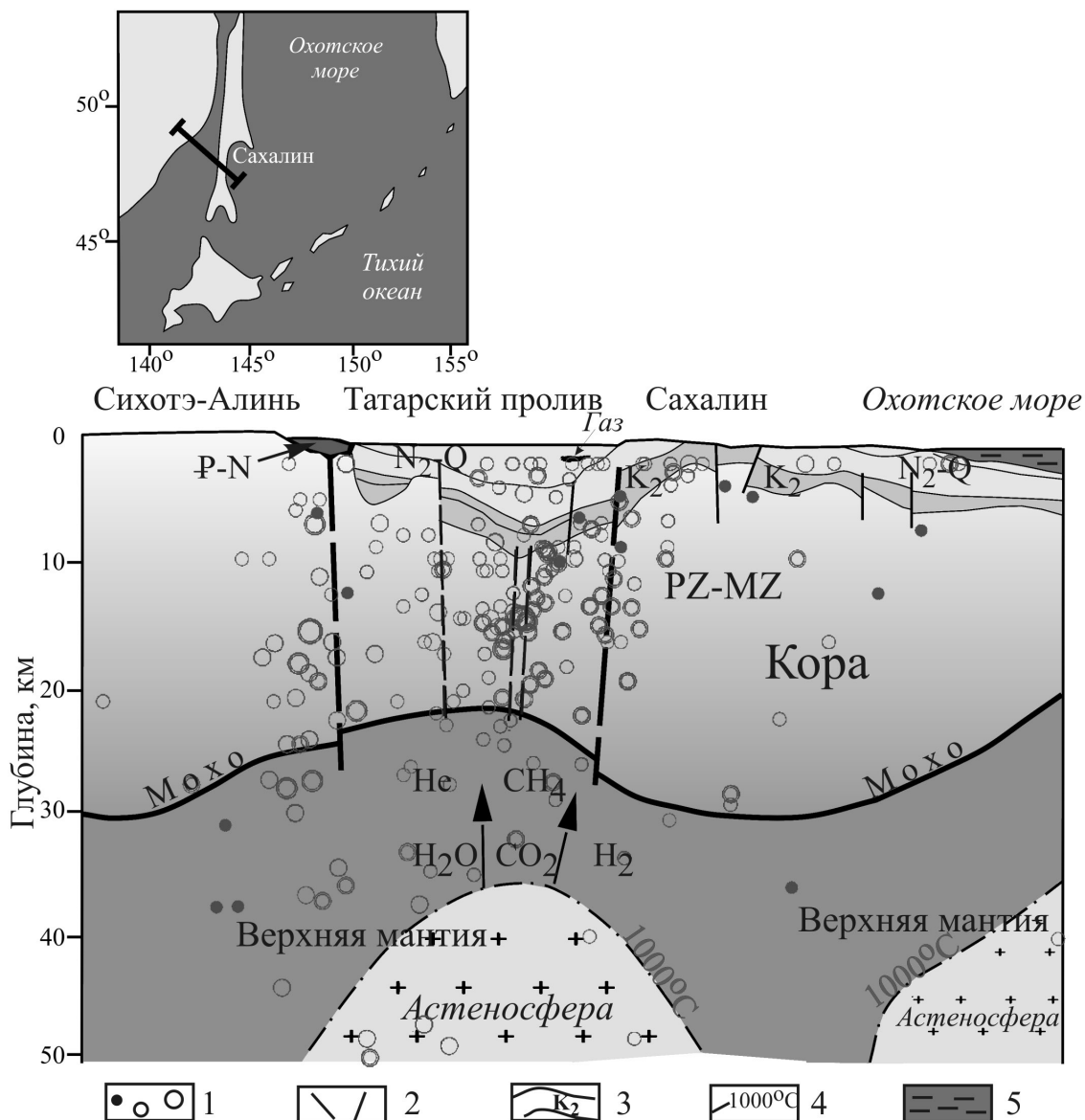


Рис. Связь между составом и возрастом извержения магмы и строением литосферы Северо-Китайской равнины. В палеогене астеносфера, содержащая магматические очаги, под Северо-Китайской равниной располагалась на глубине около 50 км, в неогене глубина до астеносферы составила примерно 70 км, а в четвертичное время астеносфера опустилась до глубины 100 км. Сейсмический разрез, справа от графика, показывает области в верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн.

летрясения, с глубиной более 300 км, сосредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции – в задуговых бассейнах, где субдукционные процессы приводят к активной сейсмичности. Зона Беньофа установлена под морями Банда и Сулавеси, простирающихся, соответственно, на глубину до 400 и более 600 км. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями. Астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Лишь в пределах континентальных окраин толщина литосферы увеличивается до 70–100 км. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры

Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 12-05-00029-а/

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря «Вестник КРАУНЦ», серия «Науки о Земле», 2005. № 5. С. 45-58.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы. Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2007. № 1. Вып. 9. С. 79-89.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря. Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2011. № 2. Вып. 18. С. 52-72.
5. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения. Доклады Российской Академии наук, 2006. Т. 411. № 3. С. 360-365.
6. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф переходной зоны Евразия – Тихий океан. Вестник ОНЗ РАН, 2013. 5. NZ 6001. DOI: 10.2205/2013NZ000

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Розен О.М.

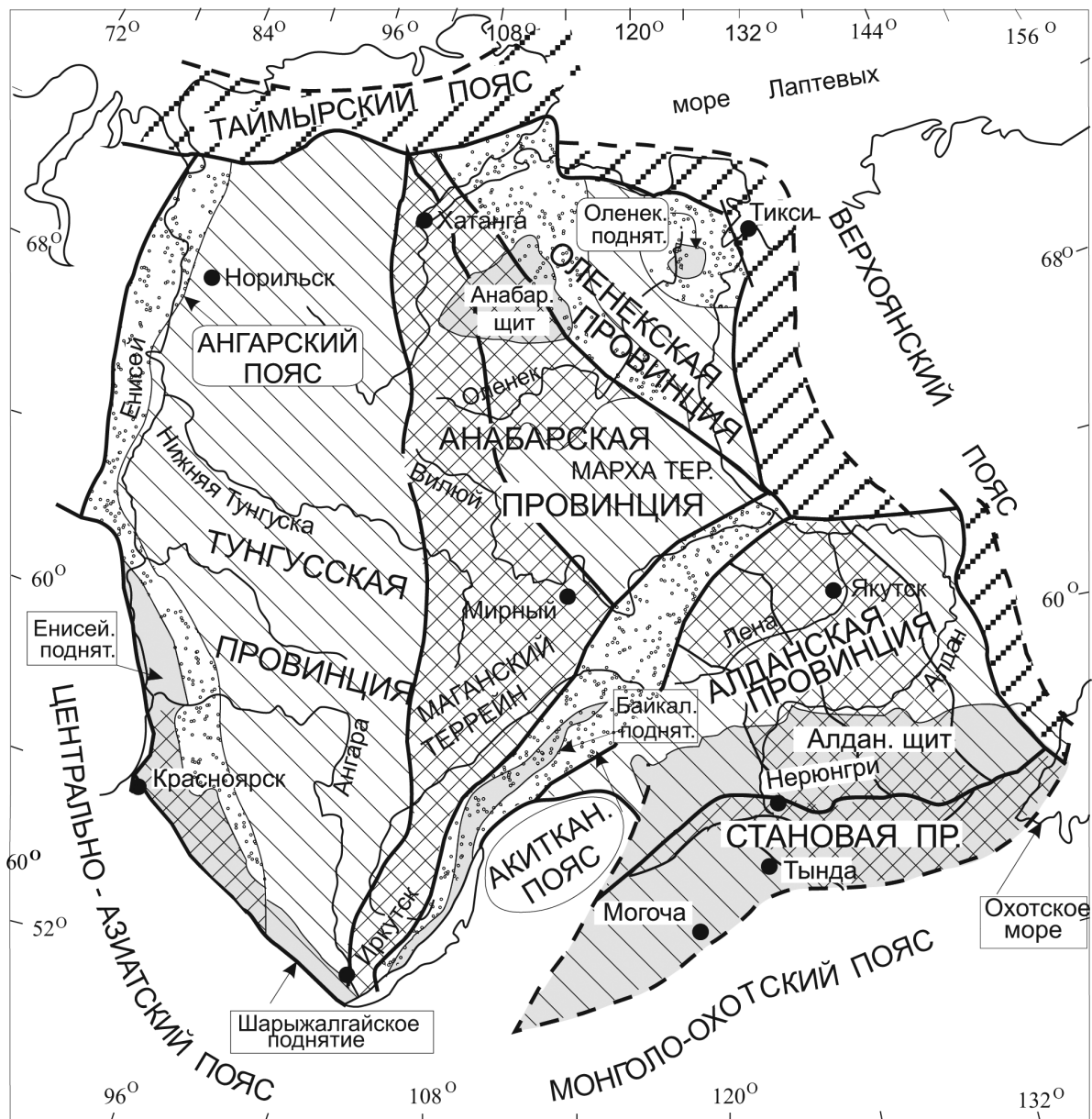
*Геологический институт РАН
г. Москва, roseno@yandex.ru*

Структура Сибирского кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) в десятки и сотни километров в поперечнике, и разломными (коллизийными) зонами, длина которых нередко превышает тысячу километров при ширине до 30 км [1]. Возраст вещества террейнов (время отделения от мантии) образует четыре группы значений: 3,5, 3,3, 3,0 и 2,5 млрд. лет, что указывает на их изначально независимое возникновение, предположительно в форме микроконтинентов (рис.). 2,4-2,1 млрд. лет назад микроконтиненты перекрывались осадочно-вулканогенными толщами, превращенными в складчатые пояса. Террейны вместе со складчатыми поясами сочленяются по разломным зоны (коллизийные зоны, сутурные швы), которые имеют надвиговую природу. Внутри них 1,9 и 1,8 млрд. лет назад выплавлялись гранитоиды, а в прилегающих террейнах протекал ареальный гранулитовый метаморфизм. Оба одновременных процесса являются прямым результатом термальной релаксации в утолщенной коре коллизийной призмы [2]. Сибирский кратон возник как единое целое в конце палеопротерозоя в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов.

Террейны объединяются в тектонические провинции (супертеррейны): Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую (рис.). Предполагается, что Сибирский кратон является частью палеопротерозойского суперконтинента (Кенорленд, возраст 2,6 млрд. лет и Колумбия, 1,9 млрд. лет). Эти фрагменты выступали в качестве микроконтинентов со своими палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами, превращенными в процессе коллизии в складчатые пояса. Исключением является Аkitканский вулканогенный пояс, развивавшийся в конце палеопротерозоя в режиме островной дуги, а позднее – в процессе общей амальгамации – надвинутый на древнее основание и охваченный анорогенным кислым магматизмом (А-граниты).

ЛИТЕРАТУРА

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Ред. С.И. Митюхин. Москва: Научный мир, 2006. 212 с.
2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры. Москва: Научный мир, 2001. 186 с.



Архейские террейны, 3.5-2.5 млрд. лет,

- Гранит-зеленокаменные
- Гранулитогнейсовые
- Протерозойские складчатые пояса, 2.4-2.0 млрд. лет
- Обнаженные площади фундамента
- Палеозой-мезозойские складчатые пояса форланда (пассивная окраина кратона)
- Главные разломные зоны (в пределах кратона - сутуры)

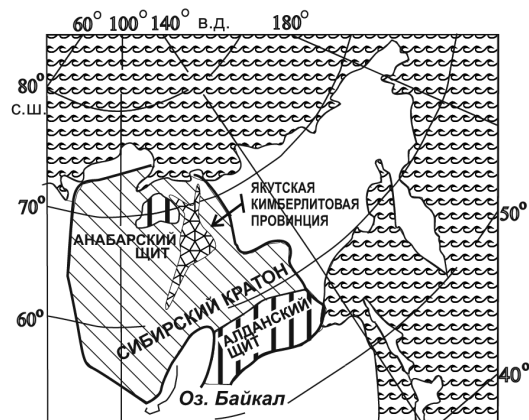


Рис. Структура Сибирского кратона.

КОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ И МЕТАМОРФИТЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: НИЖНЯЯ КОРА ВЫДВИНУТА НА ПОВЕРХНОСТЬ?

Розен О.М.

Геологический институт (ГИН) РАН
г.Москва

Кора Якутской кимберлитовой провинции сформировалась как часть коры Сибирского кратона 1,8 млрд. лет назад, когда возникло коллизионное горное сооружение. После его размыва глубокие горизонты коры вышли на поверхность, а на возникшем пенеплене начали накапливаться, 1,65 млрд. лет назад, обломочные отложения раннего рифея, что обсуждалось ранее [2].

Коровые включения в кимберлитах характеризуют резкую латеральную неоднородность нижних горизонтов коры (табл.). Их состав в Далдынском и Маганском гранулит-гнейсовых террейнах (Мунское и Мирнинское кимберлитовые поля, соответственно) отвечает метабазит-плагиогнейсовой формации Анабарского щита, при глубине захвата включений 10-20 км. В Мархинском гранит-зеленокаменном террейне включения в кимберлитах Накынского поля характеризуют верхнекоровый гранито-гнейсовый комплекс амфиболитовой фации (глубина 0-10 км). Нижнекоровые гранулитовые комплексы этого террейна не находят аналогов на дневной поверхности: Далдынское поле – 50 % метабазитов, поднятых с глубин 20-30 км, и Алакитское поле – более 80 % метатерригенных и метакарбонатных пород, поступающих с глубин 10-30 км. В трубках Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (трубки Обнаженная и Слюдянка) метабазиты слагают более 60 % коровых ксенолитов и, как можно предположить, фундамент таких (гранит-зеленокаменных) террейнов обогащен базитами.

Выявление связей в составе и строении коры и подстилающей литосферной мантии может представить интерес для уточнения перспектив алмазоносности Якутской кимберлитовой провинции.

Примечание к таблице.

Минералы, диагностированные в коровых ксенолитах, обозначены символами: Ap, Am, Bi; Ca, Cord, Cpx, Crnd, Ep, Ga, Gy, Grph, Hb, Ilm, Kfs, Ky, Mgt, Opx, Pl, Pyg, Pyrt, Q, Rut, Scp, Sil, Sp, Sulf, Ti, Ti-Mgt, Zr, – апатит, амфибол (большой частью роговая обманка), биотит, кальцит, кордиерит, клинопироксен, корунд, эпидот, гранат, гипс, графит, роговая обманка, ильменит, калишпат, дистен, магнетит, ортопироксен, плагиоклаз, пирит, пирротин, кварц, рутил, скаполит, силлиманит, шпинель, сульфиды, титанит (сфен), титано-магнетит, циркон, соответственно; «±» – присутствует не во всех включениях данной ассоциации.

*1) Приведены типоморфные ассоциации минералов, соответствующие описанным в на Анабарском щите, за исключением ассоциации № 9, где объединены разнообразные по возможному генезису породы, встреченные в небольшом количестве образцов коровых ксенолитов. Породообразующие минералы даны в порядке убывания содержания и разделены знаком «—», аксессуарные перечислены через запятую и отделены точкой с запятой, наложенные (предположительно) минералы регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации отделены знаком «//». Ксенолиты Накынского поля практически на содержат пироксенов.

*2) Кимберлитовые поля, в числителе номер поля : 1 – Мунское, 2 – Далдынское, 3 – Алакитское, 4 – Накынное, 5 – Мирнинское, в знаменателе – количество изученных ксенолитов.

*3) ДТ, МгТ, БТ, ВС, ХС – Далдынский, Маганский и Биректинский террейны; вюрбюрская и хапчанская серии; соответственно: метабазит-плагиогнейсовая формация (далдынская серия), плагиогнейсовая формация (верхнеанабарская серия), и карбонатно-гнейсовые формации (западная и восточная).

*4) Алданский щит, Сутамский террейн, Зверевский комплекс, гранулитовая фация [1].

*5) В числителе – относительное количество, %, в знаменателе – число образцов.

*6) По коровым включениям из суммы исключены гранито-гнейсы, а по разрезам Анабарского щита – исключены измененные (мигматизированные и т.п.) породы, мигматиты и гранитоиды.

*7) Включая кварцит.

*8) Анортозит.

Таблица. Распространенность петрографических типов коровых ксенолитов в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции и соответствующих пород на Анабарском и Алданском щитах.

№	Реконструированный тип породы* ¹⁾	Встречаемость коровых включений в кимберлитовых полях, * ²⁾										% от суммарной мощности по обнаженным разрезам			
												Анабарский щит * ³⁾			
		1/46	2/585	3/507	4/242	5/37	ДТ	МгТ	МгТ/ВС	БТ/ХС	* ⁴⁾				
1	Определение, мин. состав Плагиогнейс, ± эндербит, чарнокит: Q-Pl±Kfs-Orx-Crx-Ga; Mgt, Ar, Rut, Zr//Hb, Bi	73,9* ⁵⁾	38,5	5,1	52,1	56,8	70,20	78,99	36,50	8,25	40,0				
2	Гранито-гнейс ± мигматит: Q-Pl-Kfs-Bi; Ar, Zr, Mgt		5,6	1,6	32,2	10,8									
3	Пироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (метабазит): Pl±Ga-Orx-Crx-Hb; Ti, Ar, Mgt //Am, Bi	10,9	9,1	8,9	7,8	5,4									
4	Пироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (метабазит)с калишпагом: Pl±Ga-Orx-Crx-Hb; Ti, Ar, Mgt //Kfs, Am, Bi	5	53	45	19	2									
5	Амфиболит: Hb-Pl±Ga; Ti, Mgt//Bi, Kfs	13,0	29,6	1,6	1,2	10,8									
	<i>Всего метабазитов (№ 3-5), %</i>	6	173	8	3	4									
6	Гранат-пироксеновый гнейс (мегаграувакка): Q-Pl-Ga-Orx-Bi±Kfs; Ti, Ar, Ilm, Zr, Rut, Pyrt, Grph // Am	23,9	43,0	12,3	9,1	16,2	20,67	11,01	15,80	0,88	37,0				
7	Высокоглиноземистый кристаллосланец (метапелит): Pl-Bi±Kfs-Cord-Ga-Sil, -Sp, Mgt, Grph//Am		1,7	17,2		5,4					37,48				
	<i>Всего метатерригенных (№ 6-7), %</i>	-	3,6	66,3		13,5					37,48				
8	Клинопироксен-плагиоклазовая известково-силикатная порода и кальцифир (метакарбонат): Pl-Crx±Ga±Orx±Q±Ca; Ar, Ti, Sulf, Grph//Hb, Bi, Kfs		6,7	7,7	5,8	2,7	0,56	0,10	7,64	46,79	10,0				
9	Существенно плагиоклазовая или гранатовая, обычно биминеральная, порода: Pl±Ga ±Cord±Sil±Bi±Kfs; Ar, Mgt, Zr Rut, Sulf, Grph,	2,2	2,7	7,1	0,8						3,0 * ⁸⁾				
	<i>Сумма, %*⁶⁾</i>	100	94,6	98,4	67,8	89,2	91,43	93,25	84,44	93,40	100,0				

ЛИТЕРАТУРА

1. Годзевич Б.Л. 1986. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита. Проблемы стратиграфии раннего докембрия средней Сибири. Наука, Москва, с.127-136.
2. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. 2002. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геоф. Т.43, №1. С. 3-26.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РАСТВОРИМОСТИ КАРБОНАТОВ В ОХОТСКОМ МОРЕ НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА (ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕРОВОГО АНАЛИЗА)

Романова А.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, sandra_ru@bk.ru*

Изучение процессов осадкообразования в дальневосточных окраинных морях дает понимание не только региональных, но и общих закономерностей приконтинентального осадочного процесса. Охотское море характеризуется специфическими условиями осадконакопления, которые определяются его географическим положением. Планктонные фораминиферы, являющиеся чуткими индикаторами изменений стратификации водной массы, температурного режима и солености поверхностных вод, всецело используются для расшифровки условий седиментации. В Охотском море растворение карбонатов имеет большое значение для сохранности раковин фораминифер. В свою очередь детальный анализ литературы показал, что данный аспект практически не изучен.

Исследование планктонных фораминифер в колонке 936 и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов: абсолютного датирования, изотопно-кислородного, геохимических, микропалеонтологических [4], позволили выделить в колонках палеосообщества, отражающие климатические и гидрологические изменения, происходившие на границе плейстоцена-голоцена. Фораминиферовые палеосообщества соответствуют 1-2 морским изотопным стадиям (МИС). Степень влияния растворения на раковины планктонных фораминифер определялась по наличию следов коррозии на раковинах, присутствию тонкостенных форм. Для колонки 936 (интервал 0-230 см), содержащей достаточное количество раковин для статистической обработки (300 раковин), подсчитывалось соотношение целых раковин и их обломков (Индекс фрагментарности) по методике, широко используемой зарубежными специалистами [5].

При палеогеографической и возрастной интерпретации данных по глубоководным колонкам были использованы данные по современному распределению фораминифер в осадках [2]. Было установлено, что для оценки степени влияния растворения на раковины фораминифер из поверхностных осадков весьма проблематично использовать единую методику [2]. Это обусловлено, прежде всего, разнообразием гидрологических условий, источников осадков и их вклада в осадконакопление. Так, на шельфе хотя и существуют все условия (смешение пресных и соленых вод) для интенсивного растворения, вместе с тем высокие скорости осадконакопления способствуют лучшей сохранности раковин фораминифер. В районе Курильских о-вов большое количество фрагментов и присутствие корродированных раковин свидетельствуют о высокой степени растворения. В центральной части моря невысокие показатели фораминиферового числа, а также отсутствие тонкостенных форм, скорее всего, говорят о несколько иных механизмах процессов растворения [2].

Выявленные изменения экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер, концентрации раковин в осадках, степени их растворения и сопоставление полученных данных с результатами других анализов позволило установить основные этапы осадконакопления в Охотском море на границе плейстоцена-голоцена, отличающиеся палеогеографическими условиями (рис.). Фауна фораминифер, характерная для отложений **МИС 2** (24-14,7 тыс. лет назад),

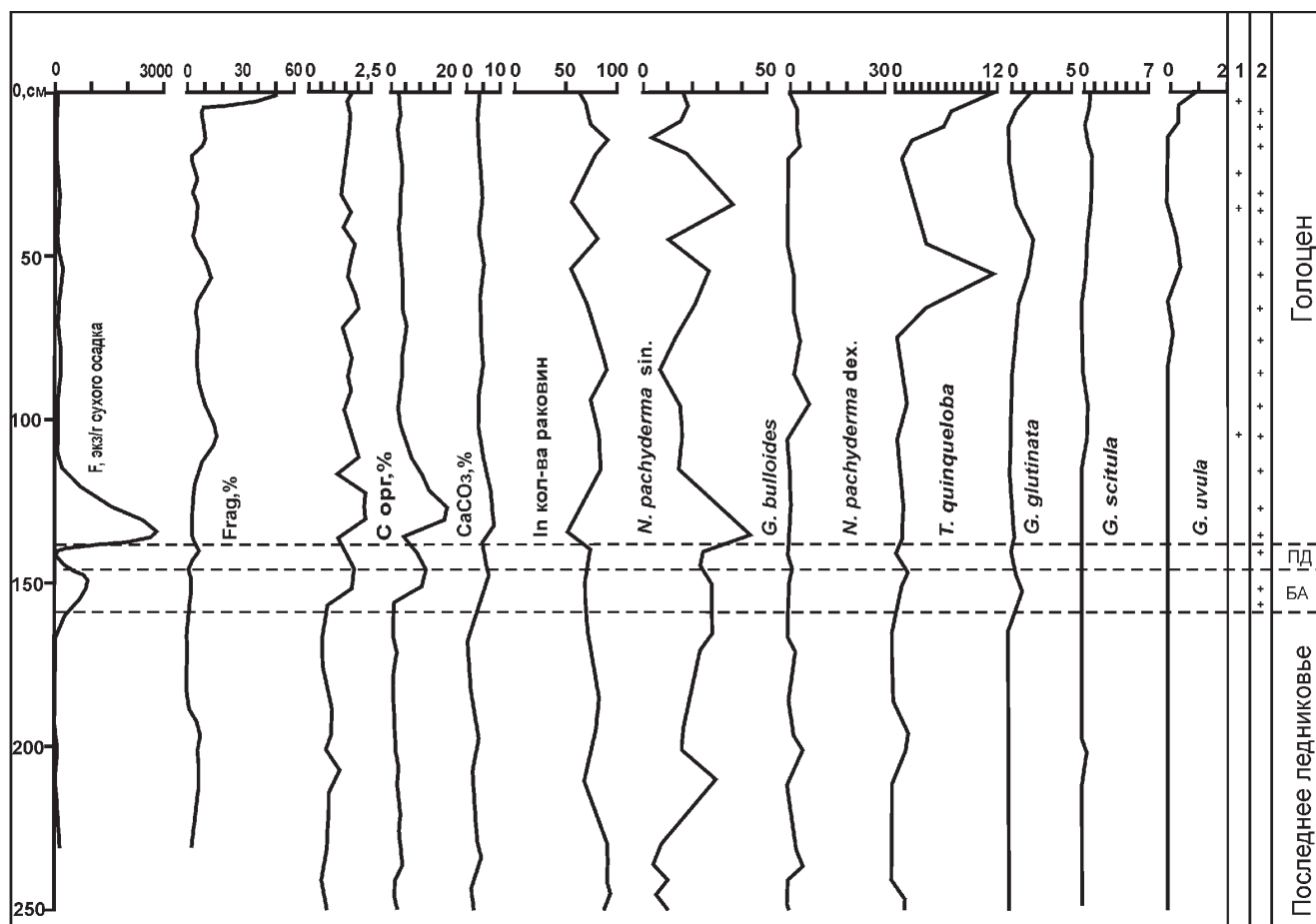


Рис. Распределение показателей фораминиферового числа (F), индекса фрагментарности (F_{rag}), $C_{орг}$, $CaCO_3$, In количества раковин, видов планктонных фораминифер по разрезу (в %) в колонке 936. 1 – отмеченные признаки коррозии раковин, 2 – присутствие тонкостенных раковин, ПД – поздний Дриас, БА – беллинг-аллеред.

даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с комплексами, сформированными в более поздние периоды. Зафиксированные изменения концентрации фораминифер в отложениях **периода ранней дегляциации** (18-15 тыс. лет) колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых периодов (рис.). Именно по резкому увеличению концентрации в осадках раковин фораминифер легко устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации [3]. Для того чтобы исключить влияние растворения на изменение содержания раковин фораминифер в осадках, отвечающих переходному периоду от МИС 2 к МИС 1, был просчитан индекс фрагментарности (рис.). Анализ других показателей растворимости раковин фораминифер (наличие тонкостенных раковин, следов коррозии) позволил прийти к выводу, что значительного растворения раковин в районе исследования в это время не происходило. Следовательно, высокие значения фораминиферового числа связаны с увеличением продуктивности фораминифер, как следствия благоприятной климатической и океанологической обстановки. И в этом случае растворение, как показатель сохранности раковин, необходимо исключить. Таким образом, продуктивность фораминиферных сообществ, а также их экологическая структура определялись, прежде всего, особенностями гидрологического режима моря. Хорошая сохранность раковин планктонных фораминифер в осадках переходного периода, могла быть обусловлена и относительно высокими, по сравнению с предыдущими периодами, скоростями осадконакопления [4]. Увеличение содержания раковин фораминифер, зафиксированное в интервале 165-145 см, скорее всего, соответствует теплomu периоду **беллинг-аллеред**. Осад-

ки интервала 145-140 см с низкими показателями фораминиферового числа и ярко выраженным доминированием *N. pachyderma* sin, по-видимому, формировались во время холодного **позднего Дриаса**. Для этого интервала отмечается также относительное снижение значений CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ [4]. Учитывая результаты абсолютного датирования, а так же данные о содержании CaCO_3 в осадках интервала 140-135 см, можно предположить, что он соответствует потеплению пребореала или терминации 1В. Вероятно, что осадки интервала 125-127 см, отличающиеся высокими значениями фораминиферового числа, формировались во время потепления на границе **пребореала и бореала** – 9 300-8 300 л.н. [1]. Далее по разрезу наблюдается снижение фораминиферового числа, увеличение частоты встречаемости *N. pachyderma* sin., постепенное уменьшение концентрации CaCO_3 . Вероятно, планктонные фораминиферы развивались в условиях более холодноводных, по сравнению с современными, при этом содержание растворенных солей кальция в воде, скорее всего, было низким. Становление современных условий осадконакопления началось с 6 тыс. л.н. Палеосообщества планктонных фораминифер образуют виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Кинд Н.В.** Поздний плейстоцен. М., 1974. 230 с.
2. **Романова А.В.** Планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря. Вестник ДВО РАН (в печати).
3. **Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А.** Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северовосточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 99-112.
4. **Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al.** Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peletontological evidence // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. V. 209. P. 281-301.
5. **Thunell R.C.** Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. Geology, 1976. 4. P. 525-528.

ГИПОТЕЗА РАЗВИТИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В РЕГИОНЕ ПРИ КАТАСТРОФИЧЕСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ТОНОКУ-ОКИ

Татаринов В.Н.

*Геофизический центр РАН
г. Москва, victat@wdcb.ru*

Землетрясение Tohoku-Oki, происшедшее 11.03.2011 г. недалеко от острова Хонсю, привлекло внимание не только своей энергетической мощностью и катастрофическими последствиями от волн цунами и разрушения трех ядерных реакторов АЭС «Фукусима-1», но и уникальностью экспериментальных данных о косейсмических и постсейсмических вертикальных и горизонтальных смещениях земной коры в районе Японского архипелага, которые были получены на пунктах геодинамической сети GEONET (GNSS Earth Observation Network System). Эти новые факты дали толчок для построения различных геодинамических моделей данного региона [1-3]. Почти все они опираются на постулаты плейтектоники, согласно которым землетрясения, происходящие в этом регионе, это результат силового давления на Евразийскую континентальную плиту (ЕП), погружающейся под нее Тихоокеанской плиты (ТП).

В заведомо неравной «тектонической» борьбе «фиксистов» и «мобилистов» победа на стороне последних, т.к. все-таки большинством поддерживаются геодинамические модели сейсмичности региона, основанные на первичности силового воздействия ТП. Вместе с тем, имеется целый ряд фундаментальных противоречий, которые не объясняют или просто не замечают.

В этой связи на основе анализа и обобщения фактов о кинематике верхней части литосферы во время и после землетрясения «Tohoku-Oki» в качестве предмета для дискуссии выдвигается аль-

тернативная гипотеза о силовых источниках возникновения подобных катастрофических землетрясений, происходящих как в районе Японского архипелага.

Инструментально подтвержденные GPS-наблюдениями факты смещения верхней части литосферы при землетрясениях в восточном направлении при землетрясениях с магнитудой $M > 7,5$ [4-6], позволяют сделать вывод, что за последние 100-120 лет Японский архипелаг сместился в направлении океанической плиты на расстояние 10-14 м. Если принять максимальную скорость горизонтальных движений ТП в западном направлении 92 мм/год, то за 100-120 лет она должна интегрально сместиться приблизительно на 10 м. Таким образом, величины горизонтальных смещений океанической плиты в западном направлении и обратного «отката» края Евразийской плиты на восток при землетрясениях за отмеченный период оказываются соизмеримыми между собой.

Анализ имеющихся экспериментальных данных о сейсмичности, строении и деформировании литосферы, а также результатов тектонофизического моделирования и реконструкции напряжений по параметрам очагов землетрясений позволил сделать следующие выводы.

1. Сейсмичность.

– Землетрясения Японского типа происходят на глубинах до 700 км, при этом, чем глубже очаг землетрясения, тем больше площадь, на которой оно ощущается.

– Постсейсмические движения захватывают огромную территорию, так при землетрясении Tohoku-Oki смещения были зарегистрированы на трети территории Амурской плиты, с поперечными размерами до 1000 км, что говорит о глубинном характере источника.

– Развитие очага землетрясения носит ступенчатый характер и огромная площадь (не линейного разлома) общей плоскости разрыва – около 200×400 км. Тип движения в очаге катастрофических землетрясений – взброс с надвигом.

– Расположение очагов землетрясений практически до границы астеносферы (700 км) в окраинной части континентальной плиты, позволяет сделать «крамольное» предположение о преобладании в этом районе до указанной глубины горизонтальных компонент напряжений. И только ниже этой границы, породы находятся в гидростатическом напряженном состоянии. В краевой части океанической плиты граница перехода в гидростатическое состояние, вероятно, значительно выше и определяется границей Мохо, т.е. порядка 10 км. Это предположение об асимметричном напряженном состоянии участков сопряжения континентальной и океанической плиты положено в основу гипотезы силового источника катастрофических землетрясений в этом районе.

2. Особенности строения литосферы.

– По данным сейсмической томографии по всей Тихоокеанской границе регистрируется участок относительно более упругих пород (до 5 %), падающий под углом 50-60°, мощность которых в 5-7 раз больше толщины океанической коры. В верхней мантии Североамериканской плиты в активной зоне более упругой является глубинная часть (интервал глубин – 200-600 км), а в неактивной части плиты – только верхняя часть до глубины 400 км. Т.е. в тектонически активной зоне континентальных плит на глубине имеется обширная зона напряженных (упругих) пород. Как предположение она может рассматриваться в качестве потенциального энергетического источника, инициирующего разрушение среды на окраинах литосферных плит.

3. Постсейсмические горизонтальные и вертикальные движения.

– Характер постсейсмических движений по данным GPS-наблюдений следующий. Вертикальные движения: восточная часть опускается, западная поднимается (максимальные положительные движения в районе очага до 3 м). Горизонтальные движения: направлены в сторону очага (максимальные смещения до 24 м);

– Существует приблизительное равенство абсолютных величин смещений Тихоокеанской плиты и обратного «отката» при землетрясениях края Евразийской плиты за последние 100-120 лет;

– Отсутствие значимых положительных вертикальных движений края Евразийской плиты в условиях давления на нее Тихоокеанской плиты в периоды между землетрясениями.

4. Реконструкция напряжений по очагам землетрясений.

– Океанический желоб является разделительной границей двух областей геодинамического режима: горизонтального сжатия (западнее желоба) и растяжения (восточнее);

– Ориентация осей главных напряжений сжатия изменяется с запада на восток от 45 градусов до 0 и -90° за глубоководным желобом [7]. При этом за желобом землетрясениям соответствует ситуация горизонтального растяжения.

Предложена гипотеза о геодинамическом происхождении силовых источников землетрясений Японского типа, которая, не объясняя внутренних причин модели (как это обычно делается), а отталкивается от обратного – от установленных фактов.

1. Накопление упругой энергии происходит в глубинных частях континентальной плиты, где существуют наибольшие напряжения, а породы сохраняют свои упругие свойства. Эту глубину можно оценить по максимальной глубине землетрясений – 700-600 км. Косвенно это подтверждает землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. в Охотском море на глубине 600 км $M = 7,7$.

2. Причины образования избыточной энергии могут быть разными и требуют отдельного рассмотрения. Можно лишь констатировать, что имеется несимметричное распределение соотношения горизонтальных и вертикальных компонент тензора напряжений, когда в некотором слое на глубине горизонтальные напряжения растут с большей скоростью, чем вертикальные. Это приводит к созданию усилий, направленных вверх под углом $45-55^\circ$ из глубин континентальной плиты, а не со стороны ТП, как это традиционно считается.

3. Это силовое воздействие приводит к образованию зоны повышенных напряжений или более плотных пород (установленной по данным сейсмотомографии). При превышении некоторых пороговых напряжений происходит разрушение среды на границе литосферных плит в виде взбросов и смещение крупных блоков в верхней части земной коры в направлении наименьшего сопротивления. По данным реконструкции очагов землетрясений следует, что оси главных сжимающих напряжений изменяют свою ориентацию [7] приблизительно на 90 градусов в районе океанической плиты за желобом.

4. На восточной границе континентальной плиты происходит взброс с компонентой правостороннего сдвига. При этом часть плиты «наваливается» на западную часть океанической, создавая в ней растягивающие субгоризонтальные напряжения. Такие разрушения происходят с периодичностью приблизительно раз в 40 лет в сейсмических брешах. Континентальная плита как крокодил «пожирает» океаническую, заставляя погружаться вниз ее краевую часть. Этим можно объяснить серию сбросов и грабенов лежащей за желобом частью океанической плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Shestakov N., Takahashi H., Ohzono M. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations. *Tectonophysics*. 524-525 (2012) 76-86.
2. Mark Simons, Sarah E. Minson, A. Sladen et al. The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*. 2011. V. 332.
3. Tong P., Zhao D. and Yang D. Tomography of the 2011 Iwaki earthquake ($M 7.0$) and Fukushima nuclear power plant area. *Solid Earth*, 3, 43-51, 2012.
4. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/mag8/magnitude8_1900_date.php
5. The Geospatial Information Authority of Japan (GSI). <http://www.gsi.go.jp>
6. Paul Segall. GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997. 25:301–36.
7. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. «Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011. Общественный тектонический семинар. Доклад 17 декабря 2013 года. http://omts.ifz.ru/17_12_2013.html

**КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ РАЗЛИЧНОГО ТИПА
ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ И ГРАВИМЕТРИИ**

**Тимофеев В.Ю.¹, Ардюков Д.Г.¹, Тимофеев А.В.¹, Горнов П.Ю.², Стусь Ю.Ф.³, Калиш Е.Н.³,
Валитов М.Г.⁴, Кулинич Р.Г.⁴, Носов Д.А.³, Сизиков И.С.³**

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
г. Новосибирск, timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

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

³*Институт автоматика и электрометрии СО РАН
г. Новосибирск*

⁴*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичёва ДВО РАН
г. Владивосток*

Целью настоящей работы является анализ косейсмических движений при сильных землетрясениях различных типов, случившихся за последнее десятилетие. Экспериментальные данные получены в основном методом космической геодезии, моделирование 3D смещений проводится в рамках дислокационной модели землетрясений. Приводятся результаты моделирования косейсмических смещений при землетрясениях 27.09.2003 года в Горном Алтае ($M = 7,5$), 27.08.2008 года на Байкале ($M = 6,5$) и 11.03.2011 года в Японии ($M = 9,0$). Анализируются размеры областей аномальных смещений перед и в момент землетрясения.

Согласно теории тектоники плит, глобальные процессы на Земле связаны с горизонтальными движениями квазитвердых плит, с выделением сейсмической энергии на плитных границах. А одним из известных противоречий теории тектоники плит, наряду с «горячими точками» (внутриплитным вулканизмом) и неструктурированными границами некоторых плит, является внутриплитная сейсмичность. Она ярко представлена в центральной части Евразийской плиты. На восточных границах плиты представлены как классические проявления сейсмичности в зоне субдукции, так и размытая по площади сейсмичность на внутриконтинентальных границах Северо-востока. В работе рассматриваются примеры современных землетрясений случившихся в земной коре при различных условиях: сдвига, растяжения и сжатия. Пример классического сдвига – это Чуйское (Алтайское) землетрясения 27.09.2003 ($M = 7,5$). Алтай-Саянский регион является одним из наиболее контрастных по формам рельефа в Сибири. Он включает южную окраину стабильной Западно-Сибирской плиты, ряд низкогорных складчатых сооружений и молодую горную систему – Горный Алтай, в пределах которой расположена самая высокая вершина Сибири (г. Белуха, высота 4506 м). Горообразовательные движения в Горном Алтае активно продолжаются в последние 5-10 млн. лет. По сейсмологическим данным за последнее столетие, в южной и юго-восточной частях Алтай-Саянской области и их южном обрамлении наблюдались коровые землетрясения с $M = 6-7$. Определение механизмов очагов землетрясений показало, что движение в очагах имеет в основном сдвиговый характер. Алтайская геодинамическая сеть для измерений современных движений методами космической геодезии была заложена в 2000 году. Она объединила сети Тянь-Шаня (Киргизия, Восточный Казахстан) с сетями Саян, Байкальской рифтовой зоны, Монголии и Китая. Сеть, простирающаяся от Новосибирска до монгольской границы. Анализируются поля смещений перед, в момент и после землетрясения. При Чуйском землетрясении (27/09/2003, 49,99°N, 87,85°E, $M = 7,5$) максимальные смещения (до 2 м) зафиксированы на разрыве в эпицентральной зоне. На расстоянии 100 км и более смещения оказались менее 10 мм. Обнаружена зависимость смещений от расстояния до плоскости сейсмического разрыва. Вертикальные смещения достигают максимальных значений (0,01-0,03 м) для трех станций (CHAG, KURA, UKOK) вблизи разрыва и оказываются на порядок меньше горизонтальных. Исходя из ориентации косейсмических смещений, в зоне разрыва выделяется правостороннее

смещение по вертикальному разлому, его ориентация оказывается $140^\circ \text{N} \pm 15^\circ$. По эффектам первого порядка, отражающим правосторонний сдвиг, можно предложить для интерпретации смещений модель упругой отдачи на вертикальном разломе. В рамках модели, горизонтальное смещение ω_z удовлетворяет уравнению Лапласа, а сопровождающее землетрясение смещение поверхности в функции расстояния от разлома можно записать как:

$$\Delta\omega_z = \pm\Delta\omega_{z0} \times [(1 + x^2/a^2)^{1/2} - |x|/a]/2, \quad (1)$$

где $\Delta\omega_z$ – скачок смещения на расстоянии x , $\Delta\omega_{z0}$ – смещение на сейсмическом разрыве, a – глубина разрыва. Использование этих моделей и экспериментальных данных на различных расстояниях от разрыва (CHAG и YAZU) перебором параметров получены величины относительно смещения бортов разрыва $1,7 \div 1,9$ м и глубины разрыва в центре зоне $9 \div 10$ км. Используя последнее соотношение для станций вблизи эпицентра (KURA и CHAG) получаем следующие значения параметров: смещение на разрыве 1,8 м; глубина 16,5 км. В этом случае величину сброса напряжений можно получить из соотношения:

$$\sigma_{xz,0} = \Delta\omega_{z0} \times G/a, \quad (2)$$

При значениях модуля упругости среды G от 30 ГПа до 55 ГПа, глубине от 9 км до 16 км и относительном смещении 2 м получаем оценки напряжения от 2 до 6 МПа. Среднее значение – 4 МПа. Используя полученную величину относительного смещения 2 м, в разных частях разрыва проводилось определение его глубины, а далее проведено определение протяженности разрыва: 140 км. По экспериментальным GPS результатам получена модель разрыва, которую можно представить в виде трех плоскостей. При величине относительного смещения $\Delta\omega = 2$ м и при модуле упругости земной коры $\mu = 3,3 \times 10^{10}$ Па, получаем величину сейсмического момента $M_0 = \mu \times \Delta\omega \times S = 0,9 \times 10^{20}$ Н \times м. Таким образом, для магнитуды землетрясения получаем оценку $M_w = (\lg M_0 / 1,5) - 6,03 = 7,2$. Деформации земной коры, снятые при землетрясении в зоне до 100 км достигают единиц на 10^{-6} . Проведено моделирование 3D смещений, проведено сравнение с данными полевых измерений [1].

Култукское землетрясение (27/08/2008, $51,59^\circ \text{N}$, $104,13^\circ \text{E}$, $M = 6,5$) случилось в юго-западной части Байкальской рифтовой системы на юге Сибири. Комплексные измерения на станции Талая в 25 км от эпицентра позволили получить картину изменений деформаций, смещений и вариаций силы тяжести перед событием (1992-2008 гг.), в момент и после события. Косейсмические смещения на пункте достигали 1-2 см (по разным компонентам) (рис.), скачок деформации составил 1×10^{-6} , а изменения силы тяжести достигали 10 мкгал. Полученные данные позволили уточнить положение эпицентра землетрясения на дне озера Байкал [2].

Исследования методами космической геодезии и гравиметрии на Дальнем Востоке России (в Приморье, Хабаровском крае и на Сахалине) активно развиваются в последнее десятилетие [3, 4, 5, 6, 7]. В основе комплексирования методов лежит появившаяся возможность равнозначности измерений. Микрогальная гравиметрия соответствует миллиметровой точности GPS измерений. Бурная сейсмическая активность региона позволяют получить представление о косейсмических эффектах даже на расстояниях в сотни километров от эпицентра. В нашей работе представлены результаты измерений в дальней зоне Японского землетрясения (Tohoku-Oki) 11 марта 2011 года ($M_w = 9,0$). Наши GPS измерения проводились по профилям, расположенным на севере Приморья и в Хабаровском крае. Комплексные гравиметрические исследований проводились в 2010-2012 гг. на ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». В измерениях использованы относительные и абсолютные гравиметры микрогального уровня. На расстояниях 1000-1500 км от эпицентра косейсмические смещения составляют от 5 до 1 см, выделено опускание пунктов. Проведено разделение эффектов подготовки землетрясения и косейсмического скачка.

Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

TALY plate height velocity, 2004-2010, 578.929 m

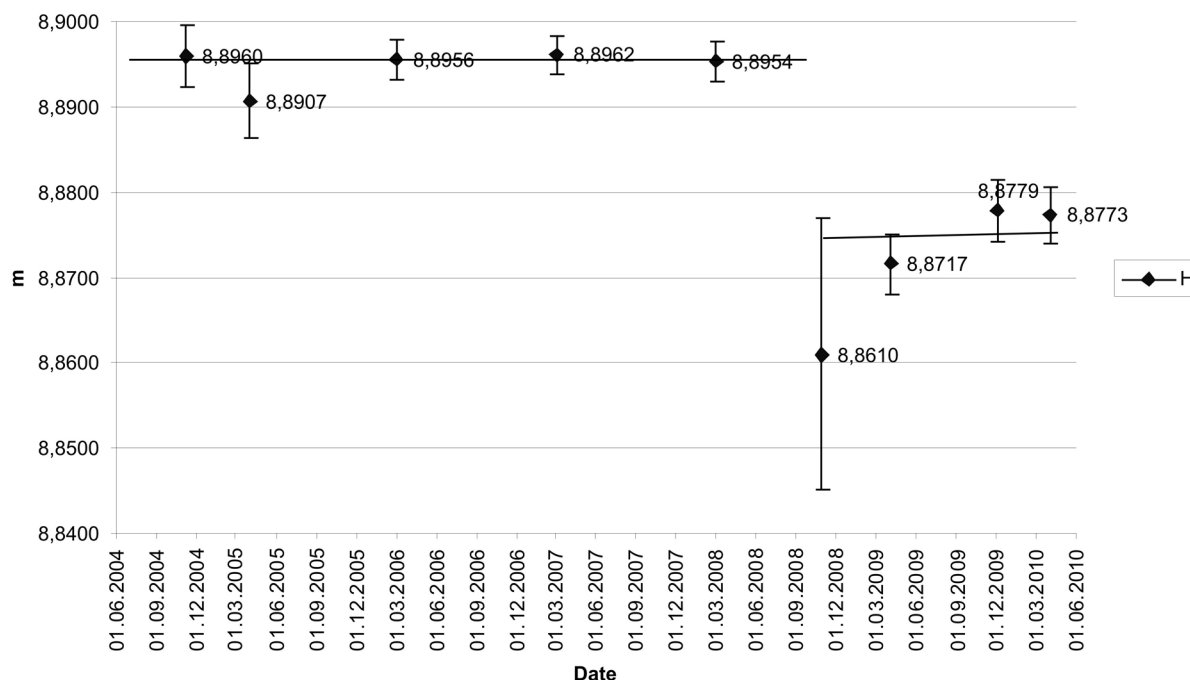


Рис. Геоцентрическое решение (период наблюдений 2004-2010 гг.) – вертикальное смещение (+ вверх), интегральный скачок при Култукском землетрясении (27.08.2008, $M = 6,5$, эпицентр на дне озера Байкал) – опускание пункта (-20 мм).

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика, январь-февраль 2009. Т. 12. № 1. С. 45-54.
2. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Грибанова Е.И., Семибаламут В.М., Тимофеев А.В., Ярошевич А.В. Скорости деформаций и смещения в эпоху сильного землетрясения на Южном Байкале // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 8. С. 1040-1061.
3. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 4. С. 39-49.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Тимофеев А.В., Стусь Ю.Ф., Калиш Е.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Сизиков И.С., Колпашикова Т.Н., Прошкина З.Н., Седусов Р.Г. Косейсмические эффекты в дальней зоне японского землетрясения 11.03.2011. По данным космической геодезии и гравиметрии // Известия высших учебных заведений, раздел геодезия и аэрофотосъемка, 2013. № 4. С.93-98.
5. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений // Геодезия и картография, август 2011. № 8. С. 35-43.
6. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // Geophysical Journal International, 2011. Issue 2, February. V. 184. P. 529-540.
7. Timofeev V., Kulinich R., Valitov M., Stus Y., Kalish E., Ducarme B., Gornov P., Ardyukov D., Sizikov I., Timofeev A., Gil'manova G., Kulpashikova T. and Proshkina Z. Coseismic effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake measured at Far East Russia continental coast by gravity and GPS methods // International Journal of Geosciences. 2012. doi: 10.4236/ijg.2012, 2013, 4, 362-370

**СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА
В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ**
Тимофеев В.Ю.¹, Ардюков Д.Г.¹, Тимофеев А.В.¹, Соловьёв В.М.², Шибаетов С.В.³

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
г. Новосибирск, timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

²*Геофизическая Служба СО РАН, г. Новосибирск*

³*Якутский Филиал Геофизической Службы СО РАН, г. Якутск*

В работе рассматривается современная геодинамическая обстановка на Дальнем Востоке России, где сходятся три большие тектонические плиты – Евроазиатская, Северо-Американская и Тихоокеанская, а также несколько «микроплит» – Охотоморская, Берингоморская и Амурская. Проанализированы имеющиеся данные о положении межплитных границ и полюсов взаимного вращения плит, о сейсмичности региона. Рассмотрены модельные и экспериментальные данные для плитных движений региона. Глубинное строение региона рассматривается с использованием данных, полученных различными геофизическими методами.

Взаимодействие тектонических плит Земли в настоящее время активно изучается на основе данных космической геодезии. Так, из известных моделей вращения Евразии можно отметить геолого-геофизическую модель NNR-Nuvel-1A, модель APKIM2000. Изучение параметров вращения тектонических плит проводится на все более продолжительных временных рядах. При построении современных моделей плитного движения обычно исключаются из анализа результаты по южной и центральной частям Азии, как активно деформируемые в настоящее время. Повторяемость результатов экспериментов на различных временных сериях находится в пределах 1 мм. Границы тектонических плит трассируются по северным морям и континентальной части северо-востока России [1]. Положение полюса взаимного вращения Евразии и Северо-Американской плиты, по мнению различных исследователей, находится в широком диапазоне от 74°N, 110°E до 60°N, 135°E, фактически около границы плит [3]. Севернее полюса Эйлера – по дну арктических морей вдоль границы наблюдается растяжение, южнее – сжатие.

Из основных признаков границ отметим повышенную сейсмичность, структурно-геологические особенности, аномалии в температурных, гравиметрических, магнитных и сейсмических полях [5].

Относительное смещение на границе можно проиллюстрировать на примере двух точек границы, по расчётам с использованием моделей Евразии и Северо-Американской плиты. Для точки на берегу океана (72°N, 129°E) смещение относительно Евразии составляет 2,05 мм в год (-0,16, -2,05) на Запад. Для точки на континенте (65°N, 141°E) смещение относительно Евразии составляет 5,22 мм в год (-1,37, -5,04) на ЮЗЗ. Рассматривая остаточные смещения по постоянным станциям северо-восточной части Азии, следует отметить, что станции Билибино (BIL) и Магадан (MAG) имеют аномальные смещения относительно Евразийской плиты, т.е. относятся к Северо-Американской плите. Существует аномальное смещение станции Магадан относительно Билибино, что свидетельствует о наличии границы либо широкой области современного деформирования между этими станциями. Схема взаимодействия плит показывает увеличение сжатия вдоль границы с севера на юг азиатской части Северо-Американской плиты от п. Тикси вдоль хребта Черского. В южной субширотной части хребта граница Северо-Американской и Охотоморской плит характеризуется появлением сдвиговой компоненты горизонтальных смещений. Как отмечено выше, смещение может составлять около 4 мм в год. Значительно южнее, на острове Сахалин, относительное смещение достигает 10 мм в год (Евразии относительно Северо-Американской плиты или Амурской плиты относительно Охотоморской плиты) [4].

Устойчивость литосферных плит при продольной нагрузке является важным элементом плитной тектоники. Учитывая соотношение для критического напряжения, где существует зависимость от мощности слоя и эффективного упругого модуля, отметим, что более толстые пласти-

ны – более устойчивы к продольным нагрузкам. Исходя из важности вопроса о толщине слоя, обратимся далее к исследованиям мощности литосферы.

В отношении глубинных сейсмических исследований восток России относится к слабо изученным районам. В 2001-2012 гг. здесь выполнены работы на опорных геофизических профилях 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) протяженностью около 2100 км, 2-ДВ-А от Певека до Хатырки протяженностью около 1100 км, 3-ДВ от Сковородино до Якутска протяженностью более 1000 км [2]. Вдоль профилей выполнены сейсмические наблюдения, в том числе, с использованием новой технологии ГСЗ (рис.). Исследования проводились в пределах Северо-Американской тектонической плиты (2-ДВ-А), на границе Северо-Американской и Охотоморской плит (2-ДВ) и на границе Евроазиатской и Амурской плит (3-ДВ).

Интерпретация материалов выполнялась с использованием алгоритмов двумерной сейсмической томографии и отдельно обработки данных преломленных и отраженных волн от поверхности Мохоровичича по методике точечных зондирований.

Обобщенные глубинные сейсмические разрезы по опорным профилям составлены на основе данных сейсмотомографического разреза земной коры, определения положения поверхности Мохоровичича по данным головных и закритических отраженных волн и освещают строение земной коры и верхи мантии до глубины около 60 км. По характеру распределения скоростей в земной коре условно выделено четыре слоя: вулканогенно-осадочный, гранитогнейсовый, гранулитовый и базитовый.

Сопоставляя полученный в результате выполненных работ ГСЗ глубинный разрез земной коры по профилю 2-ДВ (см. рис.) с ранее установленным тектоническим районированием видна связь скоростных аномалий с особенностями тектонического строения района. Так, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, дважды пересекаемый профилем, характеризуется блоком с увеличенной мощностью консолидированной коры за счет утолщения базитового слоя и, соответственно, погружением границы М на глубину до 43 и более километров и понижением граничной скорости. Выявлена определенная связь рельефа поверхности Мохоровичича со структурами Яно-Колымской складчатой системы: синклинориям соответствуют положительные формы рельефа границы М, поднятиям – отрицательные.

Геолого-геофизический разрез по профилю 3-ДВ (рис.) крайне дифференцирован по физическим параметрам. Средняя скорость распространения сейсмических волн до поверхности Мохоровичича меняется от 6,3 до 6,6 км/с.

Граничная скорость вдоль профиля меняется от 7,65 до 8,5 км/с. Пониженные значения скоростей ($V_r = 7,75 \pm 0,10$ км/с) установлены в центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области, нормальные ($V_r = 8,0 \div 8,2$ км/с) – на участке Алдано-Ленской плиты и в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Селено-Станового аккреционного складчатого пояса;

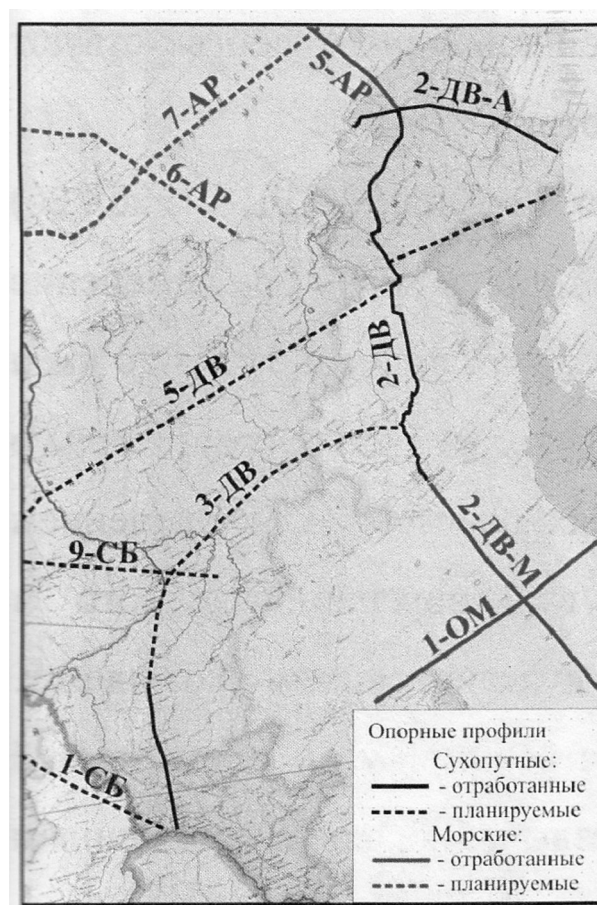


Рис. Положение сейсмических профилей на северо-востоке России.

несколько повышенные значения скоростей ($V_T = 8,1 \div 8,3$ км/с) выявлены под мезозойской Чульманской впадиной и высокие с $V_T = 8,3 \div 8,5$ км/с – в южной части профиля в пределах Верхнеамурского наложенного прогиба Центрально-Азиатского тектонического пояса.

Мощность земной коры по профилю изменяется от 35-40 км в южной части профиля до 46-55 км в северной. Увеличение глубины залегания поверхности Мохоровичича от 38-40 км до 44-46 км происходит в Пристановой складчато-надвиговой зоне и южной части Алданского блока.

Таким образом, в результате проведенных работ получен ряд новых сведений о детальном распределении скоростей в земной коре и верхней мантии, гипсометрии поверхности Мохоровичича, позволяющих делать важные выводы о строении и эволюции структуры региона – востока России. Следует подчеркнуть, что проходящие по континенту границы, возможно, из-за особенностей формирования, практически являют собой «веер» границ, занимающий территорию до сотен километров.

Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
2. Соловьев В.М., Сальников А.С., Шibaев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинное строение области сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит // 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири. Тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием (21-25 октября 2013 г., Новосибирск, Академгородок). Изд-во Полиграфика, 2013. С. 209-213.
3. Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Доклады Академии Наук, 2004. Т. 394. № 5. С. 689-692.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 4. С. 39-49.
5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межлитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 4. С. 489-507.

ЧТО ОПРЕДЕЛЯЕТ СДВИГОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ИЛИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА?

Уткин В.П.

*Дальневосточный геол. институт ДВО РАН
г. Владивосток, stakhor@yandex.ru.*

Главная особенность тектогенеза Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП) – развитие в мезо-кайнозое транзитных левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [1, 2], в которой доминируют три разломные системы, формировавшиеся парагенетически [3]: продольная (стержневая ВАГСЗ) – левые сдвиги, параллельные краю континента (ССВ 25-30°), и две диагональные – приконтинентальная (левые взбросо-сдвиги СВ 50-70°) и приокеаническая (левые и правые сдвиги меридиональные) (рис. 1). Исследован парагенез крупнейших левых сдвигов Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинского продольной системы с опережающими их Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань разломами приконтинентальной диагональной системы (рис. 1, 2). В юре-раннем мелу система диагональных разломов формировалась синхронно с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой орогенной системой (рис. 2) как комплекс дуплексов сжатия (взбросы, надвиги) продольных левых сдвигов. К позднему мелу взбросы диагональной системы трансформировались в левые сдвиги, что привело к раскрытию сдвига Тан-Лу в режиме дуплекса растяжения несоосных левых сдвигов, составляющих Бохай-Амурскую и Южно-Китайскую зоны (рис. 1). Рифтогенное раскрытие Тан-Лу с формированием в позднем мелу-кайнозое рифтовой долины S-образной формы, шириной до 80 км, и примыкающих к ней

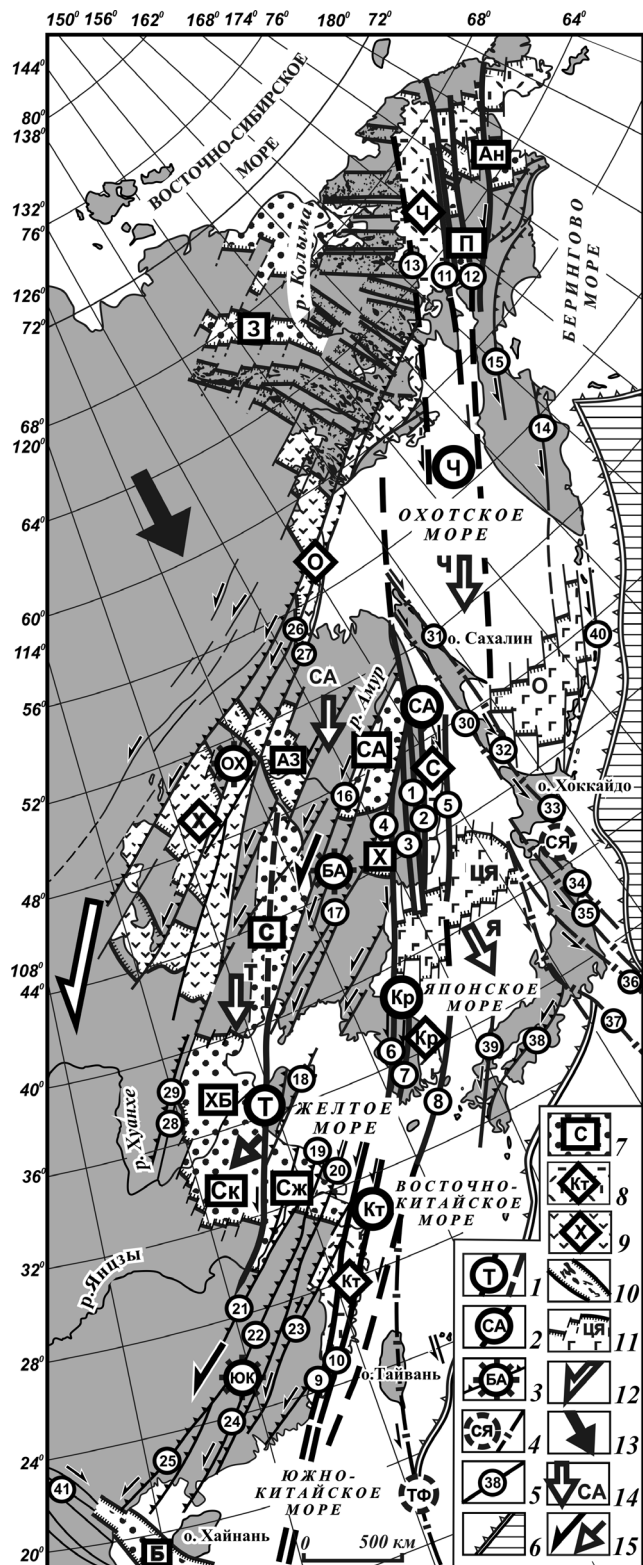


Рис. 1. Инфраструктура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) по [1, 2, 3].

1-2 – продольная система левых сдвигов (СВ 25-300): 1 – сдвиг Тан-Лу (пунктир – предполагаемое продолжение сдвига), 2 – Чукотско-Вьетнамская система, стержневая в ВАГСЗ, и составляющие ее сдвиговые зоны (частные сдвиги зон – кружки с цифрами): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский, 5 – Прибрежный); Кр – Корейская (6 – Ендонг, 7 – Конджу, 8 – Цусимский); Кт-Китайская (9 – Люшуй-Хайфон, 10 – Чанг-Нанао); Ч – Чукотская (11 – Анадырский, 12 – Пенжинский, 23 – Эвенский, 14 – Восточно-Камчатский, 15 – Центрально-Камчатский); 3 – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Илань-Итун, 17 – Дуньхуа-Мишань, 18 – Ялуцзян-Циндао), ЮК – Южно-Китайская (19 – Сунтао-Душаньский, 20 – Байлу-Хэцу, 21 – Цзюэньский, 22 – Ганьцзянский, 23 – Шаоу-Хэюань, 24 – Сыхуэй-Учуаньский, 25 – Миншань-Дуньсин), ОХ – Охотско-Хинганская (26 – Северо-Удский, 27 – Улигданский, 28 – Тайдун, 29 – Цзыцзягуанский); 4 – диагональная приокеаническая система сдвигов: СЯ – Сахалин-Японская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идоннаппу, 34 – Хитокабэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итоигава-Шизуока), ТФ – Тайвань-Филиппинская; 5 – прочие разломы вне выделенных зон: 38 – Срединная Тектоническая Линия, 39 – Нагато, 40 – Срединно-Курильский, 41 – Красной реки; 6 – зона Беньофа (субдукции) и океаническая кора (штриховка); 7 – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, АЗ – Амура-Зейский, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, П – Пенжинская группа, СК – Северо-Китайский, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский, З – Зырянский, Б – Бак-Бо); 8 – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; 9 – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 10 – сосдвиговые структуры растяжения, контролируемые субинтрузивный кислый магматизм; 11 – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, О – Охотская; 12 – направление смещения континента; 13 – направление главного сжатия; 14 – направления сосдвигового сжатия: СА – Сихотэ-Алинского, Я – Японского, Ч – Чукотского, Т – Тан-Лу; 15 – направление растяжения при трансформации сдвига Тан-Лу в рифт (полая стрелка) в условиях левосдвиговых смещений (жирная стрелка) СЗ крыльев несоосных Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон.

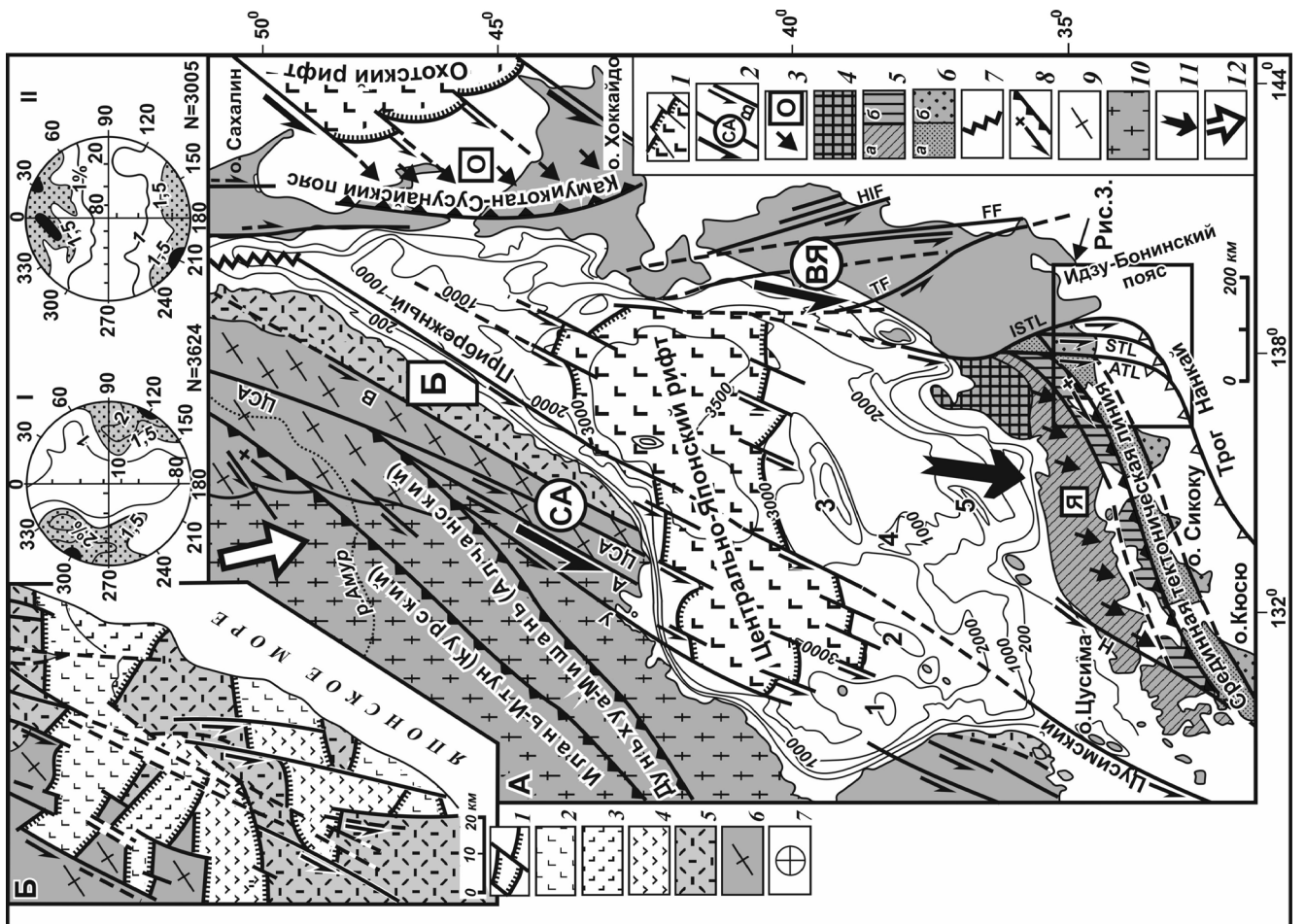


Рис. 2. Динамо-кинематическая схема формирования Япономорского региона (по [2] с дополнениями).

1 – рифты с корой океанического типа (дуплексы растяжения несоосных левосдвиговых зон). Сдвиго-раздвиговые границы рифтов отражены в ступенчатой конфигурации изобаты 3000 м (1-5 – цифры, расположенные ниже Центрально-Японского рифта – основные поднятия с континентальной корой); 2 – сдвиговые зоны и составляющие их левые сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский, В – Восточно-Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, ННФ – Хитокабэ-Ирия, ISTL – Итогава-Шизуока, ATL – Акаши, STL – Сасаума); 3 – фронтальные пояса сжатия: О – Охотский, Я – Японский; 4 – древний массив Хида; 5-6 – зональное строение юго-западной Японии: преимущественно среднетриасовые каменноугольные комплексы, идентичные Сихотэ-Алинским (5а), юрский аккреционный комплекс (пояса: Самбагава, Чичибу, Курасагава) (5б), мелоканзойский аккреционный пояс Шиманто (6); а – северный пояс, главным образом, поздний мел, б – южный пояс, палеоген-ранний миоцен; 7 – рифт Тарского пролива; 8-9 – взбросо-сдвиги (8), формировавшиеся в раннем мезозое как взбросы в одном плане с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой орогенной сис-темой (9); 10 – архей-протерозойский кратонген, включающий Буреинский, Цзямусы, Ханкайский массивы и Сино-Корейский кратон; 11 – направление смещения Юго-Западной Японии; 12 – направление главного сжатия.

Врезка Б. 1-4 – содвиговые структуры растяжения (1), контролирующие базальтоиды: позднемиоценовые (2), ранне-среднемиоценовые (3), палеоцено-олигоценные (4); 5 – позднемеловые вулканоплутонические комплексы первого этапа содвигового растяжения коры с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; 6 – раннемеловой складчатый фундамент вулканического чехла; 7 – диаграммы (верхняя полусфера) массовых замеров тектонических сместителей (I) и погружений тектонических штрихов (II), отражающие формирование структур растяжения в сдвиговом поле; N – количество замеров.

осадочных бассейнов, как и раскрытие Восточно-Амурского рифта, сформированного вдоль ЦСА сдвига [3], происходило в условиях левостороннего смещения СЗ крыльев несоосных сдвигов на ЮЗ (рис. 1), отражая смещение в этом направлении Азиатского континента.

По аналогии с дуплексным развитием рифта Тан-Лу изучено формирование Центрально-Японского рифта (ЦЯР) как дуплекса растяжения несоосных Сихотэ-Алинской (амплитуда смещения не менее 500 км [2]) и Восточно-Японской (амплитуда – около 800 км [4]) левосдвиговых зон (рис. 2), формировавшихся синхронно, отражая время длительного (поздний мел-кайнозой) раскрытия Японского моря с максимальным в миоцене. В результате сосдвигового раскрытия ЦЯР Юго-Западная Япония смещалась на юг в сторону океана с генерацией в мелу-кайнозое фронтального сжатия, результатом которого было наложение на домеловые структуры Японии процессов динамометаморфизма и формирование чешуйчато-надвигового пояса Шиманто (рис. 2). Пояс Шиманто, как и другие пояса, на востоке в горах Акайши срезаны и растащены по системе левых сдвигов (рис. 2), демонстрируя миоценовый этап [5 и др.], а возможно, и более позднюю активизацию левых сдвигов, что проявлено в новейшей морфологии дна акватории к югу от Японии (рис. 3). Здесь эти сдвиги, морфологически уверенно прослеживаясь на юг до границы континента, и не проникая ниже зоны Беньюфа (предполагаемой зоны субдукции океанической коры), левосторонне смещают нависающий край континента с развитием фронтальных



Рис. 3. Левосдвиговые дислокации нависающего края континента в пределах акватории к югу от Японии (местоположение космического снимка см. на рис. 2). 1 – левые сдвиги (тектонические линии): ATL – Акайши, STL – Сасауама, ISTL – Итоигава-Шизуока; 2 – зона срыва нависающего края континента, над которой сформированы сосдвиговые фронтальные чешуйчато-надвиговые структуры, слагающие северо-западный борт трога Нанкай; 3 – Срединная Тектоническая Линия (MTL), формировавшаяся, в основном, до отчленения Юго-Западной Японии от континента, в составе диагональной приконтинентальной системы взбросо-сдвигов (рис. 2).

чешуйчато-надвиговых структур, образовавших крутой северо-западный борг трога Нанкай (рис. 3), который, по нашему мнению, является структурно-кинематическим аналогом пояса Шиманто. Синхронность развития тектонической триады (структуры тылового растяжения, фронтального сжатия и фланговые сдвиги) дают основание считать, что тектоно-стратиграфическое наращивание Юго-Западной Японии на юг является результатом ее смещения в этом направлении (рис. 2), а не следствием субдукции океанической коры в ССЗ направлении, как считается. Идентичный пояс фронтального сжатия сформирован в результате сосдвигового раскрытия Охотского рифта (рис. 2), что подтверждает генетическую совокупность развития сосдвиговых ансамблей тылового растяжения и фронтального сжатия континентальных масс.

Установленные левосдвиговые смещения на сотни км ЗС-З крыльев транзитных сдвигов в ЮЮ-З направлении – прямое свидетельство дискретного смещения в этом направлении Азиатского континента, что, прежде всего, по нашему мнению, и определило левосдвиговой тектогенез АТЗП с формированием ВАГСЗ. В условиях возможной субдукции океанических плит и (или) надвигания континента на океаническую кору генерировались своеобразные для АТЗП магматические образования, а сдвиговая кинематика восточной окраины Азии (поздний мел-кайнозой), разрушая свой нависающий край (развитие синсдвиговых структур растяжения), создавала условия воздымания мантийных диапиров, инъекций магм (транзитный Восточно-Азиатский вулcano-плутонический пояс) и глубинных флюидов в континентальную кору, а также формирование эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин окраинных морей [1, 2, 3].

Смещение континента в ЮЗ направлении (рис. 1) проявлено в синхронном развитии закономерно сочетающихся тектонических ансамблей, образующих триаду глобального масштаба: фланговый простой левый сдвиг (ВАГСЗ), тыловая структура растяжения (распад и просадка Арктического края Евразии), фронтальная структура сжатия (Альпийско-Гималайский ороген) [1, 2, 3]. Развитие триады происходило в условиях постоянно существующих ротационных сил (сил Этвеша), направленных от полюсов в направлении экватора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН. 1978. Т. 240/ № 2. С. 400-403.
2. Уткин В.П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73-87.
3. Уткин В.П. Сдвиговой структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 3. С 21-43.
4. Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island. 1992. V. 1. P. 51-63.
5. Tanabe H., Kano K. Shite crystalline study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island. 1996. V. 5. P. 56-68.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ТЕРРЕЙНЫ КАМЧАТКИ: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИКА

Цуканов Н.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

г. Москва, nvts_ov@rambler.ru

Ведущим процессом в формировании фундамента современной Камчатской активной континентальной окраины являлась коллизия и аккреция тектоно-стратиграфических террейнов островодужной природы (рис. 1а) [3, 7]. Выделяются структурно-вещественные комплексы, которые являются фрагментами террейнов Западно-Камчатской (ЗКД) [1], Озерновско-Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) [1, 4, 7] вулканических дуг. Они разделяются комплексами пород, сформировавшихся в окраинноморских и задуговых бассейнах, и характеризуются следующими особенностями строения и состава слагающих их образований.

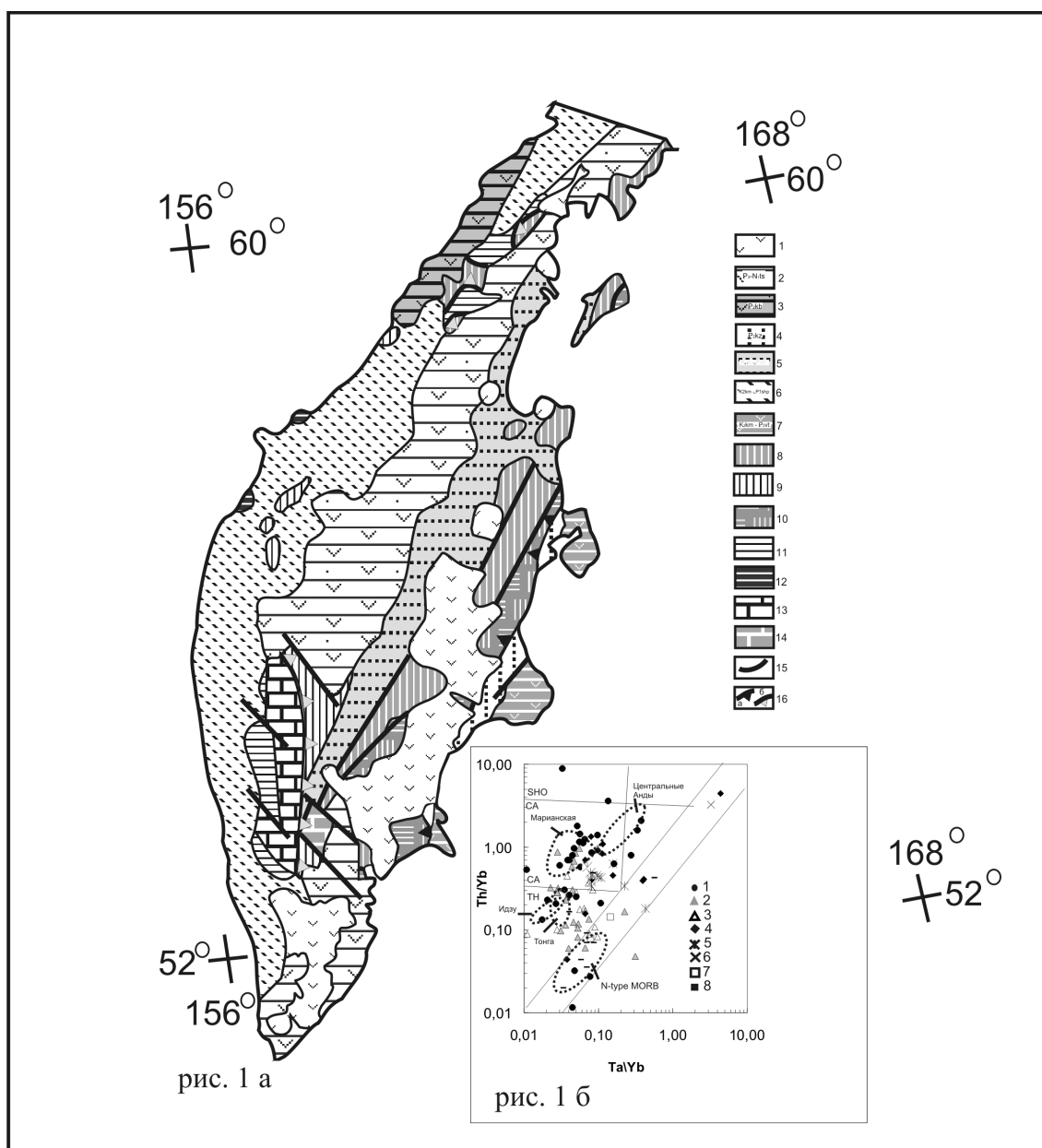


Рис. 1. а. Тектоническая схема Камчатки: 1-3 – вулканические пояса: 1 – Восточно–Камчатский; 2 – Центрально–Камчатский; 3 – Западно–Камчатский; 4-6 – осадочные бассейны (прогибы): 4 – Тюшевский, 5 – Центрально–Камчатский, 6 – Западно–Камчатский; 7-12 – террейны: 7-9 – островодужной природы: 7 – Восточных полуостровов, 8 – Озерновско–Валагинский, 9 – Западно–Камчатский; 10-12 – океанической природы: 10 – Ветловский, 11 – Ирунейский, 12 – Омгонский; 13-14 – метаморфические комплексы: 13 – Срединно–Камчатский, 14 – Ганальский; 15 – разломы; 16 – коллизионные швы: а – Гречишкина, б – Лесновско–Андриановский.

б. Магматические комплексы вулканических дуг и поясов: 1 – верхнемеловые Озерновско – Валагинской ($K_2st-m-P_1d$); 2-3 – Кроноцкой (2 – K_2cn-m ; 3 – $K_2m_2-P_2$); 4 – Ирунейской (K_2st-m); 5 – Западно–Камчатской (K_2cn-km); 6 – Корякско–Западнокамчатского (граниты); 7 – 8 – задуговых бассейнов (7 – Ирунейского, 8 – Лесновского).

1. Присутствие фрагментов офиолитовых комплексов различной природы в КД и ОВД: фрагменты океанической коры апт-альб-сеноманского возраста, надсубдукционные офиолиты, представленные гипербазитами, габброидами и долеритами, предположительно мелового возраста. Офиолиты различных сегментов ОВД и КД имеют сходные геохимические характеристики.

2. Активный вулканизм в ЗКД проявлялся в коньяк-кампанское время, в ОВД вулканизм фиксируется с сантон-кампана по даний, а в КД – с коньяк-кампана по средней эоцен.

3. В ЗКД в южном сегменте преобладают базальт-риолитовые комплексы известково-щелочной серии, а для северного сегмента характерны базальты толеитовой серии [1]. Для ОВД также характерна гетерогенность составов островодужных вулканитов в разных сегментах. На п-ове Озерной преимущественно развиты толеитовые базальты; в хр. Кумроч распространены эффузивы известково-щелочной и толеитовой серий; в хр. Тумрок – пикриты и базальты толеитовой серии; в Валагинском хребте – обогащенные пикриты и толеитовые базальты, а также вулканиты известково-щелочной серии. В ЗКД и ОВД присутствуют в небольшом объеме вулканиты высококалиевой шошонитовой серии. Для КД, полученные данные, позволяют говорить о гетерогенности вулканизма вдоль простирания дуги для верхнемеловых магматических комплексах и отсутствие таковой для кайнозойских комплексов. Верхнемеловые магматические образования северного сегмента представлены преимущественно породами толеитовой дифференцированной серии (п-ов Камчатский), среднего сегмента – высокоглиноземистой толеитовой серией (Кроноцкий п-ов) и южного сегмента как низкокалиевой толеитовой, так и умеренно-калиевой известково-щелочной серий (п-ова Мыс Налычева и южная часть п-ова Шипунский) [5].

4. Геохимические и изотопные данные по изученным породам островодужных террейнов (рис. 1б) свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматических вулканических дуг (КД и ОВД) и в палеодугах с увеличенной мощностью коры для ЗКД [1, 5]. Исходные магмы образовывались из в разной степени деплетированных или обогащенных по высокозарядным элементам гранатовых или шпинелевых лерцолитов [1, 2].

5. Аккреция и коллизия островодужных террейнов происходила в разное время: для ЗКД время коллизии определяется маастрихтом, для ОВД – ранним-средним эоценом [4], а для КД – олигоценом-миоценом.

Островодужные террейны отделяются от окраины Азиатского континента комплексами Лесновского, Ирунейского и Ветловского террейнов окраинноморской и задуговой природы. Комплексы, формировавшиеся в пределах этих бассейнов, имеют возраст: в Лесновском – мел-эоцен, в Ирунейском – альб-кампан-маастрихтский, Ветловском – кампан-маастрихт-эоценовый [1, 4, 7].

Существует несколько сценариев формирования фундамента современной активной континентальной окраины Камчатки [1, 3-4, 6-7 и др.].

Анализ времени начала и окончание активного вулканизма и его геохимическая специализация позволяют предполагать, что ЗКД, ОВД и КД заложилась примерно в одно время – коньяк(?)–сантон-раннекампанское. Комплексы ЗКД были аккрецированы в маастрихте, когда в ОВД и КД продолжался активный вулканизм. Согласно [1], ЗКД являлась самостоятельной дугой и была отделена от КД и ОВД окраинным Ирунейским бассейном.

Некоторые особенности строения фундамента ОВД и КД, а также характер вулканизма позволяют предполагать, вслед за [6], что в коньяк-сантон-раннекампанское время – это была одна структура. Для этого времени характерен вулканизм толеитовой серии, а офиолитовые комплексы Кроноцкого и Валагинского и Кумрочского и Камчаткомысского сегментов сходны между собой и имеют близкие геохимические характеристики. Формирование Ветловского окраинного бассейна, началось в южном сегменте в кампанское время и, соответственно, в это время произошло разделение единой Восточно–Камчатской дуги на ОВД и КД. С началом открытия Ветловского бассейна можно связать проявление ультраосновного вулканизма хр. Тумрок и Валагинский. К датскому времени вулканизм в ОВД практически прекращается и в раннем-среднем эоцене происходит коллизия ОВД с вновь сформированной Камчатской окраиной, которая маркируется в это время Корьякско–Западнокамчатским вулканическим поясом. В КД активный вулканизм продолжается до среднего эоцена включительно. Ширина Ветловского бассейна в это время не превышает первых сотен километров и, начиная с позднего эоцена-олигодена начинается закрытие ветловского бассейна и накопление терригенных комплексов в преддуговом Тюшевском прогибе.

Вулканизм в пределах КР продолжался до эоцена, за это время происходит поглощение спре-

дингового хребта Кула–Тихоокеанской плит и в зоне субдукции поглощается Тихоокеанская плита, при этом характер вулканизма вдоль всей дуги становится одинаковым.

Исследования были поддержаны РФФИ (грант № 11-05-00086).

ЛИТЕРАТУРА

1. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
2. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной части Камчатки // Геохимия, 2009. № 4. С. 348-377.
3. Левашова Н.М. Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1999. 22 с.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит, труды ГИН 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
5. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Докл. РАН, 2010. Т. 434. № 5. С. 656-660.
6. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваам-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН, 2006. Т.409. №5. С. 658-661.
7. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Оюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика, 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ И ДРУГИЕ ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Шакиров Р.Б.¹, Обжиров А.И.¹, Жарков Р.В.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН

г. Владивосток, ren@poi.dvo.ru, obzhirov@poi.dvo.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

г. Южно-Сахалинск, rafael_zharkov@mail.ru

Характеристики распределения природных газов фумарольных и термальных полей Курильской островной дуги, полученные предшественниками [1, 2, 3, 5, 6], указывают, что углеводородные компоненты – неотъемлемая часть вулканических газов Курильской зоны субдукции. Углеводородные газы также обнаружены во многих других вулканических районах мира, приуроченных к границам литосферных плит [6]. Состав газов вулканических систем Курильских островов активно изучался в 70-е годы, в последующие десятилетия интенсивность этих исследований резко упала вплоть до отсутствия актуальных данных. Было установлено, что основными компонентами дегазации вулканов Курильских островов являются CO₂, CO, H₂, HCl, H₂S, NH₃, CH₄, N₂, HCNS, SiF₄, B(OH)₃, Ar и др. Основным компонентом дефлюидизации вулканов являются пары воды (90-95 %).

В общем случае в газах Курильских вулканов преобладает углекислый газ, затем в порядке уменьшения концентрации следуют сернистые газы и азот. На этом фоне иногда выделяются источники преимущественно азотного и азотно-углекислого состава. По содержанию углеводородных газов резко выделяется остров Итуруп, где концентрации метана в сумме с углеводородными газами достигали 58%. Измерения, сделанные в прежние годы из различных источников о. Итуруп подтверждают здесь ураганные концентрации углеводородных газов [3]. Содержание CO₂ в вулканических газах вулканов Курильских островов в среднем составляло 68 %, кислорода 6,7 %, азота 28 %, углеводородных газов (в сумме) 4 %, угарного газа 0,04 %, сероводорода 3,9 %, сернистого газа 0,8 %, хлористого водорода 0,4 %, водорода 1,1 %, благородных газов (аргон, криптон, ксенон в сумме) 0,6 %, гелия и неона в сумме не более 0,01 %. Средние значения приведены для представления лишь самой общей характеристики распределения газов Курильских вулканов. Более или менее равномерно распределены только углекислый газ, сернистые газы, а целый ряд компонентов, таких как метан, его гомологи и азот имеют очень контрастный характер распространения. Содержание водорода в отдельных случаях также достигало ураганных значений (39,

влк. Черный, о. Чирпой). Кислород в целом равномерно распределен и в норме не превышает одного процента. Всплески концентраций этого газа обычно связаны с захватом атмосферного воздуха при отборе проб. На некоторых островах зафиксированы аномально высокие содержания азота до 99% (о. Итуруп, о. Кунашир) при концентрациях кислорода близких к нулю. Примечательно, что на этих островах и в тех же объектах (о. Итуруп: ист. Горячий, Сернозаводский, Рейдовский; о. Кунашир: ист. Третьяковский, ист. Верхне-Столбовской, месторождение парогидротерм «Горячий Пляж») предшественниками отмечены также максимальные концентрации метана [3]. Так, в Рейдовском источнике содержание азота составляло 52,6-80,5 % при содержании метана 7,4-13,3 %, в источнике Горячий Ключ 28,3 % и 57,73 %, а на о. Кунашир в источнике на участке «Горячий пляж» 64,98 % и 21,17 % соответственно. В регионе подобная взаимосвязь уже отмечалась на межплитной границе другого типа: наблюдения за вариациями химического состава газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о. Сахалин) выявили увеличение содержания углеводородных газов и азота на фоне снижения концентраций углекислого газа под влиянием Невельского землетрясения 2007 г. в южной части Центрально-Сахалинского разлома [4]. В фумаролах вулканов Менделеева, Головнина и других с температурами 60-115 °С содержание углеводородных газов достигало 22 %, но большей частью не превышало 0,005 % [2].

По нашим данным (2009-2013 гг.) по изотопному составу углерода метана и углекислого газа на о. Кунашир выделяется 4 основные группы газов (рис.). Четко отделен источник «Добрый Ключ» (поле 1). Примечательно, что метан из этого источника характеризуется самой высокой долей тяжелого изотопа углерода по сравнению со всеми остальными источниками. При этом основным газом источника является азот, по всей видимости, эндогенного происхождения. Во вторую группу (поле 2) вошли газы термальных источников и ключей вулканов Менделеева и Головнина. Отдельной группой выделяются свободные газы парогазовых струй сольфатар вулкана Менделеева (поле 3). Особняком стоит источник (правый нижний угол диаграммы) на вулкане Менделеева на высоте 410 м со стороны северо-западного сольфатарного поля.

Изотопный состав углерода углекислого газа фумарол изменяется от -1,1 до -8,7 ‰, а метана от -16,1 до -38,4 ‰. На о. Итуруп установлено (2012 г.) что метан из фумаролы верхнего фумарольного поля вулкана Баранский характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -6,4 ‰ при $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ +2,4 ‰. Это самые «тяжелые» изотопные соотношения углерода метана, обнаруженные на Дальнем Востоке. Данный метан неорганического происхождения относится к типично ювенильным газам. В газах вулканов Баранский и Иван Грозный обнаружение предположительно ювенильного метана (0,03 % об.) и CO_2 (74 %) удалось отбору проб во время вулканической активности, которая началась 16 августа 2012 года. В 2013 г. отбор был выполнен более детально, анализ 12 проб газа показали среднее значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -5,6 ‰ что подтверждает данные 2012 г. Изотопный состав углекислого газа на о. Итуруп в 2013 г. выявил «облегченные» относительно 2012 г. значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ от -2,4 до -6,3 ‰, причиной чему может быть спад активности этих вулканов. Существуют различия в газовом составе между привершинными сольфатарами, термальными источниками на вулканических склонах и обособленными геотермальными проявлениями. Причины раз-

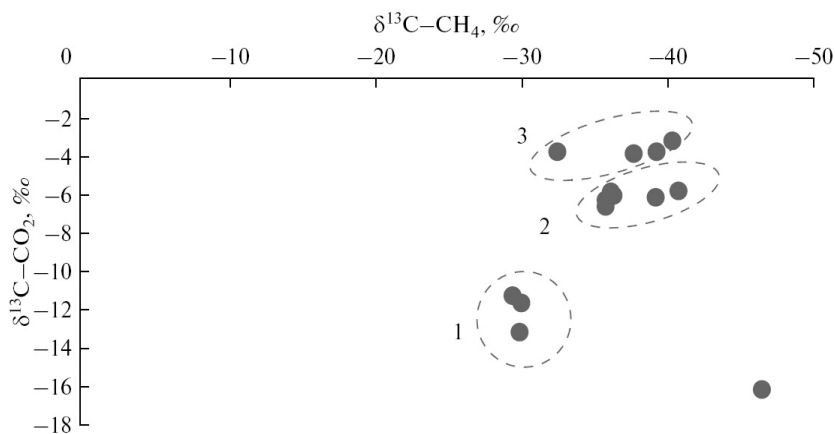


Рис. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ метана и углекислого газа вулканов Менделеева и Головнина на о. Кунашир, 2009 г.

казали среднее значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -5,6 ‰ что подтверждает данные 2012 г. Изотопный состав углекислого газа на о. Итуруп в 2013 г. выявил «облегченные» относительно 2012 г. значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ от -2,4 до -6,3 ‰, причиной чему может быть спад активности этих вулканов. Существуют различия в газовом составе между привершинными сольфатарами, термальными источниками на вулканических склонах и обособленными геотермальными проявлениями. Причины раз-

личия – удаленность от эруптивного центра, в результате чего происходит дифференциация газового состава: по удалению уменьшаются концентрации углекислого газа и серосодержащих газов, и возрастает доля углеводородных газов. При этом концентрация метана увеличивается в 10 раз на периферийных источниках по отношению к источникам близким к эруптивным центрам. По совокупности изотопно-газогеохимических параметров углеводородные газы во всех объектах опробования на о. Кунашир относятся к термогенным газам – продуктам преобразования органического вещества субдукцируемых океанических осадков под действием эндогенного тепла и метаморфогенным газам. Этан, пропан и бутан редко превышают содержание 100 ppm и являются сопутствующими продуктами процессов генезиса углеводородов. Основным компонентом в исследованных объектах на о. Кунашир является CO_2 (ср. 53 % об.) за исключением обособленного источника «Добрый Ключ» (CO_2 0,04 %) газовый состав которого представлен преимущественно азотом (93 %). По распределению изотопов углерода углекислого газа, можно отметить тенденцию увеличения доли тяжелого изотопа в «сухих» газах сольфатар по отношению к отдельным ключам и водным термальным проявлениям. По этой же особенности наиболее тяжелый по углероду углекислый газ обнаруживается ближе к эруптивным центрам вулканов.

Охотоморский подводный склон Курильской островной дуги. В морских осадках приостровной части Курильской котловины в 2007-2009 гг. нами выявлен резкий всплеск аномальных концентраций углеводородных газов (C_2 - C_5 в сумме) до 1500 ppm (фон 3 ppm) на двух региональных профилях при приближении к Курильской островной дуге. Также, методом НСП на этих профилях фиксируются аномалии, которые в западных районах Охотского моря соответствуют вертикальным газонасыщенным зонам. Эти и другие данные указывают на усиление генерации углеводородных газов в осадочной толще при приближении к вулканическим аппаратам. Для сравнения, проведены авторские исследования вдоль границы, отделяющей Охотоморскую литосферную плиту от Амурской на примере Западно-Сахалинского, Центрально-Сахалинского, Восточно-Сахалинского и Пограничного разломов. Выявлены современные изотопно-газогеохимические отличия трансформного и субдукционного типов межплитных границ в Охотоморском регионе. В частности, первый характеризуется преимущественно углеводородным типом дегазации, грязевым вулканизмом, «облегченным» изотопными отношениями углерода метана и углекислого газа, а также повышенной газогидратоносностью (выявленной прямыми методами в голоценовых морских отложениях) в отличие от второго. В зоне «сочленения» этих границ нами обнаружен в 2012 г. самый мощный поток восходящего газа со дна Мирового океана высотой до 2200 метров в юго-западной части Курильской котловины с набором минералогических, геохимических и изотопно-газогеохимических параметров указывающих на глубинный генезис газового флюида.

Таким образом, Курильская вулканическая дуга – одна из самых активных систем проницаемости, по которой в атмосферу выбрасывается сложная газовая смесь, отражающая изотопно-газогеохимический процесс межплитной дегазации Курильской зоны субдукции. Неотъемлемыми компонентами являются углеводородные газы различного генезиса, в том числе ювенильный метан. Изучение представленных аспектов является актуальной задачей фундаментальных и прикладных геологических исследований.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ 14-05-00294, 13-05-93000, 13-05-00544 и гранта ДВО РАН 12-III-A-07-139. Газохроматографические анализы выполнены в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (Свидетельство Росстандарта № 49 от 01 августа 2012 г.). Газогеохимическая съемка и непрерывное сейсмическое профилирование в Охотском море 2006-2009 гг. выполнено ТОИ ДВО РАН совместно с ФГУНПП «СЕВМОРГЕО». Исследование газогидратов выполняется в рамках Российско-Японско-Корейского проекта «Sakhalin Slope Gas Hydrates» SSGH-2. Масс-спектрометрические анализы выполнены в ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН и Университете Хоккайдо (Япония).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н. Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
2. Высоцкий И.В. Геология природного газа. М.: Недра, 1979. 392 с.
3. Гидротермы Курильской вулканической области. Отчет ДВНЦ АН СССР ИВ в 2-х кн. Отв. исп. Л.Н. Барабанов. Петропавловск-Камчатский, 1976. 787 с.
4. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения, 2010. № 42. С. 49-57.
5. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 211 с.
6. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток. Дальнаука, 1999. 184 с.
7. Taran Yu. Commission on the chemistry of volcanic gases. Newsletter. No. 21. International association of volcanology and chemistry of the earth's interior December 2010. 23 p.

СДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПИЛЬДА-ЛИМУРИЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (НИЖНИЙ АМУР)

Юшманов Ю.П.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан, e-mail: yushman@mail.ru*

Исследуемая территория расположена в северном сегменте Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса, наложенного на мезозойские осадочные образования одноименного орогенного пояса (рис.). По особенностям геологического строения здесь выделяются две тектонические зоны – Прибрежная вулканическая и Перивулканическая, ограниченные с флангов

Лимурчанским и Приозерным глубинными разломами, расположенными на продолжении Центрального Сихотэ-Алиньского сдвига. Особенностью тектонического строения Прибрежной зоны является двухъярусное строение. Верхний ярус образуют базальты, андезибазальты, андезитодациты и риодациты позднего мела – палеоцена. Вулканогенные отложения на востоке скрыты водами Татарского пролива. С запада они ограничены Приозерным глубинным разломом, который прослеживается на 270 км от оз. Орель на севере до оз. Кизи, продолжаясь на юг на 320 км.

Прибрежной зоны, сложенный преимущественно мезозойскими терригенными интенсивно дислоцированными отложениями Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов аккреционного клина [3]. Журавлевско-Амурский террейн на западе по Лимурчанскому глубинному разлому граничит с Ульбанским террейном. В Ульбанском террейне преобладают верхнетриасово-юрские и юрские интенсивно дислоцированные осадочные отложения, а в двух первых террейнах – меловые. Тектоническому районированию отвечают металлогенические зоны, соответствующие Нижнеамурскому и Пильда-Лимурийскому рудным районам. В Нижнеамурской вулканической металлогенической зоне развиты близповерхностные золотосеребряные кварц-алунитовые месторождения, Пильда-Лимурийской перивулканической – золотокварцевые слабо сереброносной формацией, подчиненное значение имеют месторождения и рудопроявления золотосульфидной формации гипабиссального уровня глубинности [5].

Перивулканическая Пильдо-Лимурийская золотоносная зона выступает в тектоническом блоке, ограниченном на западе Лимурчанским, а на востоке Приозерным глубинными разломами, на юге – северо-восточной зоной Киселевского разлома. Глубинные разломы образуют широкую (50-70 км) меридиональную зону вязкого левого сдвига протяженностью 275 км от залива Николая на севере до р. Амур на юге. На геологической карте [4] зона сдвига выражена S-ым флексурным изгибом складчатых мезозойских терригенных толщ. Судя по размерам флексурного изгиба, горизонтальная амплитуда левостороннего сдвига составляет 200 км с учетом разворота складчатых структур к меридиональному простиранию параллельно Лимурчанскому разлому, вертикальная амплитуда по геофизическим данным – 8 км (устное сообщение А.М. Петрищев-

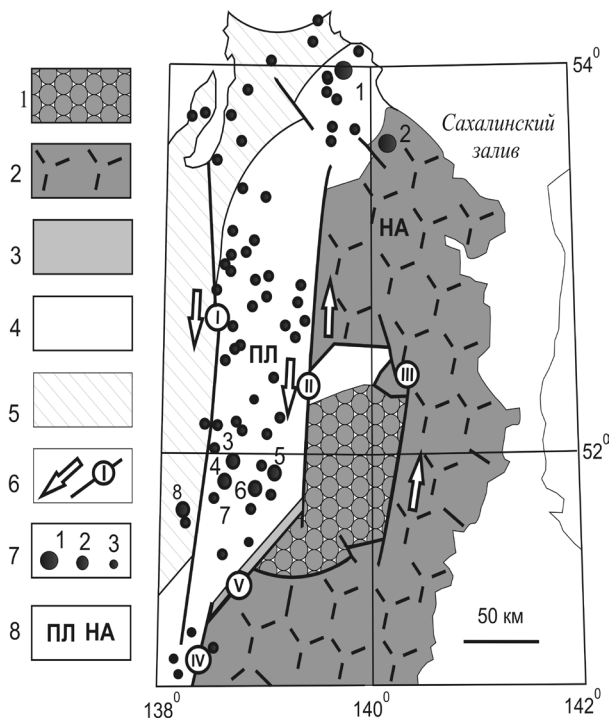


Рис. Тектоническая схема контроля золоторудных месторождений Нижнего Амура (составлена с использованием данных [3, 4]).

1 – Четвертичные континентальные отложения Удиль-Кизинской впадины; 2 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс поздне меловой-неогеновый; 3 – Киселевско-Маноминский апт-сеноманский террейн; 4 – Журавлевско-Амурский террейн раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины; 5 – Ульбанский террейн юрский турбидитовый; 6 – разломы и их номера: I – Лимурчанский, II – Приозерный, III – Утанский; IV – Центральный Сихотэ-Алиньский, V – Киселевский, стрелки указывают направление сдвига; 7 – месторождения золота: крупные (1), средние (2), рудопроявления (3) и их номера: 1 – Многовершинное, 2 – Белая гора, 3 – Покровско-Троицкое, 4 – Агние-Афанасьевское, 5 – Дяппе, 6 – Мартемьяновское, 7 – Учаминское, 8 – Делькен; 8 – рудные районы: ПЛ – Пильда-Лимурийский, НА – Нижнеамурский.

ского). При сдвиге в режиме трансенсии флексура испытала растяжение в центральной части, где геологическим картированием фиксируется основная масса внедрившихся гранитных интрузий нижнеамурской натриевой серии повышенной основности, с которыми ассоциирует золоторудная минерализация. По глубине формирования интрузивы и прочие связанные с ними образования – гипабиссальные, с отклонением в сторону мезоабиссальных и близповерхностных [5].

В зоне динамического влияния Лимурчанского глубинного разлома зона вязкого сдвига прослеживается в северо-восточном направлении на 50 км от Агние-Афанасьевского золотокварцевого месторождения до Учаминского золотоарсенопиритового месторождения и далее на север до Покровско-Троицкого месторождения. Ширина зоны сдвига колеблется от первых сотен метров до 2-3 км. Находит свое подтверждение литологический контроль золотосульфидной минерализации с дисперсным золотом меловыми черносланцевыми толщами (пионерской или лимурийской свит). Эти свиты характеризуются повышенным содержанием углерода (1,5-3 %), золота (до 5-8 г/т) и платины (до 3,5 г/т) [1, 6].

Месторождения Дяппе и Мартемьяновское расположены в золотоносной зоне, контролируемой северо-восточным Киселевским левым сдвигом. В области его динамического влияния прослеживается зона динамометаморфизма (шириной более 1 км) в верхнемеловых осадочных породах. Это отложения сульфидно-углеродистой формации («мартемьяновские» сланцы), которые фрагментарно обнажены и прослежены по азимуту СВ 500 на водоразделе низовьев рек Пильда и Лимури на протяжении 18 км. Черные сланцы слагают ядро антиклинали, а крылья – песчаники меловой лимурийской свиты. Широко проявлено рассеянное оруденение в виде сети тончайших золотоносных прожилков. Штокверки развиты в интрузивных породах и вмещающих сланцах. Развиты линейно вытянутые участки гидротермально измененных и пиритизированных сланцев, содержащих до 5 г/т золота, что обусловлено наличием кварц-лимонитовых жилков. Кроме того, золото присутствует и в пирите, где его содержание достигает 40-50 г/т. Все горные породы месторождения Дяппе золотоносны.

Прежняя концепция обработки месторождений заключалась в селективной выемке богатых золотокварцевых жил со средним содержанием золота 20 г/т [5]. В бонанцах, по воспоминаниям старожилов, на Агние-Афанасьевском месторождении из 20 килограммов кварца получалось

четыре килограмма золота. Селективная отработка богатых рудных тел привела к быстрому истощению запасов. Тонкие прожилки и вкрапленные руды в межжильном пространстве массово не опробовались, оставаясь в целиках. По данным разведочных и эксплуатационных работ, по мере удаления от жил содержание золота во вмещающих породах уменьшается от 5,0 до 0,8 г/т. Таким образом, вмещающие кварцевые жилы зоны дробления, песчаники, сланцы, дайки и штоки с наложенной гидротермальной минерализацией сами являются рудными телами. В зонах дробления содержание золота достигает 120 г/т. Сегодня существующие мировые цены на золото и современные технологии позволяют с экономической выгодой извлекать золото при понижении минимального промышленного содержания до 1,5 г/т и бортового до 0,4 г/т [2]. В этой связи к объектам первой очереди разведки золоторудных месторождений в Пильда-Лимурийском рудном районе можно отнести ранее разрабатывавшиеся мелкие месторождения золота. В зонах вязкого сдвига рудные поля месторождений находятся в структурной обстановке проявления штокверкового и мелкожильного (но многожильного – до десятков и сотен в рудном поле) золото-кварцевого оруденения, а также прожилково-вкрапленных золотосульфидных залежей в мезозойских черносланцевых углеродистых терригенных толщах. Потенциально крупнотоннажными рудными объектами являются рудные поля и фланги месторождений Агние-Афанасьевское, Покровско-Троицкое, Учаминское, Дяппе, Мартемьяновское и Делькен. Суммарный потенциал золота по месторождениям и рудопроявлениям автором оценивается в 1200 т.

В результате исследований установлена главенствующая роль сдвиговой тектоники в локализации золоторудной минерализации в Пильда-Лимурийском районе, где рудные поля ассоциируют с S-образной флексурой, образованной юрско-меловыми терригенными породами в результате левого сдвига амплитудой 200 км по Лимурийскому и параллельным ему разломам, образующим широкую зону вязкого сдвига. Наиболее продуктивный тектонический режим для рудоотложения отвечал условиям локального растяжения на фоне общего латерального сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 261 с.
2. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. Перспективные типы большеобъемных месторождений золота Северо-Востока России. Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья: Сб. науч. Тр. / Под ред. В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокина. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 75-79.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000. Объясн. Зап. / Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Хабаровск: Дальгеология, Таежгеология, 1991. 51 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Невструев В.Г., Беспалов В.Я. Перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений золота на территории Хабаровского края // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), 2010. Т. 4. № 12. С. 507-517.

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

**ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА
В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ:
U-Pb, O и Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМАТИКИ ЦИРКОНОВ**

Акинин В.В.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А.Шило ДВО РАН
г.Магадан, akinin@neisri.ru*

Исследованы разновозрастные магматические, метаморфические и осадочные породы Арктиды или литостратиграфического террейна Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) [1]. Последние изотопно-геохронологические данные [2, 3] указывают на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. В магматической истории ААЧ наиболее отчетливо выделяются девонские гранитоиды и вулканы, триассовые рифтогенные габбро-диабазы и апт-альбские постколлизийные гранитоиды. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триассовых и палеозойских осадках указывают на то, что ААЧ скорее всего являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к северо-американскому континенту Лаврентия [4].

В наших новых исследованиях акцент сделан на исследовании циркона в древнейших ортометаморфических и магматических горных породах из ключевых гранито-гнейсовых куполов региона (Киглуайк, Кооленьский, Куульский), из верхнекоровых ксенолитов фундамента в базанитах о. Жохова (архипелаг Де-Лонга), а также унаследованных ядер в цирконах из меловых гранит-мигматитовых комплексов арктического побережья Чукотки (рис.). В цирконах из перечисленных объектов последовательно сначала датированы разные зоны кристаллов U-Pb SHRIMP-RG методом, затем в тех же точках измерен изотопный состав кислорода (SIMS, Cameca IMS-1270) и в заключении измерен изотопный состав гафния (LA-MCICP-MS, Neptune) в ведущих лабораториях США (Stanford, UCLA, WSU).

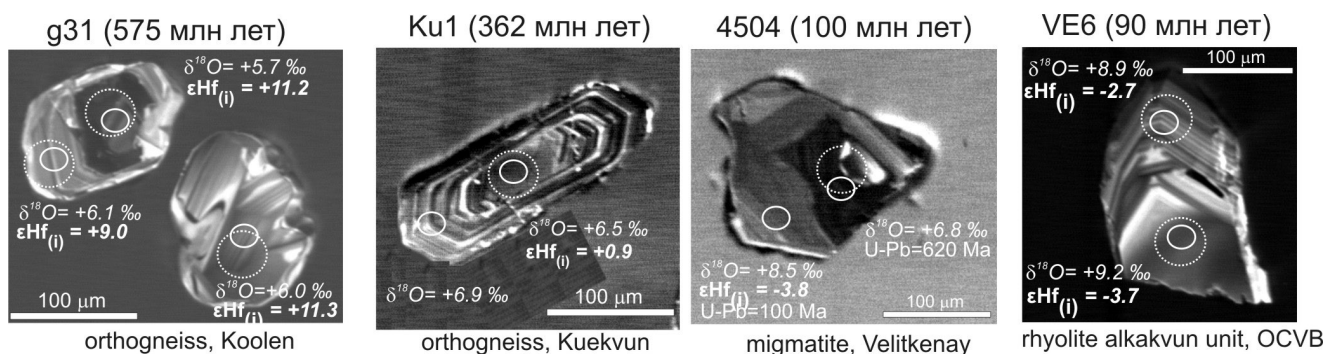


Рис. Примеры исследованных цирконов в позднепротерозойских и девонских ортогнейсах, альбских гранит-мигматитовых комплексах и туронских риолитах (арктическая Чукотка). Кружками показаны области кристаллов, где были измерены U-Pb возраст, а также изотопный состав кислорода и гафния. ные в CL области циркона D₂.

Результаты U-Pb датирования цирконов (всего 30 образцов) позволяют выделить шесть главных эндогенных событий в корообразующей истории ААЧ: 1) 660-570 млн лет – возраст наиболее древнего неопротерозойского гранитного магматизма, даты воспроизводятся в ортометаморфических породах Кооленьского купола, верхнекоровых ксенолитах о. Жохова, в унаследованных ядрах цирконов из альбских гранитов и мигматитов арктической Чукотки и относятся к протоуральско тиманской орогении – самому древнему коллизийному событию, более или менее надежно установленному в современной Арктике [5]; 2) 390-360 млн лет – возраст метаморфизма и магматизма в реконструируемой островной магматической дуге, которая прослеживается фраг-

ментарно от Аляски до Чукотки; 3) 250-260 млн лет – возраст рифтогенного габро-диабазового магматизма, синхронного сибирской провинции LIP; 4) 126-125 млн лет – возраст НАЛР, плюмовой Высокоарктической гигантской магматической провинции [6], субсинхронный гранитоидный магматизм и вулканизм вдоль южного обрамления ААЧ; 5) 109-100 млн лет – возраст гранитоидного магматизма вдоль арктического побережья Чукотки от п. Певек до п. Провидения, характеризующий стадию растяжения (правостороннего скольжения?); 6) 90-80 млн лет – возраст надсубдукционных известково-щелочных вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и синхронных им оловоносных гранитоидов.

Исследование изотопного состава О и Hf в датированных цирконах показало, что событие (1) характеризуется наиболее деплетированными около мантийными метками, в целом, отвечает ювенильному корообразованию. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в таких цирконах составили от +6,2 до +5,3 ‰ (в одном из образцов достигает +3,5 ‰, коровый ксенолит гранита ZH38, о. Жохова), а $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ достигает +12,5 +13 (при вариациях $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ = от +13 до +8, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ = 0,282766-0,282600). В девонских цирконах (событие 2) изотопный состав кислорода варьирует от +6,9 до +6,2, при вариациях $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ от +1,3 до +0,2, демонстрируя близкие к CHUR метки. Наконец, в меловых цирконах из мигматитов, гранитоидов и вулканитов (события 5 и 6) изотопный состав кислорода и гафния указывает на существенную долю зрелого корового материала в источнике магм (в меловых гранитоидах Велиткенайского массива и туронских риолитах алькаквуньской свиты ОЧВП: $\delta^{18}\text{O}$ = +9 до +6,5 ‰, при $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ = от -2,5 до -10). Полученные результаты указывают на ювенильный этап корообразования для ААЧ в эдиакарии и нарастание процессов ассимиляции зрелого корового материала в источнике магм в палеозое и мезозое.

Частично поддержано грантами РФФИ 12-05-00874 и CRDF RUG1-7089-XX-13.

ЛИТЕРАТУРА

1. Churkin, M., Jr., Whitney, J. W., and Rogers, J. F., 1985, The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 79-84.
2. Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka / ICAM–VI. Geophysical Institute Report UAG-R-335; Compilers: D.B.Stone, J.G.Clough, D.K.Thurston, Fairbanks: University of Alaska. 2012. P. 6–7.
3. Amato, J.M., Aleinikoff, J.N., Akinin, V.V., McClelland, W.C., and Toro, J., 2014, Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U–Pb ages, in Dumoulin, J.A., and Till, A.B., eds., Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper 506, p. 29–57, doi:10.1130/2014.2506(02).
4. Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. 2011. Baltica in the Cordillera? *Geology* V. 39 (8), P. 791-794.
5. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., et al. *Gondwana Res.* 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
6. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. 2013. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological magazine*. V. 150 (6), P. 1127-1135.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ПРИРОДА ЦИРКОНА ИЗ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА УЗЯНСКИЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Elena.anikina@igg.uran.ru*

Выполненная ранее [1] U–Pb изотопная систематика полигенной и полихронной (2037–196 млн. лет) совокупности кристаллов циркона из лерцолитов, гранатовых пироксенитов и серпентинизированных дунитов массива Узьянский Крака дополнена исследованиями изотопного состава

гафния, состава микропримесей и состава микровключений в цирконе. Цель исследований состояла в определении природы циркона разных возрастных групп.

В лерцолитах преобладает циркон, в строении которого может быть выделено три различных генерации: 1) ранняя, сохраняющая ростовую зональность (537 ± 5 млн. лет; NP_3); 2) поздняя с низкой или отсутствующей катодолюминесценцией (CL) и 3) люминесцирующие каймы.

Циркон ранней генерации (NP_3) обладает магматическими геохимическими характеристиками [4] (рис. 1). Такой циркон имеет высокие значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282665-0,282760$ и $\varepsilon\text{Hf}_{(T)} = +8,4 - +13,2$, соответствующие деплетированному мантийному источнику $T_{DM} = 0,6 - 0,7$ млрд. лет (рис. 2). Включения в цирконе ранней генерации, представленные F- апатитом (преобладает), биотитом, кварцем и андезином, рассматриваются как синхронные с ними.

Циркон поздней генерации обогащен «несовместимыми» компонентами, в нем фиксируются высокие содержания Ca (<2287 г/т); P (<1318 г/т), Y (<6024 г/т) и РЗЭ (<7172 г/т), Th (<3595 г/т) и U (<1689 г/т) при $\text{Th}/\text{U} > 2$, появляется Li (<9,3 г/т), Sr (<20 г/т). Спектр распределения РЗЭ слабо дифференцированный ($(\text{Yb}/\text{Sm})_N = 3 - 44$) с редуцированной Ce-аномалией. Геохимические особенности циркона поздней генерации сопоставимы с его «гидротермальным» генезисом [4].

Каймы имеют более высокое по сравнению цирконом обеих генераций содержание Hf (> 0,1 %) и более низкое содержание Y (<1200 г/т), РЗЭ (<1000 г/т) и Th (<140 г/т) при $\text{Th}/\text{U} = 0,27 - 0,15$. Содержание Ca (<1500 г/т) в каймах всегда выше, чем в цирконе ранней генерации NP_3 , но ниже, чем в цирконе поздней генерации.

Предполагается, что флюидное воздействие на циркон NP_3 , приводящее к его обогащению Ca, P, Th, U, Y, легкими РЗЭ в результате диффузных процессов, ответственно также и за образование на таком цирконе внешних кайм в результате сопутствующего конгруэнтного растворения-переосаждения [3].

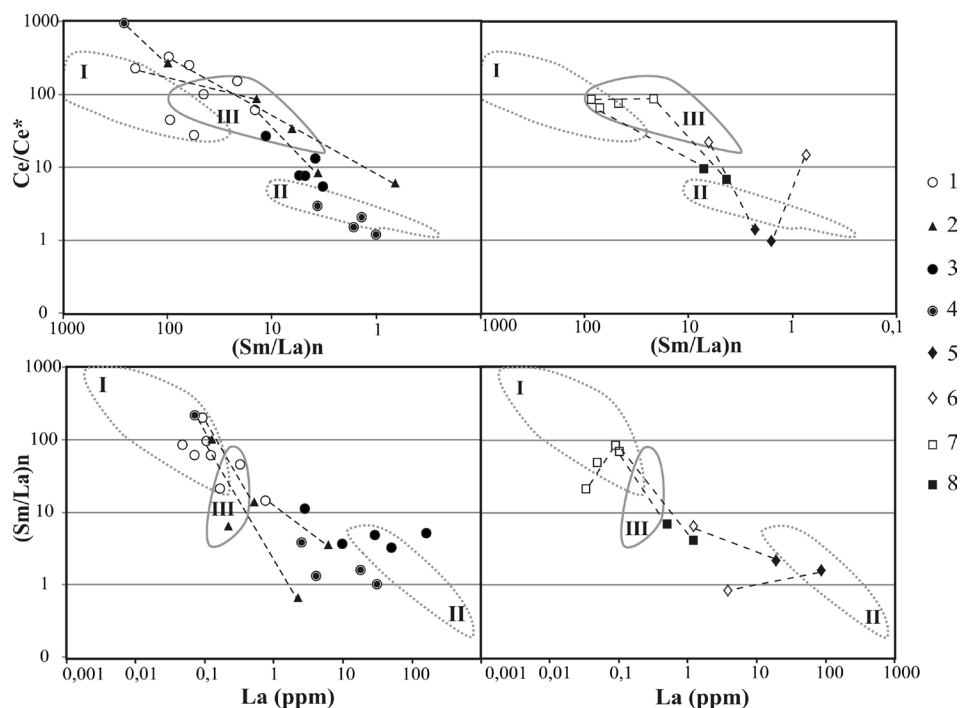


Рис. 1. Дискриминационные графики для магматического и гидротермального циркона: (по Hoskin, 2005) I – поле состава магматического циркона из гранитоидов и диоритов, II – поле состава гидротермального циркона из кварцевых жил в гранитоидах; (по Bingen et al, 2004) III – поле состава метаморфического циркона из эклогитов.)

1 – ранняя генерация циркона NP_3 ; 2 – люминесцирующие каймы на цирконе NP_3 ; 3 – поздняя генерация, ассоциированные с цирконом NP_3 ; 4 – преобразованные («омоложенные») зерна циркона NP_3 ; 5 – внутренние области циркона O_3 ; 6 – внешние, люминесцирующие области циркона O_3 ; 7 – люминесцирующие области циркона D_2 ; 8 – темные в CL области циркона D_2 .

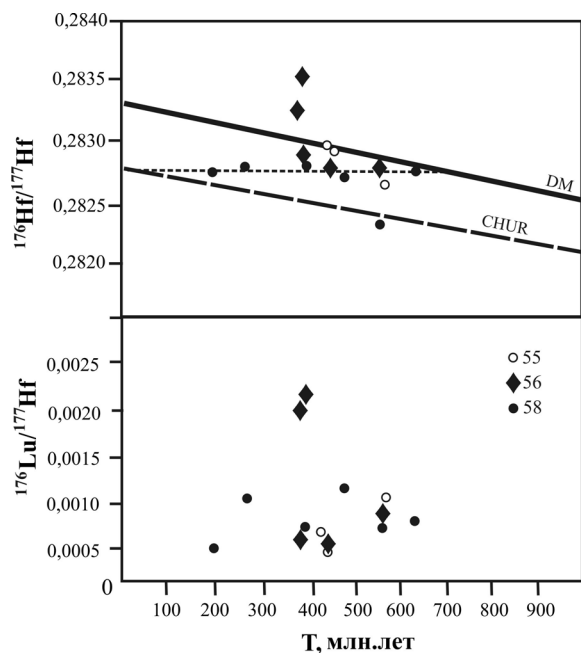


Рис. 2. Начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и измеренные отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в зависимости от U-Pb возраста в цирконе: 1 – из лерцолита, 2 – из гранатового пироксенита, 3 – из серпентинизированного дунита.

В дунитах зерна, сходные с NP_3 -цирконом лерцолитов, демонстрируют широкий разброс возрастных параметров ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 632 до 224 млн. лет). При этом измеренное отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в таких зернах оказывается практически одинаковым (рис. 2) и перекрывающимся со значением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона NP_3 из лерцолитов. Структура циркона из дунитов несет признаки перекристаллизации, а спектры РЗЭ демонстрируют широкие вариации содержания легких элементов ($(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 28 - 126$) на фоне уменьшения или отсутствия Ce-аномалии, что косвенно свидетельствует о гидротермальном воздействии.

Экспериментально установлено [3], что ионный обмен между водным флюидом (< 200 °C – 600 °C) и метамиктным (аморфным) цирконом, приводит не только к привносу катионов (Ca, Al, Fe, легких РЗЭ и др.) из флюида в циркон, но и к частичному выносу из циркона радиогенного свинца. Hf изотопная система в этом процессе, напротив, сохраняет свою устойчивость [5]. Следовательно, в рассматриваемом случае «омоложение» возрастных датировок может быть следствием потери NP_3 -цирконом радиогенного свинца в результате позднего гидротермального воздействия.

В лерцолитах и гранатовых пироксенитах в единичных зернах идентифицирован циркон с возрастом 430 ± 5 млн. лет (O_3). Это эвгдральные кристаллы со слабо проявленной ростовой зональностью, заметной только в краевых зонах. Единичные включения в цирконе представлены биотитом и F-апатитом. От центра к краю кристалла снижается Th/U – отношение (от 0,66 до 0,36) и содержание РЗЭ (от 829 до 438 г/т) преимущественно за счет легких элементов. В краевых зонах циркона появляется Ca (< 1500 г/т). Вероятно, существенные отклонения спектра РЗЭ циркона O_3 от магматического при высоких концентрациях в нем кальция, могут быть объяснены либо ростом циркона из флюидной фазы, либо преобразованием исходно магматического циркона при участии водного флюида.

В гранатовых пироксенитах наиболее представительную группу составляет циркон с возрастом 386 ± 5 млн. лет (D_2). Это крупные (более 200 мкм) зерна с широкополосной зональностью. Области с разной интенсивностью люминесценции заметно различаются по составу: 1) светлая в CL область практически не содержит примесей и имеет дифференцированный спектр РЗЭ ($(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 200 - 500$), заметно обедненный средними и тяжелыми элементами; 2) темная в CL краевая зона имеет пологий спектр распределения РЗЭ $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 140$, без Ce-аномалии. Особенности состава циркона D_2 в гранатовых пироксенитах Узянского Крака позволяют увязать его генезис с появлением флюида на регрессивной стадии преобразования пород при декомпрессион-

ном подъеме мантийного блока. Сходный по составу циркон образуется при амфиболитовом метаморфизме пород основного состава в участках повышенной флюидной миграции [2].

Выводы

1. Геохимические свойства NP_3 -циркона согласуются с его кристаллизацией из расплава, при рода которого не имеет однозначной интерпретации.

2. В аналогичных NP_3 циркону по морфологии и внутреннему строению кристаллах с «омоложенными» значениями U-Pb возраста начальное отношение изотопов гафния не отличается от такового в цирконе NP_3 , что свидетельствует об их общем источнике с $T_{\text{DM}} = 0,6 - 0,7$ млн. лет. «Молодые» значения возраста отражают потерю радиогенного свинца NP_3 цирконом под воздействием позднего метаморфического события.

3. Образование бесструктурных (темных в CL) областей с высоким содержанием примесных компонентов (Ca, P, Th, U, Y, REE) вокруг «ядер» NP_3 , может быть связано с низкотемпературным (< 600 °C) флюидным воздействием. Этот же процесс мог приводить к формированию на таком цирконе люминесцирующих кайм.

4. Циркон палеозойских групп (O_3 и D_2) обладает многими характерными признаками метаморфического происхождения и может быть связан с многоэтапными преобразованиями пород при декомпрессионном подъеме мантийного блока. Широкое распространение новообразованного циркона раннедевонского возраста может отражать локальное увеличение объема флюидной фазы в это время, приводящее, в частности, к образованию амфиболитов по гранатовым пироксенитам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН № 20 (проект 12-П-5-1020).

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. Т. 49. № 5. С. 506-522.

2. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W. J. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 671 – 683.

3. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements, 2007. 3, 45-51.

4. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. P. 637 – 648.

5. Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E., and Zeh A. (2010) The behaviour of the hafnium isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. Amer. Mineral., 95, 1345-1348.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПАЛЕОГЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ДАЕК ПРИМОРЬЯ

Баскина В.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, baskinav@mail.ru*

Ниже даны краткие геолого-структурные и вещественные характеристики базальтовых даек на территории Приморья южнее 47° с. ш. В этом сегменте Сихотэ-Алинской складчатой системы базиты палеоцена и эоцена (66-50 млн лет до 42-40 млн лет), реже более древние, (80-70 млн лет) распространены повсеместно, однако составляют не более 3-5 % от общего объема разновозрастных с ними магматических тел. Они залегают преимущественно в виде крутопадающих даек 0.5-2 м, редко 3-5 м мощностью и изредка в форме мелких покровов. Покровы, до 1,5-2 км в поперечнике и первых десятков метров по мощности известны в долинах р. Зеркальной, р. Б.Черемуховой, р. Перевальной, на мысе Низменном, в бухте Пластун.

Дайки образуют поясовые скопления, редко превышающие первые сотни метров по ширине и первые километры по простиранию. Скопления даек соответствуют формам дуплексов, эшелонированных зон, сдвиговых роев. Пояса запад-северо-западного, северо-северо-восточного и близмеридионального простирания приурочены к структурам растяжения, оперяющим региональные системы сдвигов. Пояса даек пересекают или ограничивают орогенные сводово-купольные структуры, связанные со становлением гранитоидов. Условия залегания базальтов указывают, что уже на границе позднего мела-палеогена и позже в палеотектонической обстановке в регионе доминировали сдвигово-раздвиговые процессы.

Петро-геохимические особенности позднемеловых, палеоценовых, эоценовых основных пород в главных чертах весьма близки. Это базальты и андезитово-базальты известково-щелочные до умеренно-щелочных или высокоглиноземистых. Преобладают слабо порфиоровые и афировые разновидности, где вкрапленники представлены плагиоклазом, подчиненным клинопироксеном, титаномагнетитом, редко оливином или бурой роговой обманкой. В мощных дайках обособляются краевые и апикальные фации трахибазальтов натрового ряда. Базальты из разобщенных дайковых поясов несколько различаются порядком кристаллизации и концентрациями щелочей, что отражает различия режима локальных магматических камер.

По соотношениям Th, Zr, Y породы и кристаллизующиеся в них клинопироксены относятся к внутривулканическим. Первичные отношения изотопов стронция 0,7044-0,7046. Все основные вулканические породы сохраняют однотипный спектр REE, дифференцированный (La_N 60 – 160, La/Lu 10 – 18), аналогичный спектру ОИВ-модельных базальтов океанических островов. Спектры некогерентных примесей, нормированных по примитивной мантии (спайдерграммы), у всех разновидностей близки и характеризуются слабой негативной Nb-Ta аномалией, свойственной континентальным базальтам. Магниевое число пород обычно менее 55; концентрации хрома и никеля редко выше 50 г/т.; глубинных ксенолитов ни в дайковых, ни в покровных базальтах палеоцена не отмечено. Следовательно, дайки представлены не первичными, мантийными, а дифференцированными расплавами. Судя по низким значениям Tb/Yb (0,3 – 0,4), первичные расплавы – источник кайнозойских базальтов Приморья зарождались в шпинелевых лерцолитах. Устойчивый состав пород разновозрастных даек и малый объем выходов базальтов на поверхности указывают на длительное существование очагов континентальных базальтов в регионе.

Базальтовые дайки тесно связаны с рудными месторождениями. Многие десятилетия исследователи, в том числе и в Приморье, возвращались к проблемам базальтов как возможных источников рудных элементов и серы полиметаллических сульфидных руд, и к роли даек как проводников рудоносных флюидов. Эти вопросы рассматривались, в частности, в работах В.И. Смирнова, Ф.К. Шипулина, В.С. Коптева-Дворникова и других. В описываемом секторе Сихотэ-Алинского пояса скопления базальтовых даек, близко-одновозрастных с оруденением, известны в рудных узлах с позднемеловыми и палеогеновыми скарново-полиметаллическими, касситерит-сульфидными, скарново-боросиликатным и иными рудами, как на всех промышленных рудных месторождениях так и на менее масштабных рудопроявлениях. Имеются как дорудные и внутрирудные, так и многочисленные послерудные дайки. Узкие крутопадающие тела базальтов пересекают на глубину нескольких километров толщи фундамента.

Один из возможных путей оценки металлогенической роли даек – это сопоставление изотопных составов кислорода $\delta^{18}O$ пород, с поведением элементов, типоморфных для состава руд. Автор располагает такими данными для более чем 70 даек из разнотипных месторождений и из безрудных ареалов юга Приморья. Для многих даек характерны низкие значения $\delta^{18}O$, не наблюдаемые в неизмененных магматических породах и появляющиеся в результате взаимодействия остывающих пород с изотопно-легким водным флюидом. Воздействие гидротерм с участием метеорных вод имело место в до- и внутрирудных базальтовых дайках месторождений, различных по возрасту и составу полезного металла. [1]. Такие данные имеются для позднемеловых базальтов

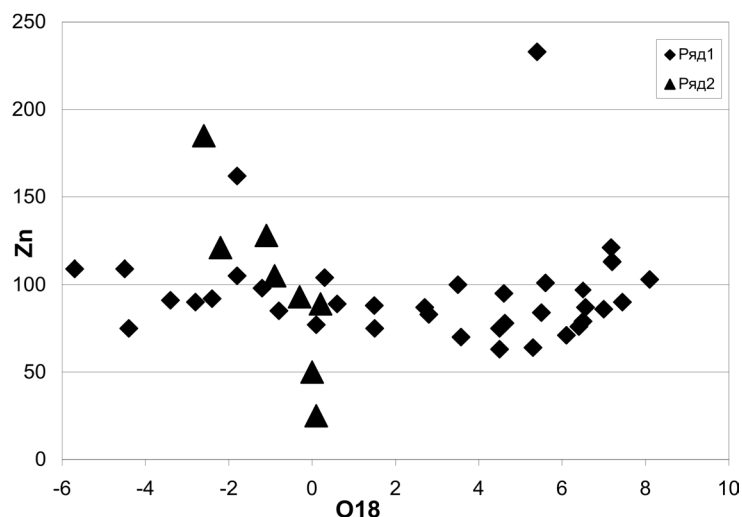


Рис. Корреляция содержания цинка и величины $\delta^{18}\text{O}$ в базальтах.

Зимнего касситерит-силикатно-сульфидного месторождения ($\delta^{18}\text{O}$ -4 до -5 ‰), и Микулинского касситерит-сульфидного месторождения ($\delta^{18}\text{O}$ -2,8 до -2,4 ‰) в Арминском рудном районе. Менее выражена кислородная аномалия (-1,2 до +0,1 ‰), в дайках субщелочных базальтов позднемелового Лидовского жильного молибден-полиметаллического месторождения и палеогеновых Красногорского жильного полиметаллического и Николаевского скарново-полиметаллического месторождений. Метаморфизм даек под воздействием гидротерм с заметной долей метеорных вод не обнаружен в послерудных, эоценовых базальтах (изотопные K-Ar датировки 56-45 млн лет) и в дайках миоценовых щелочных базальтов региона.

Концентрации рудных примесей в большинстве исследованных даек невелики и не обнаруживают закономерной связи с изменениями величин $\delta^{18}\text{O}$. На рис. это показано, в частности, для цинка. Его концентрации в базальтах даек остаются на уровне кларка в мировых континентальных базальтах и в нижней коре. Исключением служат данные по Николаевскому месторождению, где в внутрирудных дайках накопление и мобильность цинка растут по мере усиления гидротермального метаморфизма. Это же относится там и к другим элементам полиметаллических руд – Fe, Mn, As, Pb.

Можно предварительно заключить, что в целом базальты (мел)-палеогеновых даек региона не являются источником рудных элементов полиметаллических месторождений. Метеогенные гидротермы, активные в рудно-магматических системах этих месторождений, также не являются рудоносными.

Исключение представляют рудоносные гидротермы скарново-боросиликатного дальнегорского месторождения. Как было показано ранее [2], жильные палеогеновые базальты широко распространены в ареале месторождения, однако, среди дорудных даек в центральной части месторождения практически не сохранилось неизмененных пород. Там преобладают «апобазальты» – высоко- и ультракалиевые тела, по составу сходные с латитами. Вкрапленники, микрофеннокристы и лейсты представлены в латитах основными плагиоклазами ($An=65-80$); низкожелезистыми титанистыми авгитами и диопсид-авгитами ($f_{18-32}, \text{TiO}_2=0,8-2,5\%$) – т.е теми же минералами, что и в палеогеновых базальтах. Геохимические черты латитов также во многом соответствуют таковым известково-щелочных и умеренно-щелочных базальтов до-и внутрирудных даек рудного узла.

Для апобазальтов характерны низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -2,9 до +0,1 ‰). При этом падение величин $\delta^{18}\text{O}$ происходит согласованно с ростом K/Na отношения и содержания K, Ba, Rb, В – элементов, характерных для рудообразующего флюида. Характерной чертой латитов является присутствие в них позднего ортоклаза и адуляра в виде псевдоморфоз по плагиоклазам, миндалину и

прожилков. Эти поздние калиевые шпаты отличаются постоянным содержанием Na_2O (0,3-0,9 %) и высокими концентрациями бария (2000-7000 г/т). Предполагается, что появление апобазальтов связано с метамагматическими изменениями в локальном очаге палеогеновых базальтов. Изменения были вызваны потоком рудоносных флюидов с высокой долей метеогенных гидротерм. Рост концентраций и давления воды в базальтовой камере привел к изменению подвижности расплавов, часто залегающих не только в форме даек, но и в виде неправильных тел, лакколитов; к специфическим для этих латитов миндалекаменным текстурам, к обилию эпидотов. Граниты, подстилающие скарны и прорванные дайками не обнаруживают аномального облегчения кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 5 до 5,5‰).

Узкая пространственная локализация гидротермально измененных базальтов (латитов) в центре месторождения отражает позицию рудоподводящего флюидного канала. Судя по имеющимся изотопным К-Аг и Аг-Аг данным, 57 ($\pm 1,4-1,6$) млн лет, достижение пика щелочности флюидов было весьма кратковременным процессом. Составы и изотопные датировки ультракалиевых латитов практически едины на протяжении 1000 м по вертикали. Послерудные дайки долеритов и андезито-базальтов, секущие скарны с датолитом имеют по К-Аг определениям возраст 54-55 млн лет.

Таким образом, несмотря на крайне малый объем в общей массе продуктов магматизма, палеогеновые базальтовые дайки в Приморье являются важным свидетельством как палеотектонического режима, так и условий циркуляции флюидов в рудно-магматических системах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья. стр81-94 // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М. ИМГРЭ. 2013. 507стр.
2. Дубинина Е.О., Баскина В.А. и Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // ГРМ 2011 т.53 №1 стр. 65-83.

АКЦЕССОРНАЯ ХРОМОВАЯ ШПИНЕЛЬ ИЗ ДОЛЕРИТОВ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК И БАЗАЛЬТОВ МАРИИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ОБРАМЛЕНИИ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Берзин С.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
г. Екатеринбург, sbersin@yandex.ru*

В ходе работы была изучена акцессорная хромовая шпинель из вулканитов офиолитовой ассоциации мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива – самого южно-го в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала.

В восточном обрамлении Ревдинского массива прослеживаются тектонические блоки офиолитов мариинского комплекса, сложенные параллельными долеритовыми дайками со скринами базальтов подушечных лав. С запада такие блоки тектонически граничат с породами Ревдинского массива, с востока с силурийскими вулканитами непрерывно-дифференцируемого комплекса Тагильской вулканогенной зоны [3, 5, и др.]. Наиболее показательные и хорошо изученные обнажения пород мариинского комплекса здесь расположены на вершине г. Азов и в затопленном карьере в 2,5 севернее. Долериты параллельных даек и подушечные лавы представлены низкокалиевыми толеитовыми базальтами и андези-базальтами, по ряду геохимических особенностей (пониженные содержания TiO_2 , 0,5-1,0 %, распределение РЗЭ, дефицит Та, Nb, Zr, Hf, повышенные содержания Ва, Sr) отличающихся от типичных базальтов СОХ [2, 3, и др.]. Их формирование, по всей видимости, проходило в обстановке задугового растяжения на границе среднего и верхнего девона [2]. Зерна акцессорной хромовой шпинели установлены здесь в долеритах параллельных даек и во вмещающих базальтах. Хромовая шпинель присутствует как в виде отдельных ред-

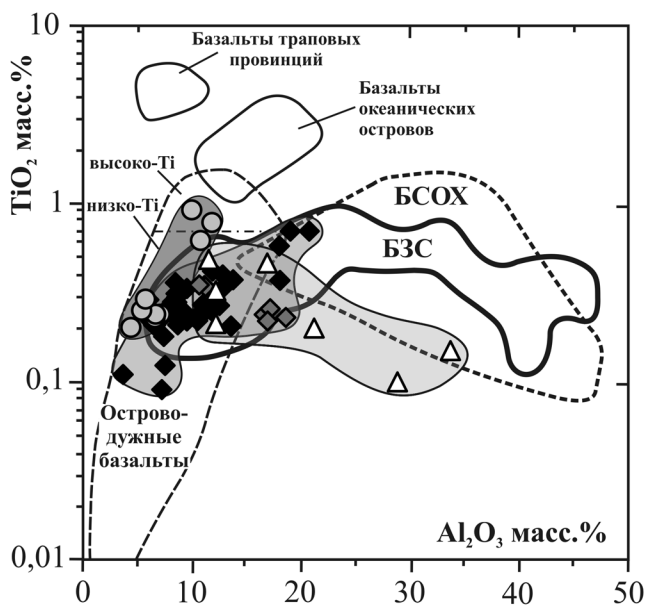
ких зерен размером от 30 до 400 мкм, так и в виде скоплений из пяти-восьми зерен на локальных участках шлифов размером не более 2-6 мм. По составу зерна отвечают хромиту, хромпикотиту и хромовой шпинели с содержаниями Cr_2O_3 33-56 %, отношением $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 0,51-0,76, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ 0,34-0,99 [1].

В структуре Ревдинского массива вдоль его восточного эндоконтакта прослеживаются породы офиолитовой ассоциации: габбро, прорываемые комплексом параллельных долеритовых даек. Среди долеритовых даек выделяются дайки двух генераций: мощные (до 3-5 м) дайки полнокристаллических мелко- и мелко-среднезернистых габбро-долеритов, и прорывающие их под углом 40-70° дайки второй генерации сложенные мелкопорфировыми и скрытокристаллическими долеритами. По геохимическим характеристикам долериты дайкового комплекса близки к долеритам г. Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива, и, по-видимому, так же сформировались при тыловодужном растяжении. Хромовая шпинель встречается в дайках второй генерации в виде единичных идиоморфных зерен размером 0,1-0,5 мм. По периферии зерна шпинели замещаются хлорит-хром-магнетитовой каймой. По составу шпинель отвечает хромиту с отношениями $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 0,55-0,88, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ – 0,95-0,99.

В западном обрамлении Ревдинского массива породы мариинского комплекса представлены метаморфизованными вулканитами офиолитовой ассоциации, преимущественно зелеными сланцами и амфиболитами [4 и др.]. Породы западного обрамления так же относятся к низкокальцевой толеитовой серии, они отличаются от долеритов восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов) повышенным содержанием TiO_2 (0,8-1,5 %), меньшим дефицитом Ta, Nb и несколько меньшими содержаниями Sr (120-180 г/т). По геохимическим особенностям породы занимают промежуточное положение между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ. В амфиболитах обнаружены единичные зерна хромовой шпинели размером 0,05-0,2 мм, по периферии замещаемые хлоритом и хромовым магнетитом. По составу зерна отвечают хромовому герциниту и хромиту с содержаниями Cr_2O_3 30-48 %, Al_2O_3 11-34 % и $\text{FeO}_{(\text{сумм.})}$ 25-45 %.

Было произведено сопоставление состава аксессуарных хромовых шпинелей из различных блоков пород Мариинского комплекса с составами шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [6, 7, и др.].

Хромовая шпинель из долеритов и базальтов восточном обрамлении и долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива на диаграммах $\text{Al}-\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$, $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ преимущественно группируются в поле составов острово-



1 ◆
2 ◇
3 ○
4 △

Рис. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ для хромовых шпинелей из вулканитов Мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива. Поля составов хромовых шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [7]. БЗС – базальты зоны задугового спрединга, БСОХ – базальты срединно океанических хребтов. 1,2 – шпинель из долеритов параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) в офиолитах из восточного обрамления Ревдинского массива, 3 – из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива, 4 – из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива.

дужных толеитов, перекрывающихся с полями составов базальтов зон растяжения (задуговые бассейны и СОХ) и бонинитов по данным [6 и др.]. При этом по сравнению с базальтами современных геодинамических обстановок по [6] исследуемая шпинель содержит больше двухвалентного железа и соответственно имеет завышенные отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, вероятно за счет зеленокаменного метаморфизма вулканитов. Хромовая шпинель из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении на тройной диаграмме $Al-Cr-Fe^{3+}$ попадает преимущественно в поле составов базальтов зон растяжения, частично перекрывающееся с полями составов островодужных толеитов и бонинитов по [6]. На диаграммах соотношений двух- и трехвалентных катионов $Cr/(Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ точки составов данной шпинели находятся в стороне от полей составов типичных хромовых шпинелей современных геодинамических обстановок по [6] за счет повышенного содержания Fe^{2+} . По всей видимости, это связано с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации.

На диаграмме $TiO_2 - Al_2O_3$ (рис.) составы хромовой шпинели из пород мариинского комплекса в восточном обрамлении Ревдинского массива практически полностью попадают в поле составов задугово-спрединговых базальтов, частично перекрывающегося с полями составов БСОХ и низкотитанистых островодужных толеитов по данным [7]. Точки хромовых шпинелей из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива располагаются на данной диаграмме на границе полей составов шпинелей из островодужных толеитов и задугово-спрединговых базальтов по [7]. Точки хромовых шпинелей из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива группируются вдоль нижней границы по TiO_2 поля составов шпинелей из базальтов СОХ, частично попадая так же в перекрытие полей составов задугово-спрединговых базальтов и островодужных толеитов.

Таким образом, исследование типохимизма хромовых шпинелей из пород мариинского комплекса косвенно подтвердило выводы, сделанные ранее на основании геохимических данных о формировании офиолитов в восточном обрамлении и в структуре Ревдинского массива в результате задугового спрединга и о промежуточном положении амфиболитов мариинского комплекса из западного обрамления Ревдинского массива между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ.

Автор глубоко признателен аналитикам лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН Д.А. Замятину и В.В. Хиллер за проведение электронно-зондовых микроанализов.

Исследования проводятся при поддержке проекта 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)» Программы 27 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин С.В. Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов // Ежегодник-2012, Труды ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. с. 88–92.
2. Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 2. С. 92-104.
3. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 91 с.
4. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. 181 с.
5. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
6. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279-2302.
7. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. P. 655-671.

ФРАГМЕНТЫ ЗАДУГОВО-СПРЕДИНГОВЫХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ УРАЛА

Берзин С.В.¹, Кудрин К.Ю.²

¹ *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, sbersin@yandex.ru*

² *Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, kudringeo@inbox.ru*

Офиолитовые комплексы пользуются широким распространением на всем протяжении Уральского складчатого пояса, где представлены как крупными габбро-ультрамафитовыми массивами в аллохтонах надвигов, так и отдельными блоками вдоль крупных разломов. Наилучшую индикаторную роль для выделения офиолитов зон задугового спрединга играют породы верхней части офиолитового разреза (параллельные долеритовые дайки и базальты), отличающиеся по ряду геохимических характеристик от вулканитов, сформировавшихся в зонах СОХ.

На Среднем Урале наиболее представительным и хорошо изученным объектом такого рода является г. Азов (60 км к юго-западу от г. Екатеринбург), где обнажается верхняя часть офиолитового разреза – параллельные долеритовые дайки мариинского комплекса, прорывающие подушечные лавы базальтов и андезибазальтов [2, 5]. Породы офиолитовой ассоциации образуют здесь тектонический блок, граничащий с востока с островодужными вулканитами Тагильской зоны, а с запада – с Ревдинским габбро-ультрамафитовым массивом Платиноносного пояса Урала.

В обнажениях г. Азов и в карьере, расположенном в 2,5 км севернее, около 60 % разреза сложено дайками долеритов, имеющими северо-восточное простирание и крутое падение. Они образуют рои и структуры типа «дайка в дайке»; в скринах находятся подушечные лавы толеитовых базальтов. Долериты и базальты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций: плагиоклаз в них альбитизирован или полностью сосюритизирован, клинопироксен замещен амфиболом. В более метаморфизованных разностях преобладают клиноцоизит, магнетит, роговая обманка, хлорит и кварц. Из аксессуарных минералов встречены рутил, магнетит, титанит и хромовая шпинель.

Долериты и вмещающие подушечные лавы относятся к низкокалиевым толеитам (SiO_2 49-56 %) нормальной щелочности с невысоким содержанием TiO_2 (0,5-1,0 %). При этом в пакетах параллельных даек встречены единичные дайки дацит-риодацитового состава (SiO_2 63-70 %), так же характеризующиеся низким содержанием K_2O (0,1-1,0 %) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 2,3-6,0 %). Для долеритов характерны пологие тренды распределения РЗЭ (рис. 1а) с умеренным обогащением в области легких лантаноидов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,90-3,60$), а так же минимумы на мультиэлементной диаграмме по Rb, Nb, Ta, Zr, Hf и максимумы по Ba, U, Sr (рис. 1б), свидетельствующие о формировании в задугово-спрединговой обстановке. Вмещающие подушечные лавы при схожем химическом составе с долеритами характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и ряда несовместимых элементов (рис. 1а, б), что позволяет предполагать их одновременное формирование. Об образовании комплекса параллельных даек и базальтов в обстановке задугового спрединга свидетельствует и состав аксессуарных хромовых шпинелей, которые по распределению TiO_2 и Al_2O_3 близки к шпинелям из зон задугового растяжения по данным [7].

Породы мариинского комплекса, расположенные западнее Ревдинского массива, в отличие от офиолитов восточного обрамления (г. Азов) представлены метаморфизованными вулканитами офиолитовой ассоциации (зеленые сланцы, амфиболиты), характеризующимися более высоким содержанием TiO_2 0,8-1,5 % и по геохимическим характеристикам совмещают признаки задугово-спрединговых базальтов и базальтов СОХ (рис. 1а, б). При близком к долеритам г. Азов распределении РЗЭ в них наблюдается менее проявленная отрицательная аномалия по Ta, Nb, но при этом присутствует такая же ярко выраженная отрицательная аномалия по Zr, Hf и положительная по Sr. Формирование более высокотитанистых базальтов мариинского комплекса могло происходить в преддуговом бассейне [3].

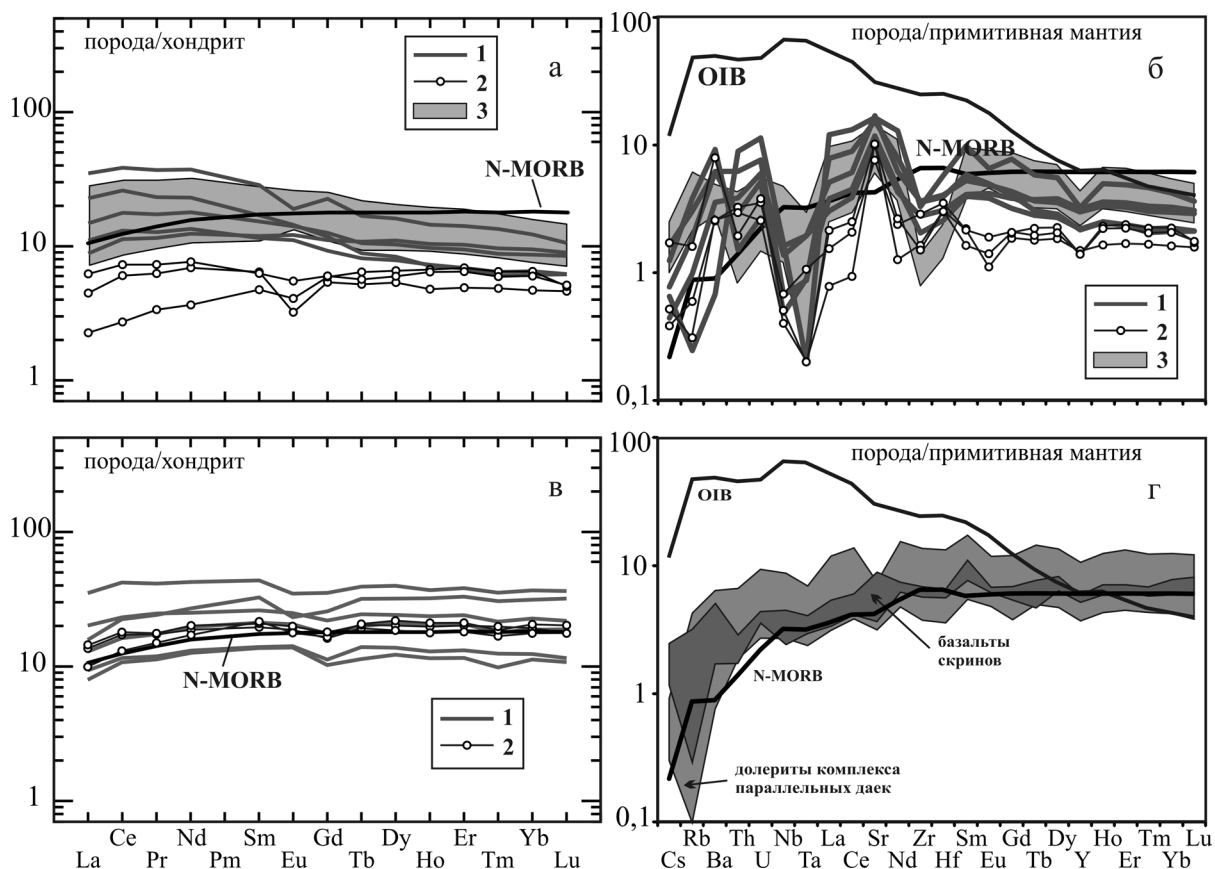


Рис. 1. Спайдер-диаграмма РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для долеритов комплекса параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) мариинского комплекса в восточном (г. Азов) и для амфиболитов (3) в западном обрамлении Ревдинского массива, Средний Урал; спайдер-диаграмма РЗЭ (в) и мультиэлементная диаграмма (г) для долеритов комплекса параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) Маньинского и Польинского разрезов, Приполярный Урал.

Вопрос возраста задугово-спрединговых офиолитов и соответственно времени прохождения на Урале процессов тыловодужного растяжения остается дискуссионным. Ранее U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам долеритов комплекса параллельных даек был определен средне-позднедевонский возраст (382-387 млн. лет) офиолитов г. Азов [2]. В другом фрагменте задугово-спрединговых офиолитов в Восточно-Уральской зоне в том же широтном сегменте Среднего Урала тем же методом был получен силурийский ($428,5 \pm 3,7$ млн. лет) возраст цирконов из скринов габбро между параллельными долеритовыми дайками [6]. Не исключено, что в пределах Уральского складчатого пояса обдуцированы фрагменты задугово-спрединговых офиолитовых комплексов, сформировавшихся в разное время.

Вопрос о присутствии задугово-спрединговых офиолитовых комплексов в Приполярноуральском сегменте восточного склона Уральского складчатого пояса остается открытым и в настоящее время, несмотря на то, что активная дискуссия на эту тему имела место еще в конце 1990-х – начале 2000-х гг. (например, [4]). Связано это, прежде всего, со слабой обнаженностью территории, где естественные выходы наблюдаются лишь в береговых врезях крупных водотоков.

К таковым относятся Маньинский и Польинский разрезы, где в береговых обнажениях вскрыт комплекс параллельных даек, в том числе образования типа «дайка в дайке» [1]. Дайковый комплекс здесь представлен достаточно однородными клинопироксеновыми долеритами, изменяющимися от микро- до среднезернистых в зависимости от мощности слагаемых ими тел. Среди даек отмечаются редкие скрины черных афировых и мелкопорфировых базальтов. С запада дайковый комплекс прорывается массивными габброидами северного окончания крупного Щеку-

рьянского массива (правый борт р. Манья в районе устья руч. Тарыгья) и амфиболовыми плагиогранитами (врезка автодороги Саранпауль – Неройка), которые по своим петрогеохимическим особенностям резко отличаются от полосчатых габбро Платиноносной ассоциации и возможно генетически связаны с комплексом параллельных даек. Располагающийся южнее Щекуринский вулканогенный разрез сложен эффузивами Тагильской зоны с типично островодужными петрогеохимическими характеристиками; характер взаимоотношений с ними не установлен.

Ar-Ar (по амфиболу) возраст габброидов восточной части Щекуринского массива $465,2 \pm 6,5$ млн. лет, что практически совпадает с U-Pb (SHRIMP II) возрастом по цирконам диоритов того же массива – 461-471 млн. лет. Таким образом, верхняя возрастная граница дайкового комплекса – средний ордовик.

Петрохимически долериты и базальты полностью идентичны: это низкокалиевые (K_2O 0,03-0,45 %) толеиты с повышенным содержанием TiO_2 (1,02-1,52 %). Микроэлементный состав пород Маньинского и Польинского разрезов как по характеру нормализованных содержаний РЗЭ (рис. 1в), так на спайдер-диаграмме (рис. 1г) обнаруживает особенности, присущие составам N-MORB базальтов. Аналогичность макро- и микросоставов долеритов даек и базальтов позволяет говорить об их одновременном образовании.

На геохимических диаграммах долериты и базальты Польинского и Маньинского разрезов занимают промежуточное положение между породами западно- и восточно-мариинского комплексов, а соотношение Sr и Rb указывает на формирование в условиях достаточной тонкой земной коры. Аналоги пород, вскрытых в Маньинском и Польинском разрезах, на восточном склоне Приполярного Урала к настоящему времени не известны.

Таким образом, формирование надсубдукционных офиолитовых комплексов фиксируется как на ранних этапах развития Уральской островной дуги (мариинский комплекс), так и в условиях зрелой островной дуги (Маньинский и Польинский разрезы), что обусловило различия как в их структурной позиции, так в особенностях состава.

Работа выполнена в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (задание № 2014/505) и при финансовой поддержке проекта 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения...» Программы 27 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.
2. Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера, 2013, № 2. С. 92-104.
3. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. 181 с.
4. Пучков В.Н. Важнейшие закономерности и индивидуальные черты геологической эволюции Урала и сопредельных территорий // Литосфера, 2001, № 1. С. 15-31.
5. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
6. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U-Pb датировка (SHRIMP II) офиолитов на Урале // Доклады академии наук, 2010, Том 430, № 2. С. 218–221.
7. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. P. 655-671.

**ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, bubnov@igem.ru*

Одной из наиболее опасных форм активности вулканов являются эксплозивные извержения взрывного типа. Очевидно, что всестороннее изучение молодого эксплозивного магматизма Земли имеет принципиальное значение при прогнозе будущих катастрофических взрывных извержений. Большой Кавказ является сегментом Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где неоген-четвертичный эксплозивный магматизм проявился в значительных масштабах. Важная особенность заключается в том, что молодой, в том числе эксплозивный игнимбритовый, вулканизм развивался здесь в условиях совмещения геотектонической обстановки «жесткой» коллизии Аравийской и Евроазиатской литосферных плит и геодинамического режима активности горячего поля мантии [1; и др.].

подавляющее большинство продуктов молодого эксплозивного вулканизма Большого Кавказа сконцентрировано в пределах Эльбрусской неовулканической области. Они обычно представлены игнимбритами и ассоциированными с ними пирокластическими образованиями и входят в состав вулканогенных разрезов Чегемского, Эльбрусского и недавно выделенного Тырнаузского [5] вулканических центров.

Чегемский вулканический центр расположен в восточной и юго-восточной частях Эльбрусской неовулканической области на водоразделах рек Кестанты, Чегем, Малка и Баксан. Первая фаза активности центра (конец раннего плиоцена) маркирована извержениями андезибазальтовых вулканов Сурх и Крандух (3,8-3,7 млн лет) [5, 6; и др.]. В начале второй (эксплозивной) фазы активности Чегемского центра (конец среднего плиоцена) в верховьях р. Чегем проявлял активность крупный вулкан, на месте которого около 2,8 млн лет назад [6; и др.] возникла Верхнечегемская кальдера. Такой же возраст имеют пирокластические образования Нижнечегемского нагорья – 2,8 млн лет [6; и др.]. В это же время сформировался интрузивный массив известково-щелочных гранодиорит-порфиров Джунгусу. Заключительная фаза активности центра (2,8–2,7 млн лет) [6; и др.] связана с извержениями андезитовых стратовулканов Кумтюбе и Кюйгенкай.

Доминирующие продукты эксплозивных извержений взрывного типа второй фазы активности Чегемского центра – умеренно кислые, кислые известково-щелочные, реже К-Na субщелочные игнимбриты, лито- и кристаллокластические (нередко спекшиеся) туфы. Они содержат 65,4–76,7 мас. % SiO₂, 5,2–8,9 мас. % K₂O+Na₂O при 3,0–5,4 мас. % K₂O.

Тырнаузский вулканический центр был локализован в плиоценовое время на территории южной части Эльбрусской неовулканической области в субширотной полосе, протягивающейся от верхнего течения р. Баксан до истоков р. Кубань и ее правых притоков. Время проявления магматической активности центра – средний-поздний плиоцен (от ~3,0 до ~1,8 млн. лет) [5]. Ее начальная фаза была связана с развитием эксплозивного, вероятно взрывного типа, вулканизма около 3-2,75 млн. лет назад в истоках рек Малка и Ирик. Продукты извержений этого возраста слагают разрез пика Липаритовый (перевал Ирикчат), нижнюю часть вулканогенного разреза района ледника Уллукол, риолитовый останец в истоках р. Бирджалысу и обнажаются на горе Тузлук (левый борт долины р. Малка). Один из центров эксплозивных извержений трещинного типа этой среднеплиоценовой фазы, по-видимому, располагался в районе перевала Ирикчат, где его останцы маркируются серией даек «фельзит-порфиров» [2]. Вторая (позднеплиоценовая) фаза Тырнаузского центра была преимущественно связана с развитием интрузивного кислого магматизма 2,5–2,1 млн. лет назад [7; и др.]. Ее продуктом является одно из наиболее молодых плутони-

ческих тел планеты – полифазный гранитоидный Эльджуртинский массив. Заключительная фаза активности центра (1,95–1,8 млн. лет) характеризовалась проявлением эффузивного, субвулканического и гипабиссального интрузивного магматизма [5]. Продуктами ее активности являются Кыртыкский лакколитообразный массив, дайки и штоки риолитов и витрофиров Тырнаузского рудного поля, дайки стекловатых фельзитов и белые туфолавы верховьев р. Бийтик-Тебе, а также останцы риодацитовых лав и дайки фельзитов в устье р. Кыртык.

Продукты среднеплиоценовой эксплозивной активности Тырнаузского центра представлены известково-щелочными преимущественно риолитовыми игнимбритами, реже лито- и кристаллокластическими туфами (обычно спекшимися). Игнимбриды и ассоциированные с ними образования центра содержат 70,8–72,3 мас. % SiO_2 , 6,9–7,4 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при 3,6–3,4 мас. % K_2O .

Эльбрусский неовулканический центр, один из крупнейших центров новейшего вулканизма на Кавказе, расположен в пределах юго-западной части Эльбрусской неовулканической области в водораздельной части бассейнов рек Кубань, Малка и Баксан. Начало магматической активности центра приходится на эоплейстоцен (950–900 тыс. лет) и связано с проявлениями преимущественно эффузивного вулканизма в его восточной части (Тызыльский поток, вулканы Сылтран и Ташлысырт) [3; и др.]. Выявлено, что раннеэоплейстоценовые игнимбриды западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканы являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус, Чучхур, Чомарткол [5] и, в совокупности с близкими по возрасту средними по составу лавами вулкана Таш-Тебе, маркируют вторую фазу активности Эльбрусского центра – 840–700 тыс. лет. И наконец, следующие три фазы активности центра (225–170, 110–70 и менее 30 тыс. лет) связаны исключительно с извержениями стратовулкана Эльбрус [4; и др.].

Продукты раннеэоплейстоценовой эксплозивной активности Эльбрусского центра обычно представлены известково-щелочными и К-На умеренно-щелочными риодацитовыми игнимбридами, туфолавами и, нередко, спекшимися, лито- и кристаллокластическими туфами. Игнимбриды и ассоциированные с ними пирокластические образования содержат 68,7–69,8 мас. % SiO_2 , 7,2–7,9 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при 3,4–3,7 мас. % K_2O .

Преимущественно риодацитовый состав продуктов эоплейстоценового игнимбритового вулканизма второй фазы активности Эльбрусского центра, их структурное положение и, что особенно важно, выявленная пространственная и временная сопряженность с широко распространенными продуктами эффузивного (лавового) магматизма [5] позволяют предполагать, что они произошли не в результате эксплозивной активности взрывного типа, а при эксплозивно-лавовых извержениях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00728) и в рамках Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
2. Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 26 с.
3. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 232–238.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Медведева Е.С. Хронология магматической активности вулкана Эльбрус (Большой Кавказ) по данным К-Аг изотопного датирования лав // ДАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 389–394.
5. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Якушев А.И. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулкаников и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Том. 22. № 1. С. 100–130.
6. Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A.G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.

7. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. № 117. P. 393–406.

ГЕНЕРАЦИЯ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ)

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, gvalui@mail.ru*

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса являются удобным объектом для изучения процессов выплавления гранитных расплавов и новообразования континентальной коры в зоне перехода континент-океан.

По представлениям современных исследователей граниты образованы расплавами вполне закономерного состава, представляющими фактически тройную кварц-полевошпатовую эвтектику, в которой количество кремнезема зависит от содержания воды, от изменения щелочности, присутствия фтора, бора пр. Анализ современного состояния проблемы гранитообразования показывает, что гранитоидные магмы образуются в результате двух главных процессов: 1) в результате процесса гранитизации, который можно определить как процесс аллохимического парциального плавления с предварительной метасоматической переработкой и последующим замещением расплавом пород земной коры; 2) в результате теплового и химического взаимодействия базальтовых (мантийных) расплавов с веществом земной коры, приводящего к возникновению гибридных магм, претерпевших (или не претерпевших) перемещение (одно- или многоэтапное внедрение), кристаллизационную и флюидно-магматическую дифференциацию и другие динамические процессы [3, 4].

В результате первого процесса в наиболее глубинных и древних структурах земной коры образуются граниты, для которых характерно отсутствие многофазности. Производными второго процесса являются гранитоиды «смешанного» типа [3], отличающиеся многоэтапностью (многофазностью) формирования с широкими вариациями составов (от габбро-диоритов и монцонитов до лейкократовых гранитов) и парагенезисов в зависимости от химических потенциалов щелочей и геохимических характеристик комплексов пород. Данные гранитоиды наиболее характерны для островодужных и посторогенных этапов геодинамического развития, а также для областей внутриплитной активизации.

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса образуют три группы интрузивов, закристаллизованных на сходной небольшой (<3 км) глубине, но различающихся по количеству фаз, структурному облику пород и рудоносности. В восточной части пояса (побережье Японского моря – 1 группа) интрузивы многофазны и сложены равномерно зернистыми породами. В них широко развиты процессы внутрикамерной дифференциации и с ними не известно крупных месторождений, хотя рудопроявления встречаются. Они образуют крупные геологические тела (десятки километров). В западной части пояса (Дальнегорская вулканоструктура – 2 группа и Краснореченское поднятие – 3 группа), интрузивы однофазны, сложены резко порфирировидными породами. В отличие от восточных они образуют тела меньших размеров (от сотни метров до первых километров) и с ними пространственно тесно связаны рудные месторождения.

Было установлено, что причина отличий гранитоидных интрузивов западной и восточной частей вулканического пояса зависит от глубины выплавления магматических расплавов, возрастающей с востока на запад при одновременном уменьшении степени дифференцированности магм и увеличении первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Магмы интрузивов западной части могли быть генерированы на глубинах 25-30 км (8-10 кбар) и поэтому они богаче флюидной фазой

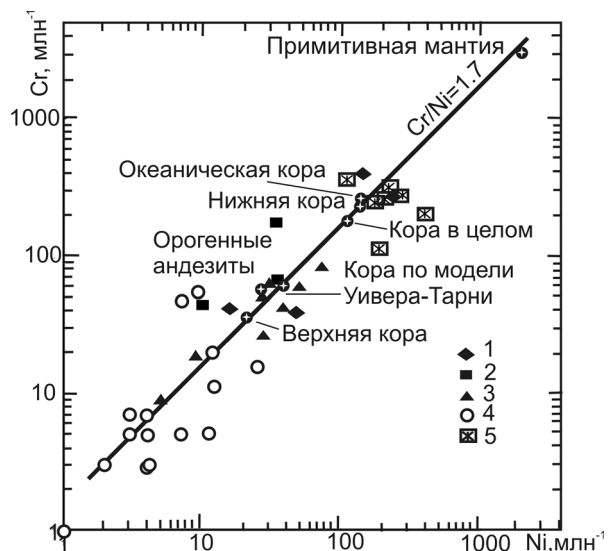


Рис. 1. Содержание Cr и Ni в мантии и коре [7] с точками пород изученных массивов: 1 – габбро и диориты; 2 – монцониты; 3 – гранодиориты; 4 – граниты; 5 – базальты (Сахно и др., 1976).

$(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) > 3,5\%$, чем восточные, содержащие ($< 3,0\%$ масс. флюидной фазы), которые выплавились на глубине 15-20 км (5-6 кбар).

По представлениям современных исследователей гранитоидные расплавы выплавляются из пород коры, сохраняя некоторые петро-геохимические характеристики исходных пород, что позволяет по петро-геохимическим особенностям гранитоидов приблизиться к решению вопроса об условиях генерации гранитных магм. Представления о происхождении гранитных расплавов в различных условиях отражены в некоторых классификациях, авторы которых предлагают использовать различные петрохимические параметры или содержания отдельных микроэлементов, например Rb, Ba, Sr или Cr и Ni и пр.

Предполагается, что Ni и Cr в процессе частичного плавления, должны оставаться в остаточных фазах в нижней коре в результате кристаллизационного фракционирования, происходящего при выплавлении магм, из которых впоследствии образовались граниты [6]. На диаграмме (рис. 1) точки составов гранитоидов в изученных массивах занимают нижнее поле диаграммы – ниже точки «Верхняя кора», а точки приморских базальтов, занимают поле вокруг точки «Нижняя кора» в верхней части прямой линии $\text{Cr}/\text{Ni}=1,7$ [6]. Составы диоритов и гранодиоритов на этой диаграмме располагаются между точками «Верхняя» и «Нижняя» кора, свидетельствуя в целом о верхнекоревом источнике расплавов гранитоидов (рис. 1).

Точки составов пород некоторых изученных массивов гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня были нанесены на диаграмму [7] с экспериментальными полями парциальных расплавов амфиболитов, метаграувак и фельзитовых пелитов (рис. 2).

Расположение точек составов на диаграмме свидетельствует о том, что диориты, гранодиориты и адамеллиты всех массивов могли быть образованы из парциальных расплавов амфиболитов, а граниты – в основном из парциальных расплавов граувак и частично из фельзитовых пелитов. Преобладание метабазитовых субстратов указывает на то, что источником выплавления гранитоидов служили мафические породы океанической коры.

Полученные авторами Nd – Sr – $\delta^{18}\text{O}$ изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня также свидетельствуют о том, что они образовались из расплавов, ведущих свое происхождение из пород с мантийными параметрами и непродолжительной коровой историей, не проходивших стадии рециклинга, что характерно для гранитообразования в зоне перехода континент – океан.

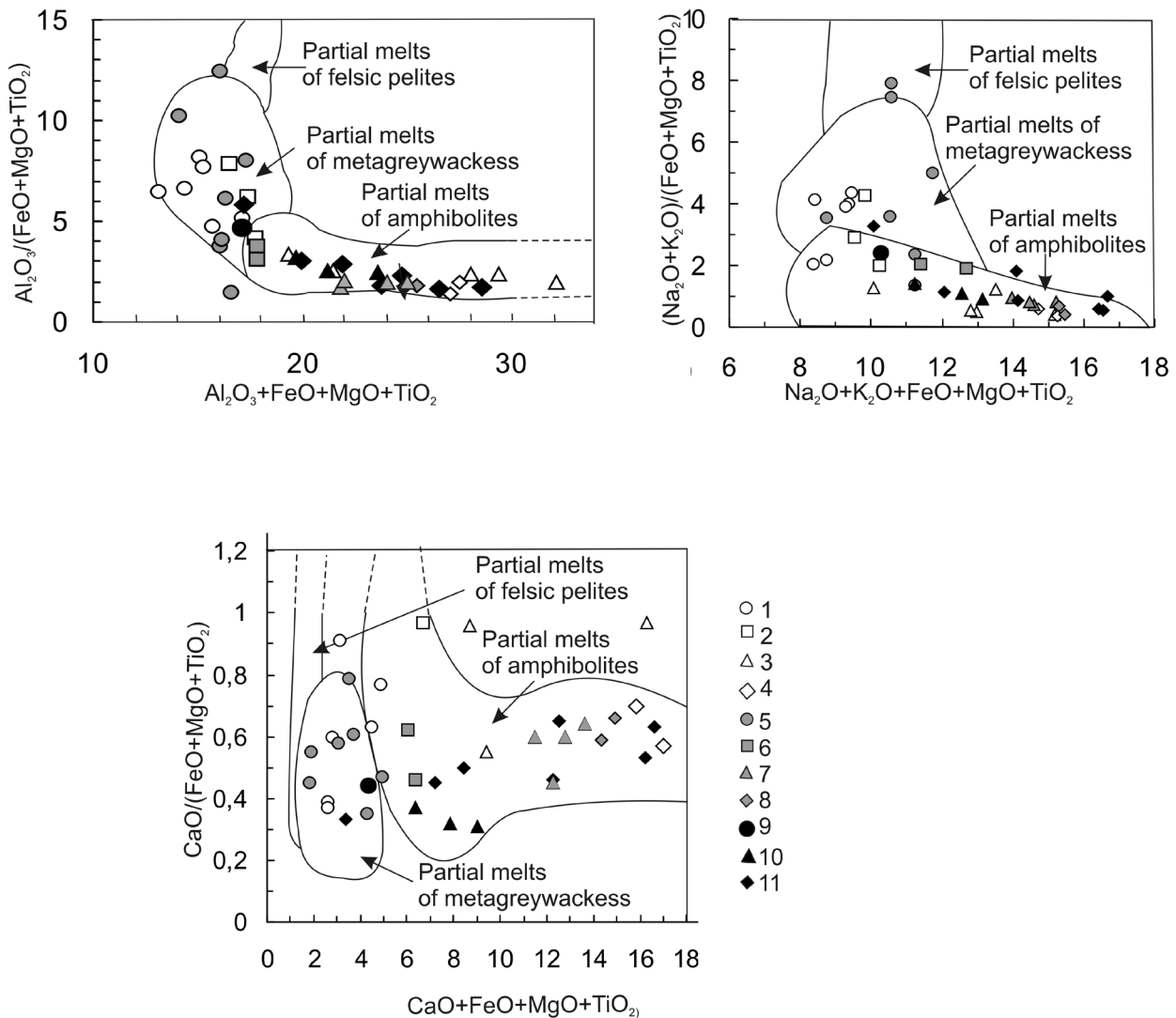


Рис. 2. Поля парциальных расплавов фельзитовых пелитов, метаграувакк и амфиболитов, по экспериментальным данным [7] с точками составов гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня. (1-4) – Прибрежная зона по [1].; (5-8) – Центральный Сихотэ-Алинь (Средне-Арминский, Приисковский, Нижнее-Арминский массивы по [5]); (9-11) – Березовский и Арабатский массивы по [2]. 1, 5, 9 – граниты; 2, 6 – адамеллиты; 3, 7, 10 – гранодиориты; 11 – монцодиориты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района. Владивосток, Дальнаука, 1997, 200 с.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеан. геология, 2011, т. 30, № 3, с.20-31.
3. Жариков В. А. Проблемы гранитообразования // Вестник МГУ, сер. 4. Геология, 1987, №6, с.3-14.
4. Жариков В. А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука. 1994., с.83-103.
5. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир. 1988, 289 с.
7. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society of London, Special Publication, 1999, vol. 168, pp. 55-75.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ КРУПНООБЪЕМНЫХ МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЗ РАЗНОСТРУКТУРНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ, ПРИМОРЬЯ И КАМЧАТКИ

Васильев Ю.Р.^{1,2}, Гора М. П.¹, Шевко А.Я.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения РАН
г. Новосибирск, meimech@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет
г. Новосибирск, gora@igm.nsc.ru

В последнее время петрологи все больше внимания уделяют изучению процессов генерации и эволюции пикритоидных расплавов, которые рассматриваются, как родоначальные для мафит-ультрамафитовых образований различной щелочности, как в стабильных, так и в подвижных регионах Земли. Примером таких образований могут служить разновозрастные крупнообъемные меймечит-пикритовые высокомагнезиальные бесфельдшатоидные ассоциации на Сибирской платформе, в Приморье и на Камчатке. На севере Сибирского кратона породы этой ассоциации имеют пермо-триасовый возраст и проявлены в Маймеча-Котуйской провинции (МКП), где они располагаются в бортовой зоне рифта, в юго-западной части Гулинского щелочно-ультраосновного плутона [1]. В Приморье нижнемеловые меймечит-пикритовые образования сосредоточены в Сихотэ-Алине, в зоне перехода океан – континент, для которой характерно сочленение континентальных и океанических плит и проявление процессов спрединга и субдукции [2]. На Камчатке эта ассоциация локализована в районе Восточно-Камчатского хребта и имеет вехрнемеловой возраст [5]. Меймечит-пикриты из этих регионов представлены внешне сходными разнофациальными проявлениями ультраосновных вулканических и субвулканических пород, состоящих на 40-70 % из вкрапленников магнезиального оливина и в различной степени раскристаллизованной в клинопироксен основной массы. Как акцессории присутствуют хромшпинелиды, титаномагнетит, перовскит, биотит, сульфиды. Как правило, меймечит-пикриты встречаются совместно с другими интрузивными и эффузивными ультрамафит-мафитовыми породами.

Нами использован обширный оригинальный и литературный материал, включающий петрохимические, геохимические, изотопные данные, а также результаты изучения первичных расплавных включений в оливинах этих пород [1-5 и др.]. Проведенный комплексный сравнительный анализ информации одного уровня показал, что по петрохимическим данным породы этих ассоциаций различаются несущественно. Более значимые различия между ними проявились по содержаниям примесных элементов, особенно по содержаниям высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf). Максимально высокие количества этих элементов присутствуют в меймечит-пикритах МКП, а наименьшие – в породах Камчатки.

Максимальные различия устанавливаются по содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно легких. Наибольшие количества легких РЗЭ присутствуют в породах Маймеча-Котуйской провинции, отношения La/Yb в них достигают 37, в то время как для Сихотэ-Алиня содержания легких РЗЭ практически на порядок ниже, а отношение La/Yb составляет 7,7-8,2, а для Камчатки это отношение минимально – 0,4-4,2 при самых низких количествах редкоземельных элементов.

Распределение малых элементов, в том числе РЗЭ, показано на рисунке. На этом рисунке видно, что в породах МКП наиболее высокие содержания некогерентных элементов (см. рис. 1а). При этом наблюдаются максимумы для Nb и Ta и минимумы для K и Sr, что характерно для пород кратонов. Меймечит-пикриты Сихотэ-Алиня при значительно меньших количествах малых элементов демонстрируют на спайдер-диаграммах спектры, подобные спектрам для пород МКП (см. рис. 1б). Это согласуется с представлениями некоторых исследователей о внутриплитном проявлении меймечит-пикритового магматизма этого региона [3]. Противоположный характер распределения максимумов и минимумов на спайдер-диаграммах (минимумы для Nb, Ta, Zr, Ti и

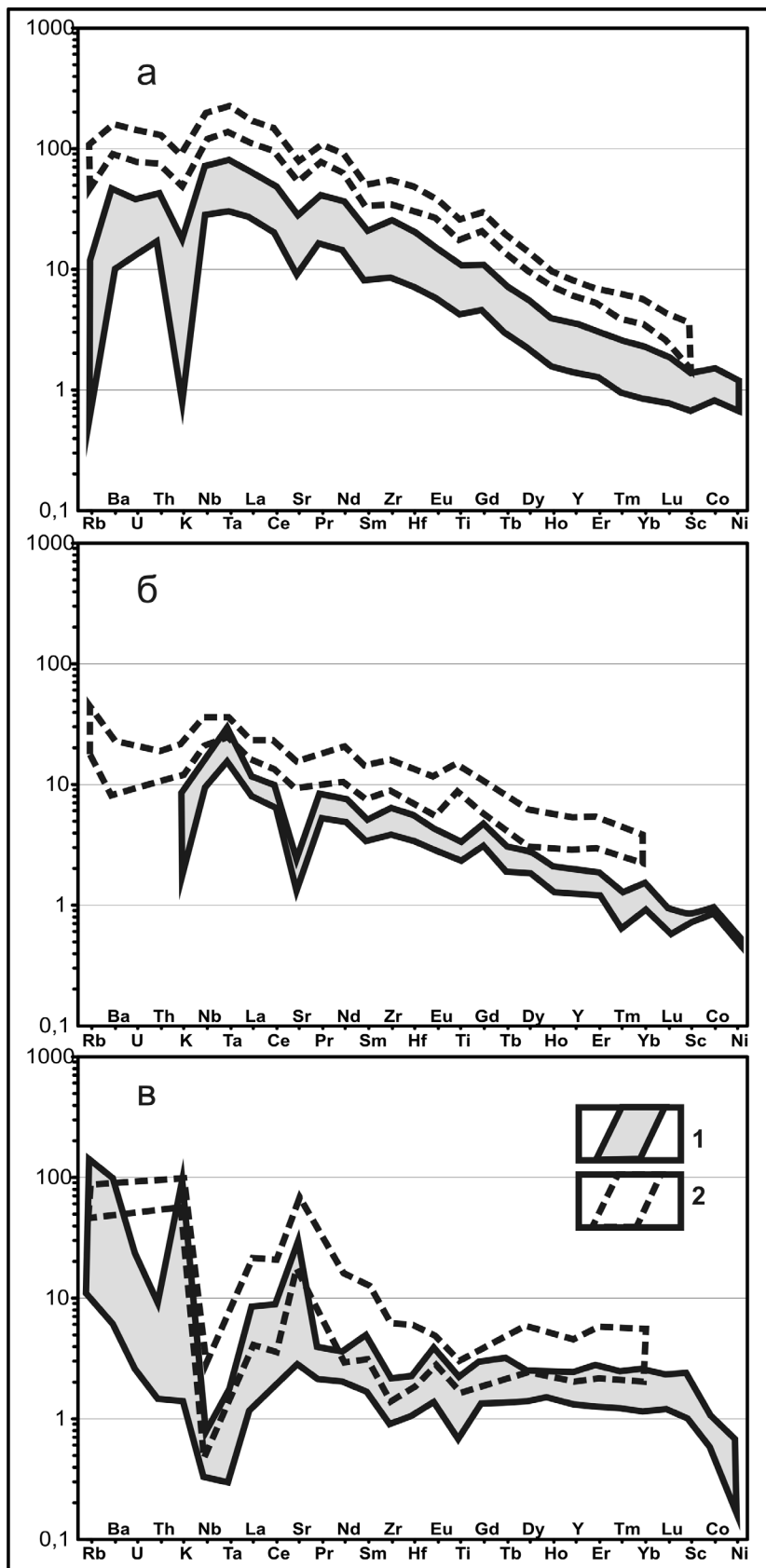


Рис. 1. Спектры распределения редких элементов, нормированы к примитивной мантии, для пород (1) и расплавных включений в оливинах (2) из меймечит-пикритовых ассоциаций Маймечя-Котуйской провинции (а), Сихотэ-Алиня (б) и Камчатки (в).

максимумы для К и Sr) наблюдается для меймечит-пикритов Камчатки (см. рис. 1в), что отражает островодужный характер магматизма.

В исследованных породах были также детально изучены первичные расплавные включения в оливинах [3, 4, 5 и др.]. Их химический состав и содержания в них малых элементов отражают состав «исходных» расплавов, формировавших породы этих ассоциаций. По содержанию петрогенных оксидов составы этих расплавов отличаются от состава меймечит-пикритов более низкими содержаниями MgO при больших количествах других компонентов, особенно щелочей. В них также повышенные содержания примесных, в том числе редкоземельных элементов, характер распределения которых повторяет на диаграммах контуры распределения этих элементов в породах (см. рис.).

Имеющиеся в нашем распоряжении изотопные характеристики по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для изученных меймечит-пикритовых ассоциаций имеют близкие интервалы значений, свидетельствующие о практически полном отсутствии ассимиляционных процессов. Величины ϵNd существенно различаются между собой

(2,8-5,9 в Маймечя-Котуйской провинции и 9,1-10,7 на Камчатке), характеризую различную степень деплетированности мантийного субстрата.

Изучение первичных расплавных включений в оливинах позволило установить как составы и температуры генерации «исходных» расплавов, так и тренды их эволюции.

Аномальное обогащение меймечит-пикритовых пород Маймеча-Котуйской провинции некогерентными элементами связывается с процессами метасоматического изменения мантийного субстрата и его частичным высокотемпературным (более 1600 °С) плавлением [4, 6 и др.]. «Исходным» расплавом для пород этой ассоциации был щелочной пикрит с содержанием MgO до 24 мас.%, который в процессе кристаллизации мог эволюционировать в области щелочных пород – щелочных пикритов, пикробазальтов и базальтов.

В меймечит-пикритах Сихотэ-Алиня, формирующихся на континентальной окраине, процесс магмообразования был также высокотемпературным, но, судя по более низким содержаниям некогерентных элементов в породах этой ассоциации, происходил, вероятно всего, при более высоких степенях плавления мантийного субстрата, чем в МКП. «Исходный» расплав соответствовал по составу ультраосновному пикробазальту, тренд эволюции которого лежит в области пород нормальной щелочности от ультраосновных пикробазальтов до андезибазальтов.

Породы меймечит-пикритовой ассоциации Камчатки содержат минимальные количества некогерентных элементов, что, по-видимому, свидетельствует о значительных степенях плавления глубинного лерцолита. По составу «исходный» расплав был близок к высокомагнезиальным трахибазальтам с трендом эволюции в области субщелочных пород.

Проведенное нами геохимическое моделирование фракционного плавления примитивной мантии, состав которой соответствует гранатовому лерцолиту с соотношением плавящихся фаз по [7], показало, что степень плавления такого субстрата минимальна для Маймеча-Котуйской провинции, увеличивается для Сихотэ-Алиня и максимальна для Камчатки.

Суммируя полученные результаты и опираясь на существующие модельные представления о строении литосферной мантии в районах развития меймечит-пикритового магматизма, мы пришли к выводу, что внешне близкие по структурному рисунку, минеральному и химическому составу породы изученных меймечит-пикритовых ассоциаций существенно отличаются по содержанию и распределению примесных и редкоземельных элементов, что свидетельствует о разных составах «исходных» расплавов, имеющих собственные тренды эволюции. Породы этих ассоциаций являются производными высокомагнезиальных и высокотемпературных расплавов, возникающих в результате частичного плавления в разной степени деплетированного и метасоматически преобразованного мантийного субстрата в различных геодинамических обстановках.

Работа выполнена по плану НИР ИГМ СО РАН и при поддержке министерства образования и науки Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Геология Меймечитов севера Сибирской платформы // Доклады АН, 2012, том 445, №3, с. 299-302.
2. **Войнова И.П.** Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, г.Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН, 2001, с.181-189.
3. **Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Котляров А.В.** Петрогенезис меймечитов Дальнего Востока (данные по расплавным включениям) // Тихоокеанская геология, 2014, №4.
4. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология геофизика, 2009, т.50, №12, с.1293-1334.
5. **Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P.** Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanic from Eastern Kamchatka // Journal of Petrology, 1995, vol. 36, №3, p. 637-662.
6. **Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A. and Vasiliev Y.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature, 2011, vol. 477, p. 312-316.
7. **Walter M. J.** Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere // Treatise of Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2003. V. 2. P. 363-394.

ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ В СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ СИСТЕМЕ (ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)

Войнова И.П.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ipvoynova@yandex.ru*

Сихотэ-Алинская аккреционная система сформирована в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеоокеана. В ней выделяют несколько разновозрастных аккреционных призм (террейнов). Непременным атрибутом аккреционных комплексов являются, наряду с кремнистыми и терригенными образованиями, вулканические породы. Нами изучены разновозрастные вулканисты юрско-раннемеловой (Хабаровский и Самаркинский террейны) и аптско-альбской (Киселевско-Маноминский террейн) аккреционных призм. Геологическое строение аккреционных призм и ситуация проявлений вулканистов описана во многих работах [1-5 и др.]. В Хабаровском террейне вулканисты встречаются в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями [2, 3]. Изученные терригенно-вулканогенно-кремнистые образования, слагающие Самаркинский террейн, формировались в широком временном интервале от позднего карбона-перми до юры [2, 4]. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканисты кремнистых отложений определены ископаемые радиоларии позднеюрско-раннемелового возраста [2-4, 6]. В основе данного исследования лежит совокупность всех имеющихся данных о химическом составе вулканистов различного возраста и разных террейнов.

Вулканисты представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиадокластитами, лавобрекчиями, ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими отложениями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. В Хабаровском террейне в меланже встречаются разновидности дацитового состава. Вулканисты характеризуются преобладанием в составе щелочей натрия над калием, лишь в юрских щелочных базальтах Самаркинского террейна наряду с натровой серией (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) имеет место и калиевая («островные» базальты). Характерна проявленная в разной степени для разновозрастных базальтов ферро-титановая специализация. Применение различных петрогеохимических диаграмм (дискриминационных – ДД и спайдер-диаграмм – СД) позволило выделить следующие типы вулканистов в аккреционных призмах Сихотэ-Алиня.

1) Группа океанических базальтов, включающая разновидности типа OIB и E-MORB. Эти базальты наиболее широко распространены, представлены во всех террейнах и имеют место среди образований всех возрастов. Они четко идентифицируются на ДД (TiO_2-K_2O , $Zr/4-2Nb-Y$, $Zr-Ti/100-3Y$, $Nb-Zr$ и др.). Фигуративные точки преимущественно размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньшая часть – в полях E-MORB. На СД хондрит-нормированных составов REE и RE графики распределения показывают обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в K-базальтах Самаркинского террейна – более значительное. Характерной чертой являются четкие Ta-Nb максимумы. Нормирование по E-MORB и OIB демонстрирует преимущественно промежуточный характер вулканистов между E-MORB и OIB. K-базальты Самаркинского террейна соответствуют обогащенным OIB. Соотношения Nb-Zr-Y-Ta свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах. Геохимические типы источников обогащенные, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм. Для этой группы базальтов характерно постепенное изменение составов от типичных E-MORB до обогащенных OIB при преобладании последних, что демонстрируется едиными полями на ДД и сходным видом кривых на СД. Лишь базальты Хабаровского террейна выделяются низкими содержаниями K и Rb. Веро-

ятно, базальты этой группы формировались на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях.

2) Группа базальтов типа T-MORB. В эту группу входят базальты района п. Снарского Киселевско-Маноминского террейна в ассоциации с позднеюрскими известняками и один из видов базальтов, ассоциирующихся с пермскими известняками, из меланжа Хабаровского террейна. Это толеитовые базальты, характеризуются низкими содержаниями щелочей, особенно K, на ДД их фигуративные точки образуют поле, приуроченное к границе N- и E-MORB, на СД их кривые наиболее близки графику E-MORB. По соотношениям Nb/Zr-Y/Ta они соответствуют базальтам океанических плато, источники которых имеют плюмовые характеристики и наиболее близки по составу РМ. На диаграмме соотношения Th/Yb-Ta/Yb поле фигуративных точек этих базальтов позиционируется близ эталонного состава E-MORB и свинуто в сторону более деплетированных разновидностей. Вероятно формирование этих базальтов происходило в обстановке плюма в рифтовой зоне.

3) Базальты со смешанными (островодужными + деплетированных составов) характеристиками. Эти базальты встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями Р возраста. На СД кривые распределения REE, нормированных по хондриту, имеют субгоризонтальный вид с обогащением порядка 10 раз. Графики хондрит-нормированных содержаний RE имеют ярко выраженный Ta-Nb-минимум. На ДД их фигуративные точки занимают особое положение: на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117- Nb/16, Th-Hf/3-Ta – в поле островодужных пород известково-щелочного типа, Mn10-TiO₂-P₂O₅10 – в поле островодужных толеитов, MgO-FeO*-Al₂O₃ – в поле океанических рифтов, La/10-Y/15-Nb/8 – в области тройной точки сочленения полей островодужных толеитов, N-MORB и базальтов задуговых бассейнов. На диаграммах, характеризующих источники магм, их положение тоже особенное: на ДД Nb/Zr-Y/Ta они близки наиболее деплетированным составам, а Th/Yb-Ta/Yb – их фигуративные точки размещаются вне тренда эволюции океанических мантийных магм в поле базальтов океанических островных дуг. При этом базальты характеризуются низкой титанистостью. По совокупности петрохимических характеристик можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга.

4) Группа вулканитов дацитового состава. В меланже Хабаровского террейна встречены лавобрекчии, которые выделяются из всей совокупности вулканитов более кислым составом и соответствуют по содержанию SiO₂ дацитам. Нахождение их в меланже дает возможность высказаться, по аналогии с другими вулканитами из меланжа, но очень предположительно, за их пермский возраст. Фигуративные точки лавобрекчий на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117- Nb/16, Th-Hf/3-Ta, применимых и для вулканитов среднего и кислого состава, размещаются в поле островодужных пород известково-щелочного типа. По соотношению Al и Ti они соответствуют островодужным вулканитам (Al₂O₃/TiO₂ – в интервале 15-25). На СД они характеризуются минимумами Ta-Nb (причем значительными), Ti, Eu (неглубокими) и максимумами Rb, Th, K. Фигуративные точки лавобрекчий на диаграмме Nb/Y-Zr/Y смещены в приграничную область островодужных производных плюмовых источников, а судя по диаграмме Th/Yb-Ta/Yb, источник лавобрекчий имеет субдукционный характер.

Таким образом, пермские вулканиты представлены внутриплитными океаническими базальтами (группа 1), базальтами типа T-MORB (группа 2), базальтами со смешанными характеристиками (группа 3) и лавобрекчиями дацитового состава (группа 4). Триасовые и юрские вулканиты представлены внутриплитными базальтами (группа 1), причем среди последних появляются базальты K-серии. Позднеюрско-раннемеловые базальты – внутриплитные (группа 1) и типа T-MORB (группа 3).

В Хабаровском террейне вулканиты представлены тремя типами: внутриплитными базальтами пограничного состава E-MORB / OIB, которые встречены в блоках в меланже в ассоциации с раннепермскими известняками, а также (предположительно) в составе пластины триасовых кремней.

Наряду с ними из меланжа определены еще более примитивные базальты типа T-MORB. Кроме базальтов в меланже обнаружены лавобрекчии дацитового состава с островодужными характеристиками. Вулканисты Самаркинского террейна представлены спектром базальтов от E-MORB до внутриплитных натровой и калиевой (среди юрских) серий. Встречены базальты со смешанными характеристиками, присущими островодужным и деплетированным магмам, вероятно формировавшиеся в задуговом рифте. В Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты, сформированные из обогащенных в различной степени плюмовых источников. В разных сегментах аккрецированы и сохранились базальты различных типов: во всех блоках преобладают базальты типа OIB – E-MORB. В Снарском блоке имеют место базальты типа T-MORB, видимо, сформированные над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него. Базальты г. Придорожной имеют наиболее щелочной и обогащенный характер, они ассоциируют с гемипелагическими отложениями и формировались, вероятно, в области, приближенной к зоне субдукции. Маноминские базальты имеют промежуточный характер.

Различия в петрохимических составах базальтов возможно является следствием различной мощности литосферы. Так, соотнеся геохимические метки изученных базальтов с графиком $\langle [SM/Yb]_{CN} \rangle$ – мощность литосферы», по [6], можно предполагать различную мощность литосферы при их формировании. Формирование хабаровских внутриплитных базальтов пермского возраста происходило при мощности литосферы 50-60 км, триасового – 70-80 км, а базальтов типа T-MORB – при минимальной мощности литосферы, вероятно в спрединговом хребте. Реконструируемая мощность литосферы при формировании вулканистов Самаркинского террейна имеет большой диапазон значений. Минимальная мощность литосферы реконструируется для пермских базальтов со смешанными характеристиками (группы 3), которые, видимо, формировались в задуговом рифте. Внутриплитные пермские базальты формировались при литосфере мощностью 20, 50, 90 км, триасовые – 50-60 км и 90 км, юрские базальты выплавлялись на разных удалениях от зоны спрединга при различной мощности литосферы: при малой мощности литосферы, 10-25 км, 40-50 км, а базальты K-серии – при мощности более 90 км. Для базальтов различных блоков Киселевско-Маноминского террейна реконструируется различная мощность: для снарских базальтов – минимальная, киселевских – преимущественно 5-25 км, маноминских – 30-40 км, придорожных – 25-40 и 65-75 км. Закономерный характер распределения базальтов различных типов, формирование которых коррелируется с различной мощностью литосферы, по блокам возможно объясняется косым направлением движения океанической плиты относительно конвергентной границы и постаккреционной сложной тектонической перестройкой.

ЛИТЕРАТУРА.

1. **Войнова И.П.** Вулканические породы аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня – индикаторы океанического вулканизма Палеопацифики. // «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Материалы XI Петрографического совещания. Екатеринбург, 2010. Т.1. С. 127-128.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток. Дальнаука, 2006. В 2 т. 981с
3. **Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н.** Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
4. **Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А.** Базальты океана Панталасса в Самаркинского террейне (Центральный Сихотэ-Алинь). Тихоокеан. геология. 2009. Т.28. № 3. С. 23-37.
5. **Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А.** Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т.29, № 4. С. 19-33.
6. **Humphreys E. R., Niu Y.** On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. Lithos, 112 (2009) 118–136.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СУБДУКЦИОННЫХ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ МАГМ ПОД МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНОЙ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Воронцов А.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, voron@igc.irk.ru*

Минусинская котловина, расположенная на территории площадью около 100 000 км² между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян, объединяет Южно-Минусинскую, Сыда-Ербинскую, Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую впадины. Она является одним из крупнейших элементов девонской рифтовой системы в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Котловина характеризуется изометричной формой с элементами “песочных часов” и площадным распределением продуктов вулканизма в основании своего осадочно-вулканогенного заполнения. Ранние этапы ее развития сопряжены с образованием вулканических комплексов полного спектра по кремнекислотности. Такие ассоциации залегают с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте и вскрываются в обрамлении котловины. На поздних этапах магматическая активность была подавлена и котловина заполнялась преимущественно терригенными осадочными толщами.

Распределение фигуративных точек составов вулканитов Минусинской котловины на классификационной диаграмме (рис. 1) отвечает дифференцированным базальт-риолитовым и базальт-трахитовым ассоциациям. Породы с содержанием SiO₂ от 43 до 53 мас.% представлены базальтами и долеритами. Подавляющее их большинство соответствует натриевой (Na₂O/K₂O>4) и калиево-натриевой (4>Na₂O/K₂O>1) сериям. Редкие лейцитовые базальты отвечают калиевой серии с превышением K₂O над Na₂O в 1,5 раза. Все породы принадлежат умереннотитанистой группе с вариациями TiO₂ в пределах 0,90 – 1,96 мас.% со средним значением 1,42. По уровню концентраций редких литофильных элементов базиты близки к составам внутриплитовых базальтов типа OIB, принимаемых как эталон обогащенных литофильными элементами источников основных расплавов. В то же время по сравнению с OIB они обогащены Ba, Sr, тяжелыми редкоземельными элементами и обеднены Nb, Ta, Ti и Th, что является признаком флюидонасыщенных магм, образующихся в надсубдукционных условиях. Фигуративные точки составов базитов Минусинского

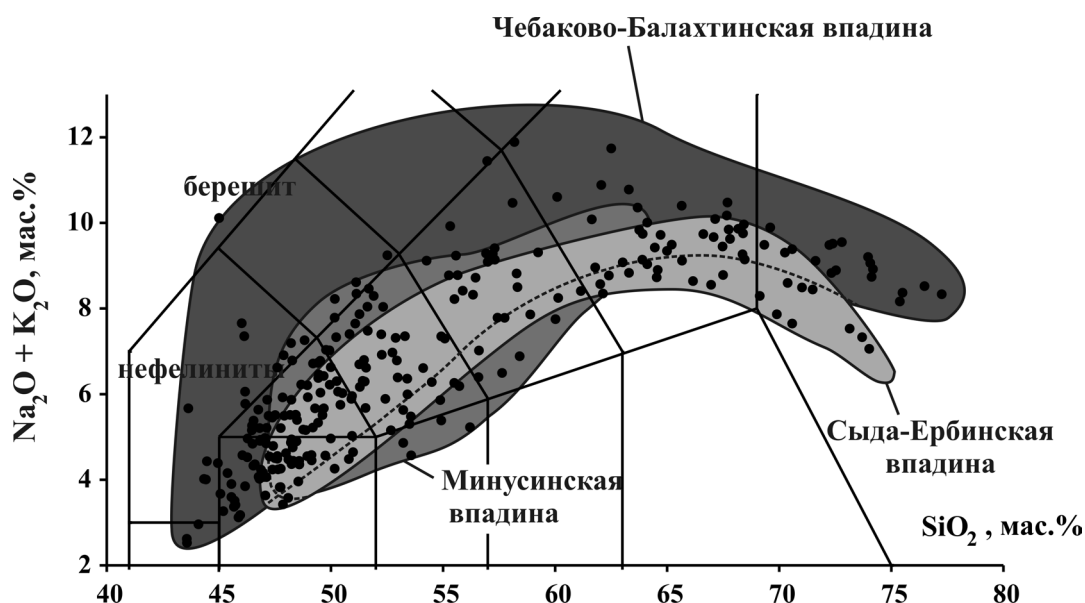


Рис. 1. Положение составов пород девонских магматических ассоциаций Минусинской котловины на классификационной диаграмме SiO₂ – (Na₂O+K₂O), мас. %.

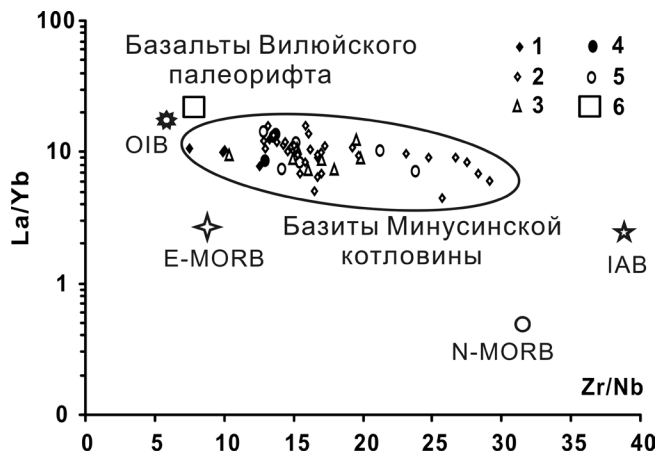


Рис. 2. Составы базитов Минусинской котловины на диаграмме в координатах парных отношений La/Yb - Zr/Nb . Породы впадин: 1, 2 – Чебаково-Балахтинской (1-щелочные, 2-субщелочные), 3 – Сыда-Ербинской, 4, 5 – Южно-Минусинской (4-щелочные, 5-субщелочные), 6 – базальты Вилюйского палеорифта по [4]. Составы IAB по [3], OIB, E-MORB, N-MORB по [6].

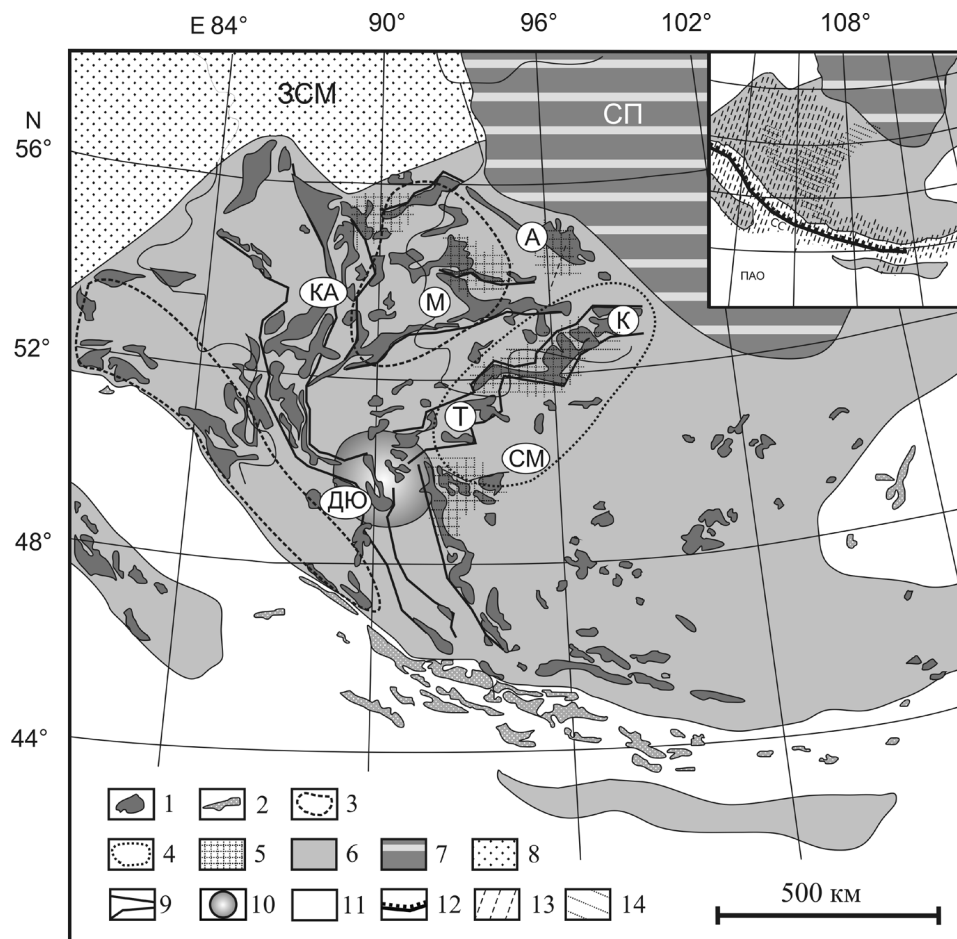


Рис. 3. Ареалы проявления девонского вулканизма в пределах юго-западного обрамления Сибирского палеоконтинента и схематическая реконструкция активной континентальной окраины на 380 млн. лет (на врезке).

1-2 – девонские вулканиды: 1 – континентальные, 2 – океанические; 3-5 – области распространения: 3 – андезитовых, риолит-дацитовых и базальт-андезит-трахит-риолитовых ассоциаций с участием умереннотитанистых базитов; 4 – базальт-трахириолитовых, базальт-командитовых ассоциаций с участием высокотитанистых базитов, 5 – щелочных пород щелочно-габброидной и сиенит-щелочногранитной ассоциаций; 6 – территория среднепалеозойского палеоконтинента; 7 – Сибирская платформа (СП); 8 – Западно-Сибирская мегасинеклиза (ЗСМ); 9 – разломы и границы рифтовых зон; 10 – проекция горячей точки мантии. Для врезки: 11 – Палеоазиатский океан (ПАО); 12 – предполагаемая субдукционная сутура (СС); 13 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с процессами субдукции; 14 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с плюмовыми источниками. Прогобы: М – Минусинский, А – Агульский, Т – Тувинский, ДЮ – Делюно-Юстыдский; системы грабен: КА – Кузнецко-Алатауская, СМ – Северо-Монгольская.

прогиба на диаграмме зависимости парных отношений несовместимых элементов La/Yb-Zr/Nb (рис. 2) группируются вдоль линии, охватывающей диапазон составов между OIB и IAB и резко отличаются от девонских базитов внутриконтинентального Виллюйского рифта, составы которых приближены к составам OIB. Это позволяет предполагать, что в ходе образования базитов Минусинского прогиба происходило смешение расплавов из магматических источников, типичных для внутриплитовых обстановок и активных континентальных окраин. Породы с содержанием SiO₂ от 53 до 77 мас.% по сравнению с базитами обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf, редкоземельными элементами и обеднены Sr и P. В них отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в базитах, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум.

Вероятно, появление умереннотитанистых базитов Минусинского прогиба в пределах девонской рифтовой системы объяснимо уменьшением степени влияния мантийного плюма, формирующего высокотитанистые породы в тройной точке рифтов и на ее Делюно-Юстыдской и Тувинской ветвях (рис. 3). Эти высокотитанистые породы были образованы из источников, которые обогащены LREE и характеризуются такими трендами распределения изотопных составов Sr и Nd, которые ориентированы субпараллельно линии мантийной корреляции [1]. В отличие от них, геохимические характеристики источников материнских магм под котловиной определяются в основном составом метасоматизированной водным флюидом мантии, возникновение которой произошло в ходе субдукционных процессов. Изотопные составы Sr и Nd для этой мантии отклоняются от мантийного ряда в сторону составов с повышенными содержаниями радиогенного стронция [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00365).

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.
2. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С. В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // Доклады РАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 514-520.
3. Гриб Е. Н., Леонов В.Л. Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Крымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3-25.
4. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Егоров К.Н. Состав и источники девонского вулканизма Виллюйского рифта // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 6. С. 798-804.
5. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29-59.
6. Sun S.S., McDonough W.F. // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ БАДЖАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.

Гоневчук В.Г.¹, Чугаев А.В.², Гореликова Н.В.², Гоневчук Г.А.¹,
Семеняк Б.И.¹, Гольцман Ю.В.², Бортников Н.С.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, email: bns@igem.ru

Баджальская вулканическая зона, получившая широкую известность после обнаружения в ней крупнейшего в России Правоурмийского месторождения олова, расположена в централь-

ной части Хингано-Охотского магматического (металлогенического) пояса. Она сформировалась на гетерогенном фундаменте: в юго-западной части – метаморфические породы протерозойско-палеозойского Буреинского террейна, в северо-восточной – породы Баджальского террейна юрской аккреционной призмы (рис.).

Магматические породы Баджальской зоны объединены в четыре комплекса. К наиболее раннему Даянскому комплексу (125-118 млн. лет) отнесены щелочные и субщелочные габброиды и базальтоиды, формирование которых происходило в условиях рифтоподобных структур [5]. Среди более поздних магматических образований выделены породы андезит-гранодиоритового – Лакского (около 115 млн. лет), риолит-гранитного – Баджальского (105-90 млн. лет) и (трахи) андезит-монцодиоритового – Силинского (ок. 90 млн. лет) комплексов. По основным петрохимическим характеристикам породы Лакского, Баджальского и Силинского комплексов относятся к известково-щелочной калиево-натровой серии, типичной для активных континентальных окраин. При этом породы Баджальского комплекса характеризуются как повышеннокалиевые, а Лакского – как низкокалиевые. Петрохимические данные – содержание и соотношение в породах последовательных фаз оксидов щелочей и алюминия, железа и магния – свидетельствуют о принадлежности пород Лакского, Баджальского и Силинского комплексов к одной генетической ассоциации – магматической серии.

В докладе рассматриваются результаты геохимического и изотопно-геохимического исследования, выполненного для магматических пород Баджальской вулканической зоны, и обсуждаются вопросы петрогенезиса и источников магматических расплавов.

Для пород Даянского комплекса установлены высокие значения отношения Ti/V при низких – Rb/Ba , что характерно для магматических расплавов базитового состава, образовавшихся на глубинном («подлитосферном») уровне. На это же указывают соотношения концентраций Rb , Sr и K ; La и Yb и др. Особенности распределения РЗЭ, в первую очередь преобладание элемен-

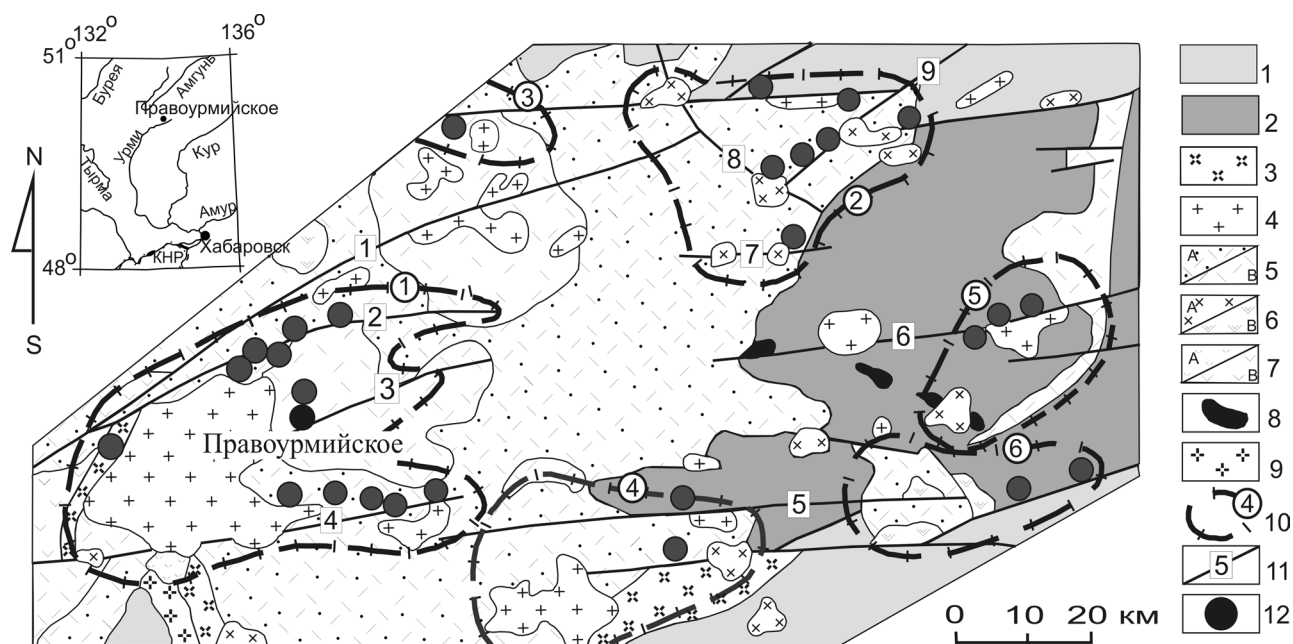


Рис. Геолого – металлогеническая схема Баджальской вулканической зоны.

1 – мезозойские терригенные отложения; 2 – палеозойские терригенно-кремнистые отложения; 3 – метаморфизованные породы Буреинского массива; 4, 5 – Баджальский магматический комплекс (105-90 млн. лет): 4 – биотитовые граниты; 5 – риолиты, риодациты: А – покровные, Б – экструзивные; 6 – трахиандезиты (А) и монцониитоиды (Б) Силинского комплекса (92-89 млн. лет); 7 – андезиты (А), преимущественно гранодиориты (Б) Лакского комплекса (~115 млн. лет); 8 – щелочные габбро и пикриты Даянского комплекса (~120 млн. лет); 9 – палеозойские гранитоиды; 10 – рудные узлы, 11 – разломы 12 – месторождения и рудопроявления.

тов «легкой» части спектра, фиксируют сходство даянских базитов с «внутриплитными» породами. Эти данные, а также Sr-Nd-Pb изотопные характеристики, показывающие, что материнские расплавы имели начальные отношения: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7058-0,7061$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3,4$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,569$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,582$ [4], свидетельствуют о мантийном происхождении пород Даянского комплекса.

Породы Лакского андезит-гранодиоритового комплекса, по геохимическим признакам: пониженное содержание щелочей при преобладании натрия, высокая или очень высокая (A/CNK=1,05-1,4) глиноземистость, высокое содержание Fe и низкое Ti, относительно низкое содержание PЗЭ при слабо выраженном европиевом минимуме, сравнимы с магматическими ассоциациями зрелых островных дуг активных континентальных окраин по [3]. Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd характеристики изучены для двух образцов Лакского комплекса – андезита и гранодиорита. Рассчитанные для этих пород начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7087 и 0,7102) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51247 или $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,3$) свидетельствует о ведущей роли в их генезисе источника корового типа, с наибольшей вероятностью, – мезозойской континентальной коры.

Распределение редких и PЗ элементов в последовательных образованиях Баджальского комплекса соответствует установленному в ассоциациях редкометалльных гранитоидов других регионов: в направлении от ранних интрузивных фаз к поздним уменьшается содержание легких PЗЭ, Ba, Sr, Zn, Cr, Co и увеличивается – тяжелых PЗЭ, F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Nb, W [1]. В этом же направлении уменьшается степень фракционирования PЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 8,5 – 5,5/0,6 – 0,8), увеличивается европиевый минимум и растет отношение Th/U. Образование таких ассоциаций обычно связывается с плавлением зрелой континентальной коры. Изотопно-геохимические характеристики Баджальского комплекса изучены в семи образцах гранитов, отобранных из различных частей Урмийского массива и Правоурмийской дайки. Они обладают выдержанными содержаниями Rb, Sr, Sm и Nd, и, как следствие этого, значениями изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которые варьируют от 3,8 до 8,1 и от 0,123 до 0,138, соответственно. Только для одной пробы, представляющей позднюю дайку гранитов, величина $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения составила 18,4. Породы Баджальского комплекса однородны по величинам начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Рассчитанные на возраст пород значения этих отношений лежат в относительно узком интервале: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7069 до 0,7085 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,51246 до 0,51248 (или $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,7 - -2,2$). В целом, начальные Sr-Nd характеристики гранитов, а также рассчитанные величины модельных возрастов ($\text{T}_{(\text{DM})} = 1,1-1,4$ млрд. лет) для протолита, свидетельствуют о преобладании вещества протерозойской континентальной коры в магмах, из которых кристаллизовались породы Баджальского комплекса.

По Sr-Nd изотопным характеристикам магматическая ассоциация Баджальской вулканической зоны, за исключением Даянского комплекса, может быть отнесена к образованиям активных континентальных окраин [6]. Породы Даянского комплекса на диаграмме корреляции изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ расположены в квадранте I, в который попадают базиты с повышенными относительно мантийной последовательности значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. По этим же параметрам на диаграмме «двухкомпонентного смешения» (континентальный толеитовый базальт + верхняя «гранитная» кора; [6]) Даянский комплекс определяется как «континентальный толеитовый» при очень незначительном участии вещества коры, а Лакский и Баджальский дают рой точек на линии смешения вещества верхней коры и континентальных толеитов в отношении 3/2.

Рудная минерализация зоны сконцентрирована в шести рудных узлах, приуроченных к телам гранитоидов или порфировых риолитов Баджальского комплекса. Это рассматривается как доказательство генетической связи с ним рудной минерализации. Еще одно доказательство – зональность минерализации со сменой высокотемпературной грейзеновой на более низкотемпературную касситерит-силикатную и сульфидную по мере удаления на восток от восточного контакта Урмийского массива. Большинство исследователей считают, что определенная часть оловоруд-

ной минерализации связана с Силинским монцонитоидным комплексом. Формирование оловянной минерализации датируется в интервале 93 – 80 млн. лет. При этом выделяются два этапа рудообразования, для которых предполагаются разные источники вещества [2].

Выявленные геохимические и изотопно-геохимические характеристики магматизма Баджальской зоны свидетельствуют о его сложной мантийно-коровой природе и объясняют некоторые особенности связанной с ним рудной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Геохимические особенности становления многофазных гранитных интрузий в связи с их рудоносностью (Прибайкалье) // Граниты и процессы рудообразования. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 22-23.
2. Беспалов В.Я., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г. Пространственно-временные соотношения магматических образований и рудной минерализации Верхнебаджальского рудного узла // рудные месторождения дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. С. 12-19.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
4. Максимов С.О., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Калиевые основные породы эруптивных трубок восточной окраины Буреинского массива (Дальний Восток) // ДАН. 2001. № 6. С. 797-801
5. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез (типизация, магматизм, геодинамика) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3-20
5. Фор Г. Основы изотопной геологии // М: Мир. 1989. 590 с.

ТРАХИАНДЕЗИТ-МОНЦОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАВАЛЕРОВСКОГО И КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ: ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ

Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Орехов А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru

Большое значение для решения геологических и металлогенических проблем имеют результаты исследования магматических пород и их ассоциаций. Среди них выявлены генетические группы и отдельные типы пород, индикаторная роль которых особенно велика. Одна из них – шшонит-латитовая (трахиандезитовая) серия базальтоидов и их интрузивных аналогов – монцонитов. Породы этой серии широко развиты в тыловых частях окраинноконтинентальных вулканических поясов и во внутриконтинентальных подвижных зонах. Нами в сравнительном плане исследованы особенности «трахиандезит-монцонитовых» комплексов крупнейших на Дальнем Востоке России оловорудных районов – Кавалеровского и Комсомольского. Выбор объектов обусловлен не только их хорошей изученностью, но и тем, что магматические ассоциации этих районов чаще всего приводятся в доказательство оловоносности латитовых и трахиандезитовых магм.

Комсомольский район, в соответствии с представлениями А.И. Ханчука с соавторами [2], расположен в северо-западной части Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинского орогенного пояса вблизи стыка его с поясом Монголо-Охотским и локализован в породах Баджальского террейна юрской аккреционной призмы. Комплексы террейнов представлены чередованием пачек слоистых терригенных пород (песчаники, алевроиты) и «хаотических горизонтов». В южной части района присутствуют силлообразные тела спилито-диабазов.

Магматические породы района в региональных схемах описываются в составе альб-сеноманской вулcano-плутонической ассоциации Мяо-Чанской магматической зоны [1, 3] Хингано-Охотского (Малохинганского) вулканического пояса, которая рассматривается как серия, включающая, по разным авторам, от двух до четырех комплексов. В эффузивной фации представлены риолиты, риодациты, редко, дациты, объединенные в Холдаминскую толщу, и андезиты-дациты и андезиты (трахиандезиты) Амутской свиты. Переход между ними фиксируется как направленная смена вулканических фаций, что указывает на обоснованность выделения магматической ассоци-

ации района в ранге меловой (от 120 до 80 млн. лет) магматической серии. В интрузивной фации в аналогичной последовательности выделяются: гранодиорит – (плагио) гранитная ассоциация – Пурильский комплекс (от 112 до 93 млн. лет) монцодиорит – монцогранитная – Силинский комплекс (от 102 до 80 млн. лет) и гранит-лейкогранитная – Чалбинский (от 92 до 77 млн лет). Как вулcano-плутонический комплекс в серии рассматривается ассоциация амутских андезитов (трахиандезитов; 102 млн. лет) и монцодиоритов-монцогранитов – основной представитель оловоносной трахиандезит-монцонитовой ассоциации Комсомольского района.

Кавалеровский рудный район в расположен в том же орогенном поясе, что и Комсомольский, на удалении от него к югу примерно на 800 км. Их геологическая позиция, в целом, близка. Однако, в отличие от Комсомольского района, где среди терригенных пород доминируют образования юрской аккреционной призмы, в Кавалеровском преобладают раннемеловые турбидиты Журавлевского террейна. В восточной части района они перекрыты (с надвигом) породами неокотской аккреционной призмы – Таухинского террейна.

Магматическая ассоциация Кавалеровского района, в которой присутствуют разновозрастные (от раннемеловых до эоценовых) и разные по составу (от базальтов до риолитов и от габброидов до ультракислых гранитов) породы, традиционно рассматривалась в составе образований Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса. В этой концепции для района разработаны схемы магматизма, в соответствии с которыми выделяются (в возрастной последовательности) Березовско-Арагатский трахиандезит-монцонитовый (альб-сеноман), Угловской андезит – (монцо?) диорит-гранодиоритовый (сеноман-кампан), Шумненский гранит-лейкогранитный (кампанданий). Широкое распространение и большое металлогеническое значение имеет сложная по составу ассоциация разновозрастных даек, в которой, по-видимому, присутствуют как образования названных комплексов, так и самостоятельные в генетическом отношении «малые интрузии». Формирование магматической ассоциации района охватывает интервал от 115 до 45 млн. лет. Основным представителем трахиандезит-монцонитовой серии в Кавалеровском районе, является Березовско-Арагатский комплекс: 115-110 – млн лет, трахиандезиты и габбромонцониты, 110-95 млн. лет – монцониты, 80 млн. лет – граносиениты, в т.ч. турмалинсодержащие. Как его фациальный аналог или как самостоятельный комплекс рассматривается группа интрузивов «Соболиная» в юго-западной части района.

В структурах рудных районов породы трахиандезит-монцонитовой ассоциации занимают сходную, но не идентичную позицию. В Комсомольском районе они, в основном, сконцентрированы в блоке, ограниченном зонами субширотных Силинского (Центрального) и Лево-Хурмулинского разломов, формирование которых обусловлено сдвиговыми перемещениями по главным, ограничивающим район с запада и востока, ССВ глубинным разломам – Эльга-Гориканским и Холдаминским. Кислые разности развиты преимущественно в западной части района и пространственно совмещены с близкими им по возрасту гранитами Чалбинского гранит-лейкогранитового комплекса. Локализация и тех, и других контролируется ССВ разломами.

В Кавалеровском районе распространение пород ассоциации в меньшей мере определяется влиянием широтных структур. Подавляющая их часть локализована в блоке, ограниченном зонами ССВ разломов – Центрального Сихотэ-Алинского и Березовского. Тем не менее, развитие их ареала в этом блоке, а также и распространение за пределы блока к восточной границе района, контролируется зонами субширотных Дорожного – на севере – и Павловского – на юге разломов. Кислые разности пород комплекса – монцодиориты, граносиениты и др. – слагают мелкие тела в западной экзо – и эндоконтактной зонах Березовского и Арагатского интрузивов и пространственно сближены или даже совмещены с более молодыми гранитами (79-77 млн. лет) и лейкогранитами (65-60 млн. лет) Шумненского комплекса.

По времени формирования трахиандезит-монцонитовые ассоциации обоих районов близки. Тем не менее, приведенные выше данные изотопного возраста фиксируют более древний возраст

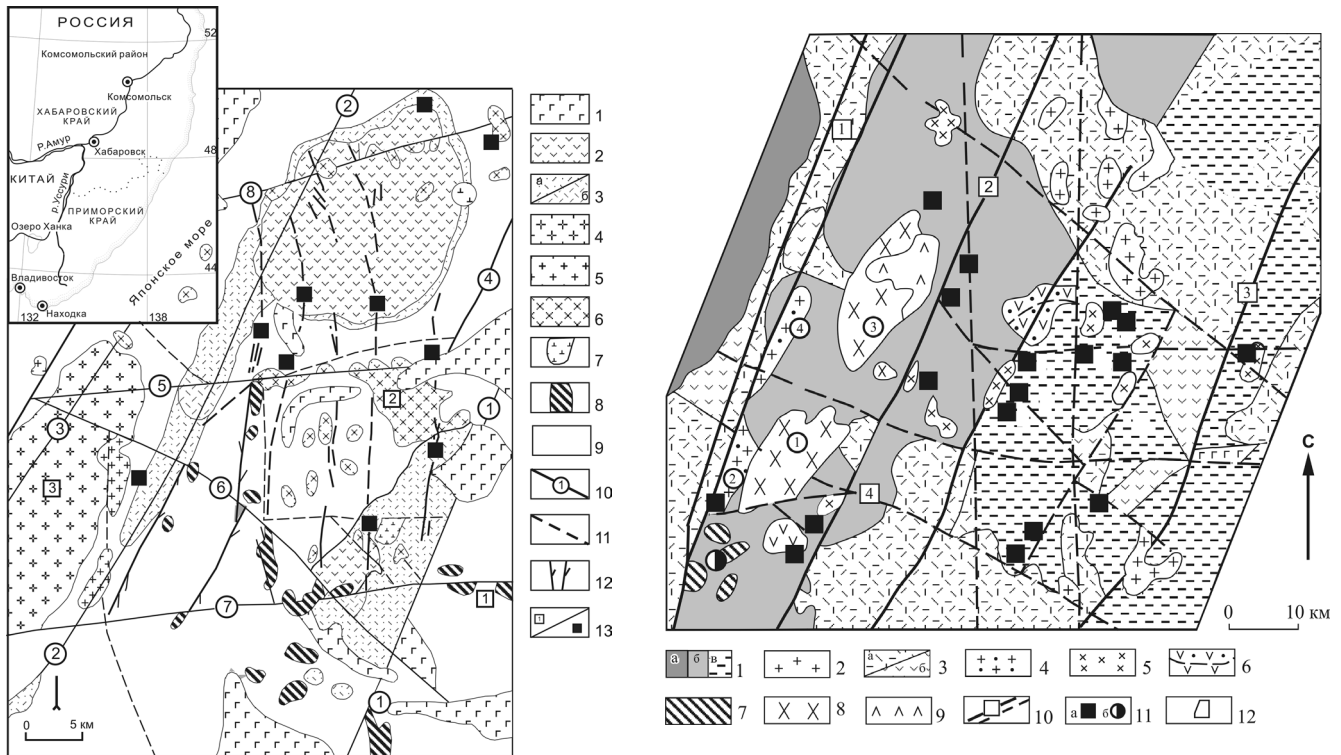


Рис. Геологические схемы районов: а – Комсомольского, б – Кавалеровского.

а. 1 – базальты неогеновые; 2 – эффузивы Силинского комплекса преимущественно андезиты, 3 – холдаминская толща, риолиты и их туфы: а – покровные, б – экструзивные; 4 – Чалбинский комплекс, граниты; 5-7 – Силинский комплекс: 5 – пироксеновые (монцо)граниты, 6 – гранодиориты-диориты, 7 – габбро; 8 – гранитоиды Пурильского комплекса; 9 – породы аккреционно-осадочного комплекса. 10, 11 – разломы. 10 – главные (глубинные): 1 – Холдаминский, 2 – Кур-Мяочанский, 3 – Эльга-Гориканский, 4 – Лево-Хурмулинский, 5 – Силинский, 6 – Сектахский, 7 – Курмиджа-Пурильский, 8 – Хурмулинский; 11 – прочие; 12 – рудоконтролирующие структуры; 13. а – интрузивные массивы: 1 – Пурильский, 2 – Силинский, 3 – Чалбинский; б – месторождения.

б. 1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – палеоцен-эоценовые гранит-порфиры; 3 – риолиты, дациты (а) андезито-дациты (б) и их туфы; 4 – граниты и лейкограниты Шумнинского комплекса; 5-6 – Угловской комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация; 7 – интрузивы группы Соболиной; 8-9 – трахиандезит-монцонитовый (Березовско-Арагатский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский; 11 – месторождения: а – олова; б – золота. Цифры в кружках – интрузивные массивы: 1 – Березовский, 2 – Арагатский, 3 – Шумнинский.

ассоциации Кавалеровского рудного района. Это объясняет указанные выше различия структурных позиций. Предполагается, что в Кавалеровском районе заложение очага трахиандезитовых расплавов происходило на начальной стадии или до формирования субширотной зоны растяжения, а в Комсомольском – на более высокой стадии её эволюции.

По геохимическим признакам при общей близости исследуемых трахиандезит-монцонитовых ассоциаций установлены их существенные различия. На диаграммах петрохимической классификации, использующих в качестве индекса дифференциации оксид кремния, а дискриминационного признака – суммарное содержание и соотношение оксидов щелочей, породы Силинского комплекса определяются как кали-натровые, нормальной или слабо пониженной щелочности, известковой или известково-щелочной серии; породы Березовско-Арагатского комплекса: более калиевые в сравнении с силинскими, повышенной щелочности, известково-щелочной или даже щелочной серии. Между тем, по составу биотитов более высокую щелочность можно предполагать для монцонитоидов Комсомольского района. По соотношению редких щелочей – Rb-Sr-Ba – первые могут определяться как бариевые, с повышенным содержанием Rb, а вторые –

барий-стронциевые. При этом, на диаграмме Ba-Sr точки монцонитоидов Комсомольского района сгруппированы вдоль линии MN, разделяющей поля пород толеитовой и орогенной андезитовой серий, а монцонитоидов Кавалеровского района – вблизи линии KL, разделяющей поля андезитовой и латитовой серий. На диаграмме Rb – Sr тренд эволюции Силинского комплекса (Комсомольский район) позволяет предполагать ведущую роль плавления субстрата на раннем этапе и кристаллизационную дифференциацию – на позднем. Для Березовско-Арагатского комплекса (Кавалеровский район) роль кристаллизационной дифференциации могла быть менее значимой. Породы сравниваемых ассоциаций характеризуются аналогичными содержаниями и трендами распределения РЗЭ, фиксирующими преобладание элементов Се группы. Однако дифференцированность их по этому признаку различна: отношение La_N/Yb_N в последовательных интрузивных фазах – диорит-гранодиорит-гранит – Силинского комплекса изменяется от 5,5 до 12,5, а Березовско-Арагатского – от 7,2 до 10,5. В первых более значителен Eu минимум а тренд тяжелых элементов имеет пилообразную форму, что может свидетельствовать о серицитизации пород, которая обычно сопровождает их турмалинизацию. Из других геохимических признаков отметим более высокое содержание Sn в монцонитоидах Комсомольского района (диаграммы Sn – Rb/Sr и Sn – Ti), по которому они превосходят даже глинистые сланцы [4]. Это, в совокупности с более низкими в сравнении с монцонитоидами Кавалеровского района щелочностью и окисленностью, повышенной калиевостью и обогащенностью бором, фиксирует факторы, определившие высокую рудогенерирующую способность магматического очага Силинского комплекса. Таким образом, из двух рассмотренных трахиандезит-монцонитовых ассоциаций эталоном «оловоносной» может быть только ассоциация Комсомольского рудного района.

Исследование выполнялось при поддержке Президиума ДВО РАН. Проекты: № 12-ША-08-148; 14-ШВ-08-183.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток. Дальнаука. 2002. 207 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Ред. А.И.Ханчук. Владивосток, Дальнаука. 2006. 572 с
3. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с
4. Lehmann V. Metallogeny of Tin. Berlin, 1990. 211p.

ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНОГО МАГМАТИЗМА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Гореликова Н.В.¹, Чижова И.А.¹, Дербекко И.М.², Гоневчук В.Г.³, Бычкова Я.В.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, ngor@igem.ru, tchijova@igem.ru*

²*Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, derbeko@mail.ru*

³*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru*

В работе на основании петро- и геохимических данных с помощью логико-информационного метода проводится сравнительный анализ магматических систем трех зон Хингано-Охотского вулканического пояса с целью выяснения источников генерируемых магм и геодинамических условий их формирования.

Эзоп-Ямалинская вулкано-плутоническая зона сложена лаво-пирокластическими покровами, в строении которых выделяется два горизонта: преимущественно дацит-риолитовый и преимущественно риолитовый. В пределах зоны широко развиты комагматичные вулканитам интрузии

гранит-лейкогранитового состава. Все образования относятся к высококальциевой известково-щелочной серии с преобладающей известковистой составляющей, перглиноземистые. Почти все гранитоиды попадают в поле пород S-типа со смещением к полю гранитов I-типа. На графиках распределения REE установлено незначительное преобладание LREE над HREE, с выраженной отрицательной Eu-аномалией $(Eu/Eu^*)_n = 0,1-0,5$ и $(La/Yb)_n = 4,5-9,2$. Породы умеренно обогащены (в г/т) Rb=84-268, Ba=240-881, Th=10,5-17,9, Y=18,9-57, REE, при деплетировании Nb=5-12, Ta=0,5-1,2, Sr=70-303, Ti=400-2800. Геохронологические определения времени формирования пород данной зоны составляют 95 – 90 млн. лет [2].

Баджальская вулканическая зона сформировалась в раннемеловое время на западной окраине Баджальского террейна юрской аккреционной призмы вблизи его контакта с Буреинским массивом. В основании аккреционного комплекса залегают блоки метаморфических пород. Магматические породы зоны представлены четырьмя вулкано-плутоническими комплексами – Даянским (K_1), Лакским ($K_{1,2}$), Баджальским и Силинским ($K_{1,2}$) [1]. В работе рассматривается оловоносный Баджальский магматический комплекс.

Баджальский комплекс в вулканической фации (105-95 млн. лет) объединяет покровные и экзотрузивные тела риолитов и дацитов. Интрузивная фация комплекса (96-90 млн. лет) представлена гранитами Урмийского криптобатолита (≥ 10 тыс. км²), куполами которого являются вскрытые на дневной поверхности массивы. Среди них выделены: порфировидные и равномернозернистые биотитовые (преобладающая разность) и мелкозернистые лейкократовые граниты, образующие дайки и штоки. Порфировидные граниты (SiO_2 ок. 74 %; A/CNK = 0,95 – 1,05) относятся к породам S – типа и относительно обогащены компонентами мафических магм - тугоплавкими и сидерофильными элементами, а также Ba, Sr, Zn и обеднены Rb, Nb. Соотношение La/Yb–Yb характеризует граниты как внутрикоровые образования. Не противоречат этому результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем – $^{87}Sr/^{86}Sr_r = 0,7180-0,7080$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1386-0,123$. Породы Баджальского комплекса однородны по величинам начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$. Рассчитанные на возраст 95 млн. лет значения этих отношений лежат в относительно узком интервале: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,7069 до 0,7085 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ от 0,51246 до 0,51248 (или $\epsilon_{Nd}(T) = -2,7 - -2,2$). В целом, начальные Sr-Nd характеристики гранитов, а также рассчитанные величины модельных возрастов ($T_{(DM)} = 1,1-1,4$ млрд. лет) для протолита свидетельствуют о ведущей роли вещества протерозойской континентальной коры в петрогенезисе Баджальского комплекса

По комплексу геохимических и изотопных данных Баджальская зона характеризуется смешанным мантийно-коровым источником магм.

Хингано-Олонойская вулкано-плутоническая зона представлена покровами, риодацитов, трахириолитов, трахидацитов, щелочных трахидацитов солонечного комплекса и их плутоническими комагматами. Это породы высококальциевой известково-щелочной серии с весьма низкой магнезиальностью, которые образуют непрерывный антидромный ряд: от кислых-ультракислых разностей до умеренно-щелочных и щелочных. Изменяются и их геохимические характеристики. При начальных значениях $(Eu/Eu^*)_n = 0,02-0,12$, $(La/Yb)_n = 2,6-16,4$, низких содержаниях (в г/т) Ba, Sr, Ti и обогащении Rb (146-320), Th (8,5-25,0), Nb (37-72), Hf (6-11), Zr (230-270) в породах комплекса на завершающей стадии эти значения соответствуют: $(Eu/Eu^*)_n = 0,73-0,84$, $(La/Yb)_n = 4,3-4,6$; (в г/т) Ba (до 1740), Zr (до 661), Nb (70-80), Hf (18-19), Rb (134-139). Почти все микроэлементы (кроме Ba и Sr) превышают таковые содержания в верхней континентальной коре. Геохронологические определения времени формирования пород солонечного вулкано-плутонического комплекса составляет 101 – 99 млн. лет [3].

Для математической обработки отобраны образцы магматических пород из различных комплексов Хингано-Охотского пояса. База данных представлена 51 анализом магматических пород, проанализированных на 45 элементов химическим, рентгено-спектральным и ICP-MS методами.

В работе применен оригинальный метод распознавания образов, основанный на принципе общности свойств и анализе вариационных рядов объектов [4]. Процедура математической обработки аналитических данных, разбитых на классы (группы), является многоступенчатой и состоит в следующем.

Вначале определяется общий диапазон изменения первичных значений признаков по всей выборке, в пределах которого для каждого класса установлен интервал-индикатор (на рис. 1а изображен отрезками соответствующего цвета), который является информативным для описания этого класса и отличает его от других классов. Как видно на рис. 1а, интервалы-индикаторы значений признаков (компонентов) для трех групп объектов не перекрываются, что дает возможность выявить существенные различия между группами. На основании вычисления информационных (разделяющих) весов признаков (элементов), описывающих исследуемые объекты (пробы), выявлена степень информативности каждого признака (рис. 1б). Далее проводится вычисление значений функций принадлежности объектов анализируемым классам (группам) – веса объекта - как суммы весов всех имеющихся на объекте информативных признаков (компонентов), который является интегральной характеристикой каждого объекта из класса, выделенного по составу данной породы. И на основании полученных оценок (весов объектов) принимается решение о сходстве или различии изучаемых объектов, т.е. проводится идентификация проб внутри каждого класса. Метод позволяет классифицировать каждую пробу и определить ее вероятную генетическую принадлежность к тому или иному классу.

На рис. 1а видна различная степень контрастности изменчивости признаков для разных компонентов и разных зон. Установлено, что для Эзоп-Ямалинской зоны индикаторными являются Pb, Th, Zr, Nb, для Баджальской зоны – Li, Cs, Nb, Ni, Cr, а для Хинганской вулканической зоны – MgO, Gd, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc.

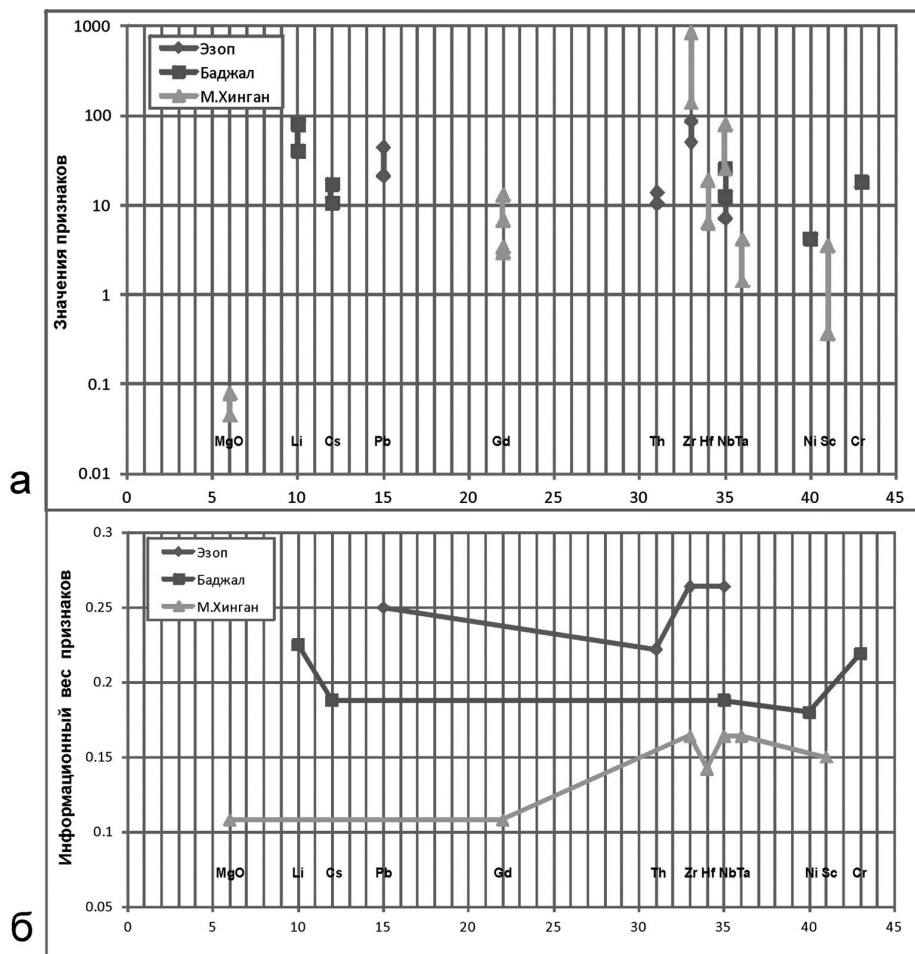


Рис. 1. Интервалы-индикаторы значений признаков (компонентов) (а) и их информационные веса (б) для вулканических зон Хингано-Охотского пояса.

Результаты математической обработки свидетельствуют о том, что выборки Эзоп-Ямалинской, Хинганской и Баджалской зон образуют компактные однородные группы, что позволяет безошибочно идентифицировать изучаемые эталонные объекты.

На основании проведенного сравнительного анализа магматических комплексов вулканических зон можно сделать предварительный вывод о различных источниках, продуцирующих оловоносные магмы в пределах рудных зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса, о чем свидетельствуют выявленные индикаторные элементы. Это может указывать на различные геодинамические обстановки, в которых сформировались оловоносные зоны. Но решение этого вопроса является дальнейшей задачей проводимых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-12043-офи-м).

ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток. Дальнаука. 2002. 295 с.

2. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулканоплутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады АН. 2008. Т.419. №1. С.95-99.

3. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2004. №2. С. 52-62.

4. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогенетическом анализе перспективных площадей // Труды Учреждения Российской академии наук Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН: новая серия / Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. – М., 1995. Вып. 4: Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 59-84. ISBN 978-5-88918-019-7.

КЛАССИФИКАЦИЯ А-ГРАНИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Гребенников А.В.^{1,2}

¹ *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

² *Дальневосточный федеральный университет
г. Владивосток, greandr@hotmail.com*

Представленный материал посвящен анализу вещественных характеристик и происхождения одного из самых загадочных типов магматических образований, которые на основе своего безводного (от английского Anhydrous), щелочного (Alkaline) и глиноземистого (Aluminous) состава, а также, в силу их проявления в различных геодинамических обстановках: анорогенных (Anorogenic), атлантических (Atlantic, Harker, 1909), After (в смысле постколлизийных, Liegeois, 1998), и, в результате, заслуживших еще один термин – «двусмысленные» (Ambiguous) получили название А-«гранитоиды».

Введение термина А-граниты приписывается М.С. Loiselle и D.R. Wones, которые на конференции Геологической службы США в 1979 г. так охарактеризовали анорогенные граниты, выявленные в рифтовых зонах и стабильных блоках земной коры, кристаллизовавшиеся при низкой фугитивности H₂O и O₂ расплавов, а также высоком отношении HF/H₂O. С тех пор, проблеме их образования посвящено огромное количество публикаций в том числе: Collins et al. (1982), Clemens et al. (1986), Whalen et al. (1987), Sylvester (1989), Rogers and Greenberg (1990), Eby (1990, 1992), Nelson, 1992; Poitrasson et al. (1995), von Blanckenburg and Davies (1995), Hong et al. (1996), Wickham et al. (1996), Bonin et al. (1998), Liegeois et al. (1998), Xu et al. (1998), King et al. (2001), Frost et al. (2001), McReath et al. (2002), Bonin (2007), Dall'Agnoil and Olivera (2007), Frost C.D. and Frost B.R. (2011), Verma et al, (2013), Moreno et al. (2014) и многие другие. Анализируя эти работы, попытаемся, выделить основные особенности А-гранитоидов. Их ассоциации закартированы

на всех континентах (включая Антарктиду), а время образования варьирует от неогархея (около 2,7 млрд. лет) до кайнозоя (<10 млн. лет). В основном их классифицируют как кварцевые сиениты, умеренноглиноземистые и агпаитовые граниты, а вулканические аналоги – как витрофировые риолиты, комендиты и пантеллериты. Для них характерен щелочно-известковый до щелочного, железистый валовый состав, высокие концентрации крупноионных литофильных, высокозарядных (прежде всего Nb, Ga и Y) и редкоземельных элементов (за исключением Eu) и низкие содержания Sr, Sc, V при обилии галогенов. А-граниты очень легко выявить на основе минерального состава: присутствия железистых силикатов (феррогеденбергита, ферргастингсита, файялита и аннита) или характерных для агпаитовых разновидностей эгирина, арфведсонита и рибекита, а также пертитового полевого шпата. Поскольку граниты А-типа отмечены в ассоциации с основными изверженными породами и на континентах, и на океаническом дне, их происхождение связывают с мантийными производными щелочных расплавов. Изотопные соотношения также указывают на присутствие в них мантийных меток. Они характеризуются высоким металлогеническим потенциалом. Помимо F, Y, Zr и группы редкоземельных элементов, А-гранитоиды известны и как источник Sn, а также W, Ta, Nb и Be. Что же касается геодинамических условий их проявления, то они отмечены в самых различных обстановках – от внутриплитных до границ скольжения плит. Зачастую А-граниты и риолиты ассоциируются с мантийным плюмом, такие как файялитовые риолиты Йеллоустона; встречаются в областях континентального рифтогенеза – например, гранитные комплексы Африки, Южной Америки и северо-восточной части США; связаны с комплексами, установленными в зонах крупно-масштабных континентальных растяжений (провинция Бассейнов и Хребтов на западной окраине США); а также характерны для постколлизионных обстановок (Ю-З и В окраина Сибирского кратона, Енисейский кряж, Верхояно-Колымская складчатая область).

К сожалению, не смотря на столь пристальное внимание к петрологии, геохронологии, геохимии и металлогении А-гранитов, ученые приходят к неутешительному выводу о том, что большинство поставленных вопросов о четком определении отличительных признаков этих «загадочных» образований остаются все же не решенными. Более того, существующие классификационные схемы настолько сложны и противоречивы, что применение их для той или иной конкретной цели – весьма затруднительная задача (см. напр. *Lithos* 151, 2012).

Достаточно длительное время (а зачастую и сегодня), критерием выделения А-гранитоидов служило соответствие геохимических составов полям внутриплитных гранитоидов (WPG) на диаграммах J.A Pearce с соавторами [5]. Учитывая высокие содержания суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), а точнее агпаитовый характер этих расплавов ($\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$), J. Maeda (1990) была предложена новая классификационная диаграмма для разделения I-, S- и А-типов. Необходимо заметить, что упомянутые классификации, во многом дополняя друг друга, достаточно четко разделяют кислые магматические породы, имеющие «прямое» мантийное происхождение – такие, как щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты) – от коровых расплавов (I и S-тип). В то же время они не учитывают всего многообразия этих уникальных производных магматических расплавов. Так составы высокоглиноземистых А-гранитов, представленных рапакиви, и подобные им породы «корового» происхождения, обычно располагаются вблизи граничной области WPG-VAG (граниты вулканических дуг) [5] или области FG (фракционированных гранитов) [6], и, таким образом, не вполне соответствуют, принятому к тому времени определению А-типа. Во многом благодаря такому противоречию P.J. Sylvester (1989) предложил использовать термин «постколлизионные» в качестве аналога А-гранитов, в связи с их большой распространенностью в различных типах коллизионных обстановок. В 1992 г. G.N. Eby опубликовал, пожалуй наиболее цитируемую на данный момент, дискриминационную диаграмму основанную на содержаниях рассеянных элементов, и в частности, на отношениях Y/Nb [1]. Важно отметить, что предложенная диаграмма может быть использована только для пород, которые попадают в поля внутриплитных гранитоидов

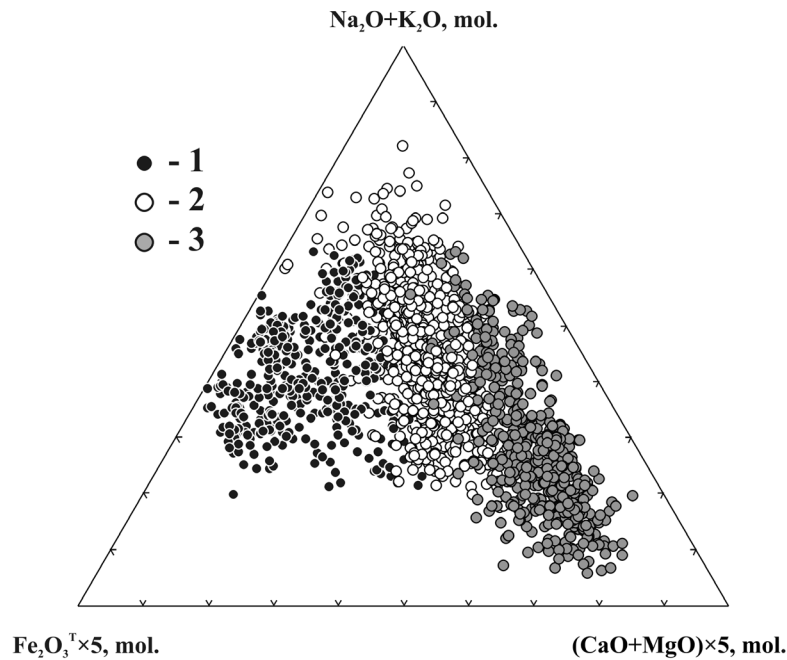
на схемах J.A. Pearce [5] и A-типов J.B. Whalen [6]. К сожалению, представленные Г.Н. Эби данные, которые несомненно сыграли очень важную роль на первых этапах, не разделяют А-граниты на две дискретные группы, а скорее иллюстрируют (как показал В. Bonin, 2007), «сопряженность полей постколлизийных и посторогенных и далее до внутриплитных гранитоидов», формируя облако неопределенности вдоль границы групп А-1 – А-2. Следовательно, при использовании данной диаграммы необходима большая осторожность, особенно в части выводов об источниках магматических расплавов.

Основываясь на опыте и существующих генетических схемах предыдущих исследователей (их насчитывалось к тому времени > 20), В.Р. Frost с соавторами предложил классификацию кислых магматических пород исходя из их петрохимического состава [3]. В этой систематике за основу были приняты три основных химических параметра: индекс железистости, позволяющий разделять магнезиальные (magnesian) и железистые (ferroan – собственно А-тип) гранитоиды; модифицированный щелочно-известковый индекс М. Пикока (MALI); и индекс насыщения глиноземом (ASI). Используя эти диаграммы, авторы не только выделили области распространения А-гранитов, но и разделили их впоследствии, на 8 геохимических групп, характеризующихся различным происхождением и направленностью эволюции гранитных серий.

Вследствие распространенной интерпретации А-гранитоидов как производных расплавов «восстановленного типа», факту существования магнетитовых серий среди этих пород не уделялось достаточного внимания, поскольку в этом случае они скорее соответствовали известково-щелочным (орогенным) или I-гранитам. Однако, в 2007 г. бразильские ученые [2], изучая гранитоиды бассейна р. Амазонки, обнаружили, что породы, принадлежащие магнетитовой серии, имеют высокие коэффициенты железистости по валовому составу, биотиту и амфиболу, что предполагает кристаллизацию соответствующих расплавов в относительно восстановленных условиях. На этом основании они пришли к выводу, что магнетитовые и ильменитовые серии (в определении S. Ishihara) не всегда являются эквивалентами окисленных и восстановленных А-гранитоидов. Авторами вводится термин oxidized A-type, а их кристаллизация предполагается из магм с существенным содержанием воды (≥ 4 вес.%), первичным источником которых могли быть кварц-полевошпатовые породы нижней коры. Уточняющий термин «окисленный А-тип» вносит еще большую неопределенность в понимание А-гранитоидов в целом, поскольку большинство классификаций, рассмотренных выше, не способны отличить подобные образования как от собственно А-гранитов, так и от орогенных известково-щелочных, и I-гранитов.

В попытке создать диаграмму, способную дискриминировать А-гранитоиды от остальных типов, автором использован альтернативный подход бытующему мнению о том, что специфические особенности магматических пород из-за незначительности различий в составе основных петрогенных оксидов для пород близкой кремнекислотности выявить невозможно. Однако и существующие классификации гранитных пород, основанные на учете концентраций рассеянных и редких элементов не способны однозначно диагностировать их в отношении источника и тектонической принадлежности (см., например [4]), поскольку рассеянные элементы в кислых расплавах (в отличие от базальтов) обычно являются некогерентными. Такие элементы, как РЗЭ, U, Th и Zr входят главным образом в состав аксессуарных минералов: апатита, циркона, сфена, ортита и монацита. Другие элементы, включая Nb и Y концентрируются в оксидах и амфиболах, и их содержания отражают историю кристаллизации и некоторые интенсивные параметры (фугитивность кислорода и воды) этого процесса. Коровая контаминация также обычно оказывает гораздо большее влияние на содержания рассеянных элементов в гранитных, нежели, более основных расплавах. Таким образом, выбор петрогенных элементов в качестве основы систематики вполне обоснован.

Основным петрохимическим параметром для А-гранитов, как было уже отмечено ранее, является их железистость. Не случайно, С.Д. Frost [4] отметила, что за 30 лет существования термин А-тип утратил первоначальное значение, а наиболее подходящее для этого типа магмати-



Diagrams were constructed on the basis more than of **2000 published chemical analyses** of A-, S-, and I-type acid magmatic rocks formed in different geodynamic settings

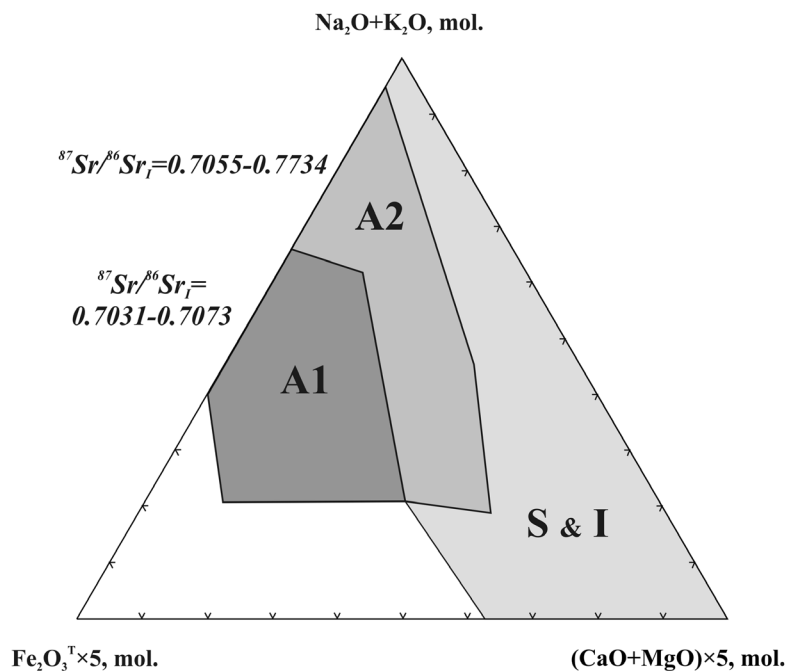


Рис. Диаграмма (Na₂O+K₂O) – Fe₂O₃^T×5 – (CaO+MgO)×5, мол. кол-ва.

Символами (1 – 3) обозначены типы гранитоидов и сопутствующих им вулканических пород. 1 – образованные во внутриокеанической системе или у дивергентных границ литосферных плит в «холодных» внутриконтинентальных рифтах (A1-тип); 2 – в пост- (поздне)коллизийной обстановке, а также в обстановке скольжения литосферных плит и на поздних стадиях развития «горячих» рифтогенных структур (A2-тип); 3 – проявленные в синколлизионных и надсубдукционных обстановках (S- и I-типов).

Поля разделены линиями с координатами (A1: 40,60,0; 66,34,0; 62,25,13; 21,39,40; 21,67,12. A2: 66,34,0; 95,5,0; 45,17,38; 19,27,54; 21,39,40; 62,25,13).

ческих пород название – “ferroan” (железистый), весьма точно характеризующее их сущность и основные отличительные черты. Очень низкие содержания других термофильных элементов Са и Mg, и высокие Na и К – еще одна специфическая черта А-гранитов. Закономерностями соотношения этих элементов в А-расплавах автор и руководствовался при построении предлагаемой диаграммы.

Для построения диаграмм были использованы опубликованные данные химического состава пород А-типа (в общей сложности более 1400 анализов, в том числе 185 – для «окисленных А-гранитов») из наиболее известных, в мировом масштабе, проявлений (в т.ч. учтенные в классификационных построениях [1, 3, 6]). Кроме этого, в базу данных были включены результаты около 600 химических анализов, представляющие составы гранитоидов S- и I-типов.

Вынесенные составы магматических пород образуют на представленной диаграмме три основных поля (рис.). Первые два поля (А1-А2) соответствуют кислым магматическим породам А-типа (в том числе и «окисленного» типа) различного возраста и геодинамических обстановок формирования. Они достаточно четко (с незначительным перекрытием, около 5 %) обособлены от прочих типов кислых магматических пород S- и I-типов.

Выделенные поля среди А-типов соответствуют петрогенетическим типам, возникшим в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм, при незначительных процессах ассимиляции (А1), и обусловленных значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры (А2). К использованию предлагаемой диаграммы для интерпретации геодинамических условий образования следует подходить крайне осторожно – в качестве использования ее как одного из инструментов всестороннего анализа полученной геологической и петролого-геохимической информации. Тем не менее, первый тип (А1), преимущественно образуется в условиях внутриплитного магматизма: во внутриокеанической системе (океанические острова) или у дивергентных границ литосферных плит в «холодных» внутриконтинентальных рифтах. Второй (А2) – в пост- (поздне)коллизивной обстановке, а также в обстановке скольжения литосферных плит и на поздних стадиях развития «горячих» рифтогенных структур.

При интерпретации петрохимических данных необходимо учитывать ряд ограничений введенных автором при апробации данной диаграммы: использовать только кислые магматические породы с содержанием $\text{SiO}_2 \geq 67$ мас.%; исключить породы подверженные значительным вторичным изменениям, представляющие вулканические стекла или фьямме, а также «экстремальные» разности ($\text{SiO}_2 > 80\%$ мас.%) и продукты ликвации; для каждого комплекса магматических пород рекомендуется применять 95 % доверительный интервал, что поможет добиться максимальной достоверности при интерпретации результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-155.

ЛИТЕРАТУРА

1. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. 20. P. 641-644.
2. Dall’Agnol R., Olivera D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. 93. P. 215-233.
3. Frost B.R. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. 42. P. 1771-1802.
4. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *Journal of Petrology*. 2011. 52. P. 39-53.
5. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. 25. P. 956-983.
6. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. 95. P. 407-419.

ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Формирование восточной окраины Евразии происходило под влиянием разновозрастных субдукционных событий. Для их реконструкции необходимо отчетливое понимание процессов происходящих в современных островодужных системах. Несмотря на огромное число геологических, геофизических, петрологических и экспериментальных исследований, эти процессы не до конца понятны. В настоящее время не вызывает сомнения преобладающая роль мантийного вещества в субдукционном магмогенезисе, хотя имеются геохимические свидетельства вовлечения в плавление погружающейся океанической коры. Недостаточно ясна роль субдукционного компонента, его состава и физическая природа. Такие вопросы можно решать на примере отдельных вулканических сооружений, которые развиваются поэтапно на протяжении многих тысяч и миллионов лет.

К таким вулканическим сооружениям относится один из наиболее крупных вулканических центров Среднего хребта Камчатки – Уксичан. В истории его развития выделяются два основных этапа: 1) плиоценовый, с формированием вулканических аппаратов центрального типа (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан); 2) позднплейстоцен-голоценовый с площадными излияниями преимущественно основных лав, формированием небольших щитообразных вулканов и ареальных конусов. Таким образом, образование вулканического центра Уксичан охватывает временной диапазон становления современной островодужной системы Камчатки (~ 3,5 млн. лет).

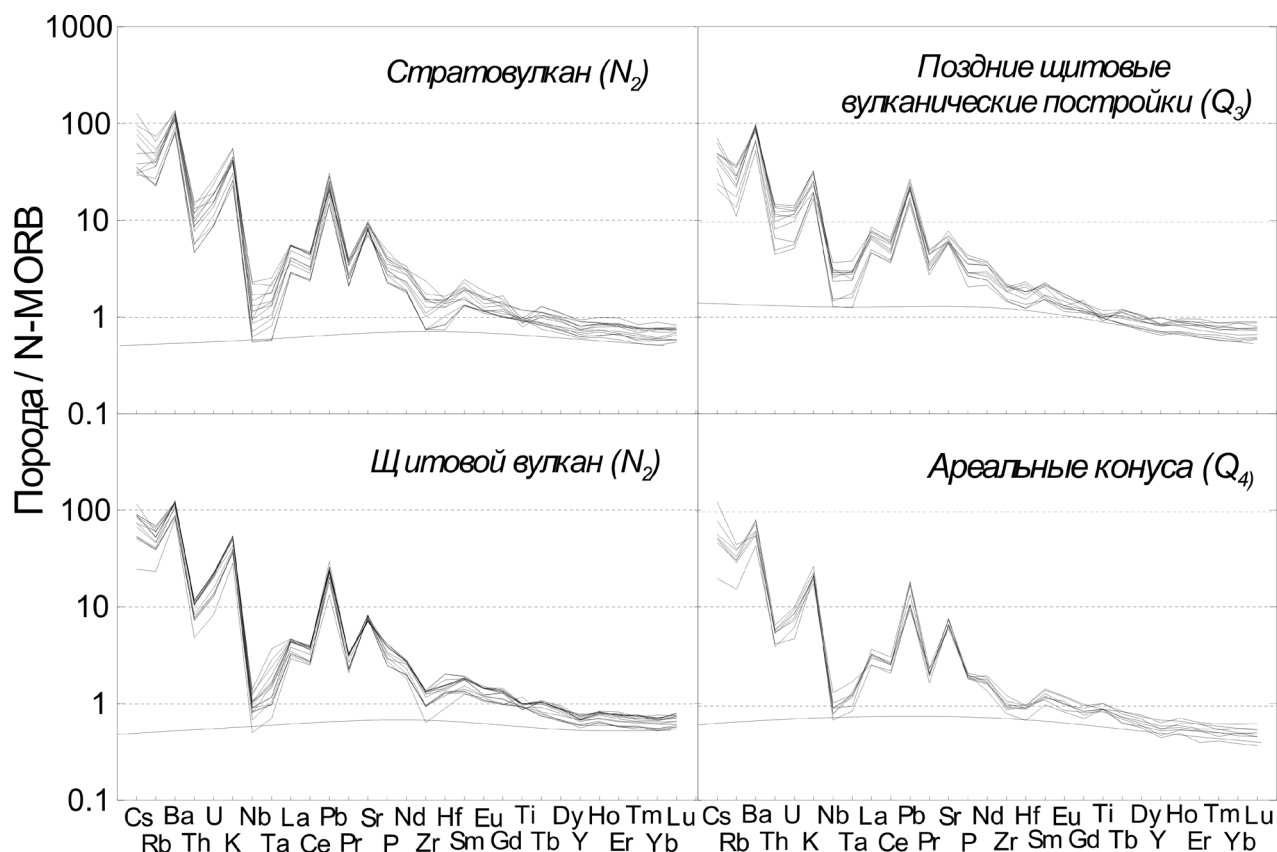


Рис. 1. Содержания некогерентных элементов в основных эффузивах вулканического центра Уксичан, нормализованные к MORB [7]. Линии соединяющие Nb, Ta, Hf, Zr, HREE позволяют оценить состав надсубдукционной мантии [5].

Состав надсубдукционной мантии. На многокомпонентных диаграммах разновозрастных базальтов и андезибазальтов центра Уксичан, линии, соединяющие концентрации высоконекогерентных и «консервативных» по отношению к флюидной фазе элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb), позволяют оценить степень деплетации надсубдукционной мантии [5]. Для плиоценовых лав реконструируется источник значительно более деплетированный чем N-MORB (рис. 1), с нормализованными концентрациями консервативных элементов значительно < 1. Происхождение позднеплейстоцен-голоценовых базальтов связано с плавлением сравнительно обогащенного субстрата, близкого по составу (поздние щитообразные вулканические постройки) или незначительно деплетированного (ареальные конуса), по сравнению с N-MORB. Это подтверждают и отношения высоконекогерентных элементов (Nb/Ta, Nb/Yb и Zr/Hf), указывающие на более деплетированный состав плавящегося вещества плиоценовых вулканитов.

Субдукционный компонент. Согласно изотопно-геохимическим данным, основную роль в магмогенезисе разновозрастных лав центра Уксичан играл низкотемпературный водный флюид. Небольшое количество расплава и/или надкритического флюида, способного транспортировать большинство некогерентных элементов, включая HFSE и LREE [5], реконструируется для плиоценовых вулканитов, что свидетельствует о более высоких температурах преобразования субдукционного осадочного материала (рис. 2). В позднеплейстоцен-голоцене температура на поверхности океанической плиты под вулканическим фронтом была более низкая, вследствие чего субдукционный компонент представлен исключительно низкотемпературным водным флюидом (рис. 2), деплетированным в отношении большинства микроэлементов за исключением флюидомобильных (Ba, U, Pb, Cs).

Повышенная калиевая щелочность плиоценовых вулканитов центра Уксичан не сопровождается повышенными концентрациями натрия и титана. Хотя валовый коэффициент распределения этих двух элементов несколько выше (~0,2) [4], чем для K_2O (~0,01) [3], при относительно высокой степени парциального плавления все три элемента должны вести себя сходным образом. Для объяснения происхождения высококалиевых магм стратовулкана и щитового вулкана (N_2) следует предполагать присутствие флогопита в магматическом источнике, отличающегося значительно более высокими концентрациями калия по сравнению с натрием и титаном.

Изотопные компоненты. Субвертикальный тренд пород Срединного хребта на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 3) свидетельствует о вовлечении в магмогенезис изотопного компонента, дополнительного к N-MORB и океаническому осадку. С геологической и геохимической

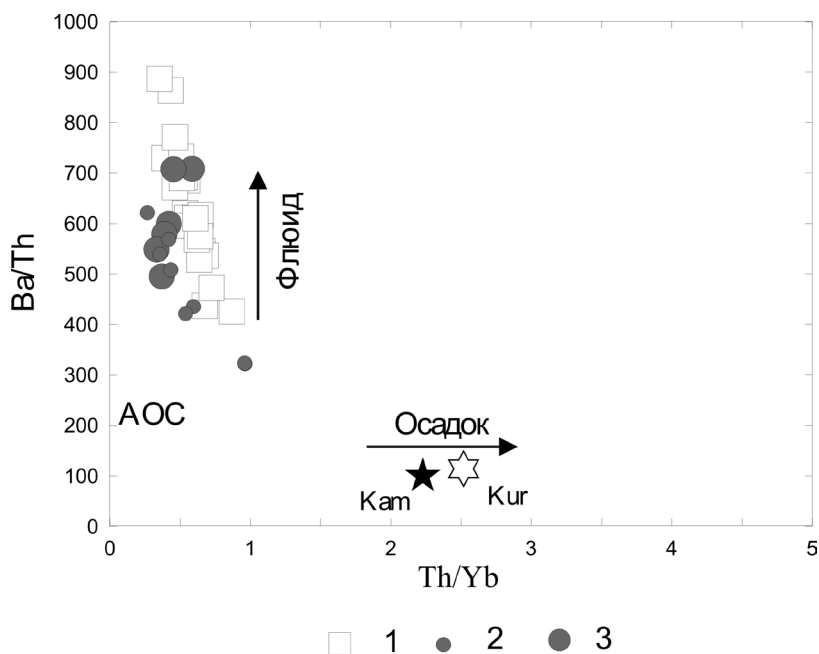


Рис. 2. Диаграмма Ba/Th – Th/Yb для оценки роли субдукционных компонентов в магмогенезисе основных вулканического центра Уксичан (N_2 - Q_{3-4}). Условные обозначения: 1 – породы вулкана Уксичан (N_2), 2 – породы поздних щитообразных вулканических построек (Q_3), 3 – породы ареальных конусов (Q_4). На рисунке также показаны измененная океаническая кора (АОС), средние составы осадков, субдуцирующих под Курильский (Kur) и Камчатский (Kam) сегменты островной дуги по данным литературных источников.

точек зрения в качестве обогащенного источника логично рассматривать MORB Индийского океана. Действительно, важной особенностью Курило-Камчатской островной дуги является ее расположение вблизи границы двух мантийных доменов Земли – MORB Тихого и Индийского океанов, проходящей по Курило-Камчатскому глубоководному желобу [1]. Разделенные холодной субдуцирующей плитой эти два типа MORB могут взаимодействовать между собой только при ее разрушении. Модель разрыва олигоцен – миоценовой субдукционной пластины под Камчаткой, с формированием «субдукционных окон», впервые была предложена А.И. Ханчуком [2]. Позже М.В. Портнягин с соавторами [6] использовали изотопные отношения стронция в качестве доказательства подобной модели, на примере четвертичных базальтов северного сегмента Камчатской дуги. Аналогичный механизм непротиворечиво объясняет и особенности вариаций изотопного состава магм в Срединном хребте Камчатки, в целом, и центра Уксичан, в частности (рис. 3).

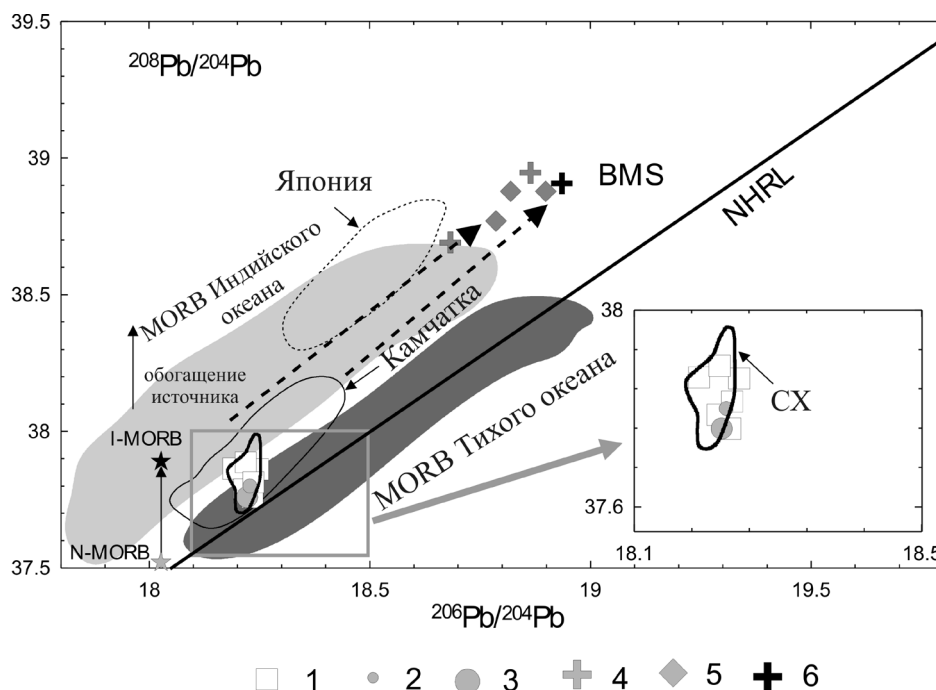


Рис. 3. Изотопные отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в разновозрастных базальтах вулканического центра Уксичан. На врезке – более крупный масштаб.

Условные обозначения: 1 – ВК-базальты и андезибазальты вулкана Уксичан (N_2); 2 – базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q_3); 3 – Mg-базальты ареальных конусов (Q_4); 4, 5 – средний состав субдукционного осадка Марианской (4) и Курило-Камчатской (5) островных дуг; 6 – валовый состав океанического осадка BMS. NHRL – линия средних составов базальтов северного полушария. Линиями оконтурены поля составов четвертичных пород Камчатки (сплошная линия) и Японии (пунктир), плиоцен-четвертичных лав Срединного хребта (красная линия). Светлосерое поле – MORB Индийского океана, серое – MORB Тихого океана. Пунктирные стрелки – теоретические линии смещения мантийных выплавки и осадочного материала. По данным литературных источников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: изотопные исследования мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. том 20. № 1. С. 102–110.
2. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.
3. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth and Planet Science Letter. 1993. V. 120. P. 111-134.

4. Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: (Morgan J.P., Blackman D.K., Sinton J.M. eds.) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. AGU. Washington. 1992. P. 183-280.

5. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implication for nature and distributions of subducted components // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*. 2005. V.6. doi:10.1029/2004GC000895.

6. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schönberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. V. 33. N 1. P. 25–28.

7. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. 1989. P. 313-345.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ОБСТАНОВКИ В ПРЕДЕЛАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Дербек И.М.¹, Чугаев А.В.², Бортников Н.С.², Олейникова Т.И.²

¹ *Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, derbeko@mail.ru*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, vassachav@mail.ru*

На территории восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) известно несколько вулканических зон позднемезозойского времени формирования [2]: Унериканская, Селитканская, Эзоп-Ямалинская (рис. 1). Провести корректное сопоставление магматических пород этих зон было невозможно из-за отсутствия для них прецизионных данных по вещественному составу и геохронологических датировок. Изучение петрографических, геохимических и изотопно-геохимических характеристик и последующее их сопоставление, представляет несомненный интерес не только с точки зрения понимания петрогенезиса самих пород, но дает возможность лучше понять особенности эволюции магматизма и тектонических событий МООП в целом. Результаты, полученные в последние годы исследования этого региона [3-7], показали: вулканоплутонические комплексы данных зон имеют четкую возрастную последовательность (поздняя юра – 120; 105-101; 95-90 млн. лет) и территориальную принадлежность.

Эзоп-Ямалинская и Селитканская зоны уже рассматривались в литературе [3-5], тогда как Унериканская зона (строение, вещественный состав, возраст пород) является наименее изученным объектом. Её магматические образования выделялись как эзопский комплекс Хингано-Охотского вулканогенного пояса. Их относили к бурундинскому комплексу Умлекано-Огоджинского пояса; включали в разрез Селитканской вулканоструктуры или описывали как самостоятельный ареал. В докладе рассматриваются результаты геохимического и изотопно-геохимического исследо-

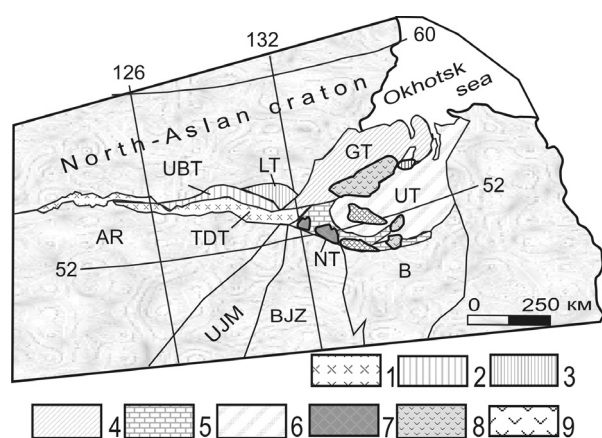


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема восточного звена Монголо-Охотского пояса и его обрамления. Террейны: 1 – Тукурингра-Джагдинский, 2 – Унья-Бомский, 3 – Ланский, 4 – Галамский, 5 – Ниланский, 6 – Ульбанский; Аргунский (AR), Южномонгольско-Хинганский (UJM), Буряя-Цзямусинский (BJZ), Баджальский (B). Вулканоплутонические зоны: 7 – Унериканская, 8 – Селитканская, 9 – Эзоп-Ямалинская.

ваний магматических пород Унериканской зоны, на основании которых сделаны предположения о геодинамической обстановке их формирования.

Унериканская вулканоплутоническая зона расположена вдоль южной границы восточного звена МООП. Зона представлена двумя вулканическими полями площадью 200 и 600 км² северо-восточного простираия, которые перекрывают палеозойские вулканогенно-кремнистые и среднеюрские терригенные образования Ниланского террейна (рис. 1). Ее слагают породы унериканского комплекса, представленного покровной (мощность 600 м), жерловой и субвулканической фациями [1]. Основание покровной фации сложено грубыми вулканогенно-осадочными породами, которые выше по разрезу сменяются алевропелитовыми, псаммитовыми, крупнообломочными литовитрокластическими туфами и лавами кислого состава: риолиты, риодациты, дациты, трахидациты, трахириолиты. Ранее [1] в состав верхней части разреза включались вулканогенно-осадочные образования андезитового состава, но по данным [6], эти вулканиды имеют возраст 102 млн. лет, что соответствует возрасту пород Селитканской вулканоструктуры. Вещественный состав субвулканических образований сопоставим составу пород покровной фации.

Петро- и геохимическая характеристики. Вулканиды унериканского комплекса это высококремнеземистые, низкощелочные, высококалийевые образования известково-щелочной серии, при преобладающей известковистой составляющей. Породы пересыщены глиноземом и обеднены титаном – $TiO_2=0,01-0,6$ мас.%. Графики REE (рис. 2а) характеризуются слабо выраженной Eu аномалией: $(Eu/Eu^*)_n=0,52-0,70$ и преобладанием LREE при $(La/Yb)_n=11,42-13,57$. Содержания лантаноидов приближены, но не превышают, содержания таковых в базальтах океанических островов (рис. 2а). Для пород комплекса установлены пониженные содержания (в г/т) Nb (7,47-9,25), Ta (0,64-1,19), Sr (52-220), Zr (52-178), Ti (50-3000), Y (12-18), Yb (0,41-1,83) и транзитных элементов: Ni – 8-11, Co – 0,8-8, Cr – 34-185, V – 3-35.

Sr-Nd изотопно-геохимические характеристики. Rb-Sr и Sm-Nd исследования проведены по двум образцам: риодацит и трахириолит. Для них получены величины $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношений, равные соответственно 2,1 и 6,3, и 0,116 и 0,138, что типично для магматических пород кислого состава. Риодацит и трахириолит по своим начальным Sr-Nd изотопным характеристикам, рассчитанным на возраст унериканского комплекса ($T=120$ млн. лет [7]), оказались близки. Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ равны соответственно 0,7074 и 0,7066, а величины $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0=0,51229$ и 0,51230 (или в относительных единицах $\epsilon_{Nd(T)}=-3,8$ и $-3,5$). Sr-Nd характеристики для пород унериканского комплекса показали, что в их петрогенезисе ведущая роль принадлежала источнику вещества корового типа. С учетом Sm-Nd модельных возрастов ($T_{(DM2)}\sim 1,2$ млрд. лет), рассчитанных согласно двустадийной модели эволюции Nd в земной коре, вероятным протолитом, в результате плавления которого и были образованы материнские расплавы, являлась континентальная кора неопротерозойского возраста.

Обсуждение результатов. При пересчете составов пород к примитивной мантии, установлено, что андезиты, относимые к верхам разреза унериканского комплекса, аналогичны андезитам Селитканской вулканоплутонической зоны (рис. 2в) с возрастом пород 105-101 млн. лет [5]. Кислые разновидности присутствуют во всех вулканических зонах восточного окончания Монголо-Охотского пояса. При пересчете составов этих образований к составу верхней континентальной коры (рис. 2б) устанавливаются четкие Ta-Nb и Sr минимумы и максимумы Ba. При этом в них отмечается изменение содержания ряда элементов в направлении от более древних к более молодым: увеличение содержания Rb, Th, Ba и понижение концентраций Sr. Эти отличия могут указывать на угасание субдукционной активности в мелу вдоль восточной окраины МООП. Такая закономерность касается только пород двух зон: Селитканской и Эзоп-Ямалинской. Характеристики образований Унериканской зоны, хоть и укладываются в эту схему, но более индивидуальны (рис. 2б).

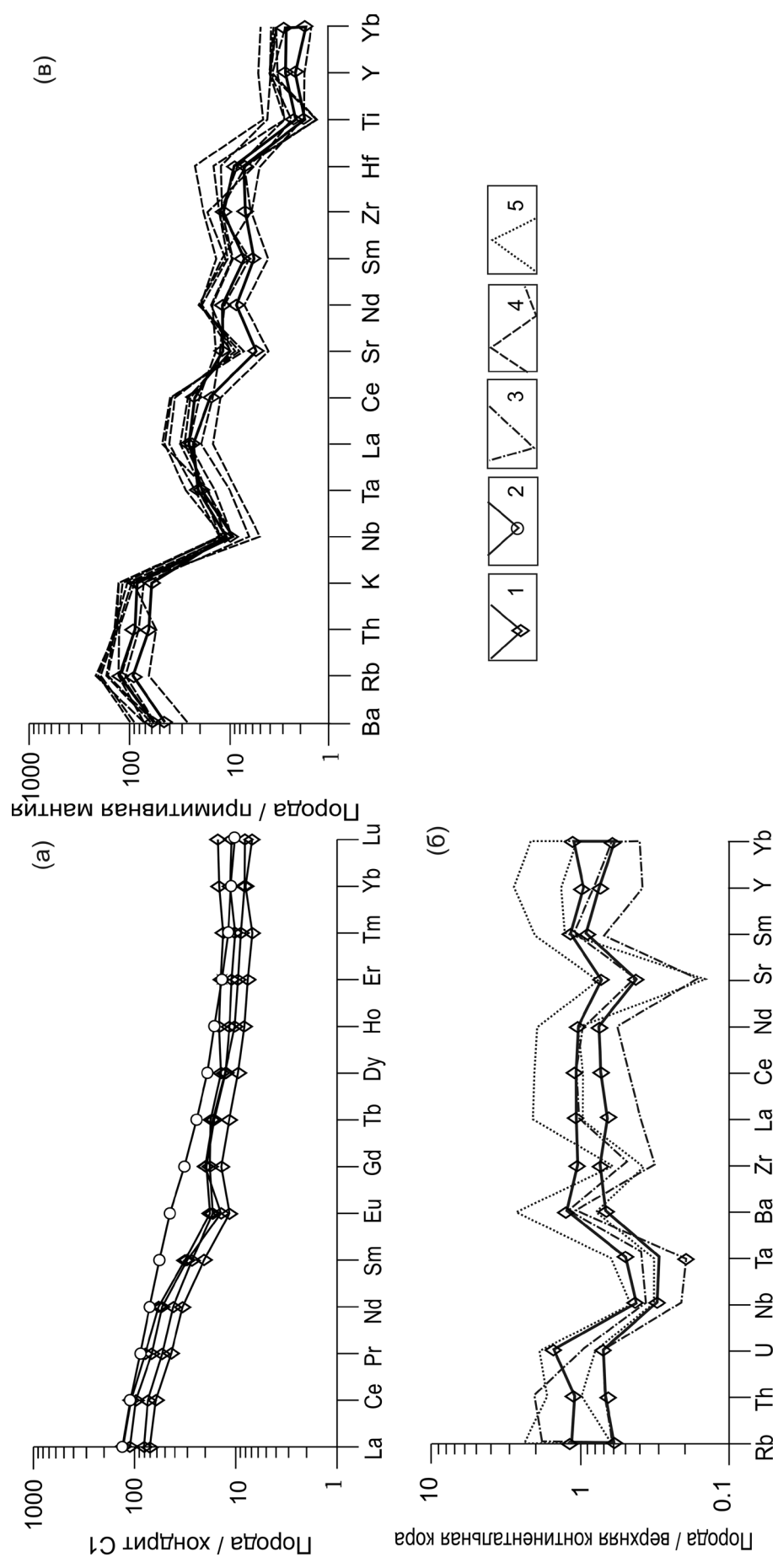


Рис. 2. Концентрации редких элементов в породах унериканского (1) комплекса нормированные к составу хондрита (а), континентальной коры (б), примитивной мантии (в). 2 – состав ОИВ. Породы Селитканской зоны: кислото (3) и основного-среднего (4) и основного-среднего зоны (5). (Пересчет а, в – по Sun, McDonough, 1989; б по Taylor, McLennan, 1985).

Для выявления особенностей эволюции магматизма в регионе сопоставлены Sr-Nd характеристики вулканитов Унериканской и Эзоп-Ямалинской зон. В обеих зонах магматизм развивался в сходной геодинамической обстановке, но с разрывом во времени около 25 млн. лет. Установлено: гранитоиды Эзоп-Ямалинской зоны обладают достаточно выдержанными начальными Sr-Nd характеристиками: значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношения лежат в интервале 0,7076-0,7079), а для $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ – в интервале 0,51228-0,51230 (или $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ от -4,3 до -4,7). Как видно из приведенных выше данных, значения изотопных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ пород этих зон весьма близки, что, вероятней всего, указывает на геохимическое сходство источников вещества, принимавших участие в образовании материнских для них магматических расплавов. При этом преобладающую роль в формировании расплавов, как в случае изученных пород унериканского комплекса, так и для пород Эзоп-Ямалинской зоны, играло вещество континентальной коры.

Однако нельзя не отметить небольшие, но лежащие за пределами аналитической погрешности, отличия в величинах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ пород этих двух зон. Для гранитоидов Эзоп-Ямалинской зоны были получены в целом более высокие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и пониженные величины $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$. Наблюдаемые отличия, по-видимому, отражают изменение Sr-Nd характеристик подвергшейся плавлению континентальной коры за период времени (около 25 млн. лет), который разделял процессы магматизма в этих зонах. На участие корового вещества в процессах магомгенерации указывают и значения соотношения La/Nb (1,4–3,1) и Ce/Y (2,8-3,6), La/Yb=17-19 и Th/Ta=8,6-16,0. Анализ геохимических характеристик пород свидетельствует: распределение микроэлементов в вулcano-плутонических образованиях Унериканской зоны, как и в образованиях Селитканской и Эзоп-Ямалинской [3-5], согласуется со схемой их распределения в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках. Учитывая область распространения пород унериканского комплекса – территория Ниланского террейна, можно предположить, что этот террейн представлял собой в конце поздней юры – начале раннего мела (120 млн. лет и ранее) самостоятельную тектоническую единицу и являл собой активную континентальную окраину. Составляющей террейнового коллажа окраины МООП он стал, вероятно, в интервале 120-105 млн. лет, т.е. до формирования пород селитканского вулcano-плутонического комплекса, образования которого явились «сшивающими» для трех террейнов восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 13-05-12043-офи-м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафоненко С.Г., Асмолова Е.И. Особенности внутреннего строения вулканогенных толщ верхнего течения реки Селемджа // Корреляция мезозойских континентальных образований ДВ и Вос. Забайкалья. Чита: ГГУП «Читагеолсъемка». 2000. С. 58-59.
2. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения // Ред.: Щеглов А.Д. М.: Наука. 1984. 503 с.
3. Дербек И.М., Сорокин А.А., Агафоненко С.Г. Геохимические особенности кислого магматизма северо-западного фланга Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Эзопская и Ям-Алинская зоны) // Тихоокеанская геология. 2008. №1. С. 61-71.
4. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулcano-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады АН. 2008. Т.419. №1. С.95-99.
5. Дербек И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Доклады АН. 2008. Т.418. №2. С.221-225.
6. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса. Геология и геофизика. 2010. Т.51. №4. С. 473-485.
7. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сальникова Е.Б., Дербек И.М., Котов А.Б., Яковлева С.З. Геохронология риолитов унериканского комплекса восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса (Дальний Восток). // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6-8 июня 2006. Москва. Т.2. С.311-314.

КВАРЦ ГРАНИТОИДОВ ТАС-КЫСТАБЫТСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОР ИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ИМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Галенчикова Л.Т.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru*

Примесный состав кварца во многом определяется физико-химическими условиями генезиса минерала, что позволяет использовать этот минерал как индикатор при реконструкции условий его формирования и эволюции магматических пород, а также при дискриминации пород разного происхождения. Титан является одним из главных примесных элементов в кварце. Содержание Ti растёт с увеличением температуры кристаллизации (или метаморфизма) [6], а растворимость Ti в кварце сильно зависит от давления [5, 6]. Это позволяет использовать кварц как геобаротермометр, который может быть потенциальным ключом для ограничения Р-Т истории пород независимо от других обменных термометров. Этот термометр основан на Р-Т зависимости замещения титаном кремния в кварце при наличии в системе рутила или других Ti -содержащих фаз.

Тас-Кыстабытский магматический пояс является затухающей вглубь континента вет-вью Удского окраинно-континентального магматического пояса, подобного Омсукчанскому поперечному ответвлению более позднего позднемелового Охотско-Чукотского пояса [1]. В северной части Тас-Кыстабытского пояса доминируют магматические комплексы, сформированные практически синхронно на протяжении кимериджа-берриаса: золотоносный гранодиорит-гранитный (плутоны: Эргеляхский, Якутский), дацитовый (Тарынский субвулкан) и олово-сереброносный диорит-гранодиоритовый (плутоны: Труд, Капризный, Одонканский). Формирование первого комплекса связывается с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна. Два последних комплекса, формировались в тектонической обстановке растяжения и по возрасту сопоставимые с первым этапом вулканизма Удского окраинно-континентального пояса, фиксируют тыловую зону расширения этого пояса.

В данной работе приведены первые данные по примесному составу и температуре формирования (Ti -кварцевый термометр) кварца гранитоидов. Методика подготовки образцов кварца и анализ элементов-примесей (Al, Ti, K, Na, Li) рассмотрены в работе [2]. Температуры кристаллизации кварца рассчитывались по модели [5].

Исследования физико-химических условий формирования гранитоидов этих двух магматических комплексов [4] показали, что становление их происходило при несколько различных режимах. При близких температурах образования расплавов для гранитоидов обоих комплексов магмы диорит-гранодиоритового комплекса (плутон Труд) начали кристаллизоваться при более высоких температурах и относительно низком содержании воды в магме (не более 3,9 %) и остаточном давлении воды менее 410 бар. Гранитоиды гранодиорит-гранитной формации (плутон Эргелях) имели повышенное содержание воды в расплаве (до 5 %) и ее остаточном давлении до 1103 бар. Анализ изотопных систем гранитоидов показал коровый характер их протолитов, но различный по составу для пород каждого комплекса.

Состав кварца (табл. 1) гранитоидов этих комплексов в целом различается и по элементам-примесям. Кварцы гранитоидов диорит-гранодиоритового комплекса в отличие от такового из пород гранодиорит-гранитного комплекса характеризуются в среднем более высокими содержаниями Al, Ti, K, Na и Li, что особенно заметно при сравнении однотипных пород (табл. 1). Наиболее отчетливо эти различия характерны для содержаний Ti в кварцах гранодиоритов, представляющих главные фазы магматических комплексов, и по величине в них K/Na отношений. Кварцы гранодиоритов гранодиорит-гранитного комплекса имеют относительно низкие содержания Ti (< 80 ppm) и значения K/Na отношений менее 1, а кварцы гранодиоритов диорит-

Таблица 1. Химический состав кварца магматических пород.

плутон	Порода	№ обр.	Al	Ti	K %	Na	Li
	Гранодиорит	1095/7	2658	334.46	0,152	0,174	0,0032
		1229/26	1276	167.24	0,122	0,070	0,0035
		1227/a	1456	195.40	0,070	0,124	0,0026
	Гранит	1229/36	932	216.98	0,112	0,066	0,0014
	Аплитовидный гранит	1230/a	2705	181.21	0,239	0,149	0,0022
Труд	Кварц-карбонатная жила	1235/1	143	22.18	0,009	0,005	0,0014
	Кварцевый диорит	1061/a	1456	226.57	0,135	0,125	0,0034
		Гранодиорит	1058	1196	164.58	0,120	0,111
	Гранодиорит - порфир, дайка	1092	1424	150.45	0,139	0,066	0,0034
		К-2-Ж	826	68.33	0,023	0,046	0,0026
1062		1303	203.20	0,116	0,096	0,0036	
Одонканский	Гранодиорит	1090/5	1255	148.05	0,073	0,058	0,0028
		1244	2928	181.02	0,156	0,145	0,0025
		1254	1355	122.88	0,143	0,108	0,0026
Эргеляхский	Гранодиорит	1251/a	508	210.39	0,033	0,023	0,0028
		1184	323	59.34	0,012	0,014	0,0015
		1181/36	604	52.15	0,080	0,026	0,0020
	Гранит	1183	619	25.97	0,052	0,039	0,0016
1211/26		476	29.37	0,055	0,031	0,0026	
Якутский	Гранодиорит	1203	1493	79.12	0,054	0,135	0,0009
		Адамеллит	1204	688	61.74	0,055	0,041
	Пегматоид	1200/3	964	28.17	0,035	0,011	0,0007

Примечание: содержания Al и Ti в ppm, а K, Na и Li в %.

гранодиоритового комплекса содержат Ti более 146 ppm и величина K/Na отношения, как правило, превышает 1. Это предполагает различный химизм расплавов формирующих плутоны этих комплексов и различную температуру кристаллизации в них кварца. Кристаллизация кварца гранитоидов диорит-гранодиоритового комплекса происходит при высоких температурах (>780 °C) и незначительном температурном интервале кристаллизации магм (табл. 2).

Кварц гранитоидов гранодиорит-гранитного комплекса формируется при более низких температурах (< 690 °C) и при более широком температурном интервале формирования магм. Это согласуется с различным содержанием H₂O в гранитоидных расплавах обоих комплексов и различным характером эволюции физико-химических условий становления плутонов двух комплексов [4].

Таким образом, полученные нами данные указывают на возможность использования кварца гранитоидов как индикатора условий их формирования и металлогенической специализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Тав-Кыстабытский магматический пояс // тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 263-269
2. Галенчикова Л.Т., Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Усовершенствованная методика спектро-фотометрического определения титана в кварце с диантипирилметаном // Наука и образование. 2011, № 4. С. 17-20
3. Зайцев А.И., Бахарев А.Г. Экстенсивные параметры формирования олово - вольфрамового месторождения Аляскинское // Отечественная геология, 2010. №. 5, С. 65-75.
4. Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Прокопьев А.В. Физико-химические параметры формирования золотоносных и олово-сереброносных магматических комплексов Тарынского рудно-магматического узла (Северо-Восток Якутии). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. Том I. С. 194-198.
5. Huang R., Audetat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. v. 84. P. 75–89
6. Thomas J.B., Watson E.B., Spear F.S., Shemela P.T., Nayak S.K., Lanzirrotti A. TitaniQ A. under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz // Contrib. Mineral Petrol. – 2010. – V.160. – P.743–759

Таблица 2. Температуры формирования кварца гранитоидов Тас-Кыстабытского магматического пояса.

плутон	порода	№ обр.	Минерал	Ti, ppm	T ⁰ C
Одонканский	Гранодиорит	1244	кварц	181,02	817
			порода		T _{Ti} =848, T _{Ap} =792
			кварц	122,88	765
			кварц	210,39	840
			Биотит		728, P=2,445 кбар
	Гранодиорит	1095/7	кварц	334,46	852
			порода		T _{Ti} =902, T _{Zr} =835, T _{Ap} =860
	Гранодиорит	1229-2Б	кварц	167,24	758
	Гранодиорит	1227/а	кварц	195,40	779
			порода		T _{Ti} =888, T _{Ap} =818
	адамеллит	1229/3Б	кварц	216,98	788
			Биотит		716, P=3,29 кбар
			порода		T _{Ti} =821
Аплитовидный гранит	1230/а	кварц	181,21	768	
		порода		T _{Ti} =745	
Кварц-карбонатная жила	1235/1	кварц	22,18	547	
Труд	Кварцевый диорит	1061-а	кварц	226,57	810
			Биотит		692, P=1,554 кбар
			Кпщ-Ап34		855
			порода		T _{Ti} =938, T _{Zr} =807, T _{REE} =744
	Гранодиорит	1058	кварц	164,84	864
			Биотит		692, P=4.326 кбар
			Кпщ-Ап31		839
	Гранодиорит	1092	кварц	150,45	815
			кварц	68,33	717
	Гранодиорит -порфир, дайка	1062	кварц	203,2	858
То же	1090/5	кварц		813	
		Кпщ-Ап25		809-811	
Якутский	Гранодиорит	1203	кварц	79,12	695
			Биотит		671, P=1,939 кбар
			Кпщ-Ап27		778
			Кпщ-Ап34		823
			порода		T _{Ti} =834, T _{Zr} =756, T _{REE} =766, T _{Ap} =748
	адамеллит	1204	кварц	61,74	653
			Биотит		671, P=1,939 кбар
Кпщ-Ап25				736	
пегматоид	1200/3	кварц	27,17	550	
Эргеляхский	Гранодиорит	1184	кварц	59,34	653
			Биотит		682, P=1,67 кбар
			Порода		T _{Ti} =866, T _{Ap} =765
	адамеллит	1181/3Б	Кварц	52,15	623
			Биотит		679, P=1,306 кбар
			Кпщ-Ап33		810
			порода		T _{Ti} =852, T _{Zr} =741, T _{REE} =743, T _{Ap} =830
	гранит	1183	кварц	25,97	634
			биотит		574, P=3,71 кбар
	гранит	1211/2Б	кварц		646

Примечание: колонка 4 – содержание Ti в кварце; ссылки на методы расчета температур и давления в [2].

ПРИРОДА КСЕНОГЕННЫХ БЛОКОВ МЕТАПЕЛИТОВ В ГРАНИТОИДАХ ВЕРХИСЕТСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

Зинькова Е.А., Прибавкин С.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
г. Екатеринбург, zinkova@yandex.ru*

Верхисетский массив представляет собой крупнейшее на Урале батолитообразное тело, расположенное вблизи г. Екатеринбурга в пределах палеоокраинно-континентальной области Среднего Урала (рис.). Преобладающая его часть сложена породами умеренно-кислого состава, формирующими сливающиеся и наложенные друг на друга плутоны габбро-диоритового, тоналит-трондьемитового, тоналит-гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава. Возраст пород варьирует от 370 до 290 млн. лет, характеризуя массив как центр длительной эндогенной активности [1, 6].

Вмещающие массив толщи представлены островодужными вулканогенно-осадочными образованиями раннего и среднего девона, сложенными преимущественно основными эффузивами с подчиненными им туфами, преобразованными в эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы; реже углисто-кремнистыми сланцами, известняками. В контакте с массивом эти породы превращены в роговики, амфиболиты, гнейсы, графит-кварцево-слюдистые сланцы, мраморы. Они же встречаются и в виде крупных блоков-ксенолитов внутри гранитного массива и интерпретируются как провесы кровли. Изучение состава и параметров метаморфизма ксеноблоков высокоглиноземистых гнейсов позволили высказать предположение об их принадлежности к глубоко метаморфизованным островодужным комплексам, подобных Салдинскому и Сысертскому, расположенных в описываемой области Среднего Урала [3]. Геохронологические исследования гранатовых гнейсов на современном уровне отсутствуют, поэтому нами было проведено U-Pb датирование цирконов из метапелитов с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Целью исследований было: определение возраста метаморфических событий в гнейсах; сопоставление этапов метаморфизма с гранитообразованием в окраинно-континентальной области Среднего Урала; проверка гипотезы древнего субстрата гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы, где была отобрана проба на циркон (см. рис. 1), вскрыты искусственными выработками на площади 70×150 м., представляющими т.н. Верхоловскую копь, входящую в состав Евгение-Максимилиановских минеральных копей на территории Историко-ландшафтного парка «Истоки Исети».

Гнейсы представлены породами с неравномерно-зернистой, неравномерно-полосчатой и гнейсовидной текстурой, обусловленной планпараллельной ориентировкой чешуек биотита и неоднородным количественным соотношением светлых и темных минералов. Структура пород порфиробластовая, связанная с наличием крупных кристаллов граната, заключенного в тонкозернистую лепидогранобластовую основную ткань. Главными породообразующими минералами гнейсов, помимо отмеченного выше граната, являются: биотит, силлиманит, кварц и основной плагиоклаз. Среди второстепенных минералов отмечается ставролит, мусковит, кианит и хлорит.

Реконструкция протолита гнейсов предполагает их образование по карбонатсодержащим глиноземистым грауваккам или пелит-алевролитовым аргиллитам [4]. В последствии осадки претерпели метаморфические преобразования. По данным химического состава минералов и последовательности образования минеральных парагенезисов выделены: ранний региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа ($P = 5,2-4,3$ кбар, $T = 660-606$ °C) и более поздний наложенный контактовый метаморфизм ($P = 3,2-2,2$ кбар, $T = 605-566$ °C) [3].

Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции 0,5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарации в тяжелых жид-

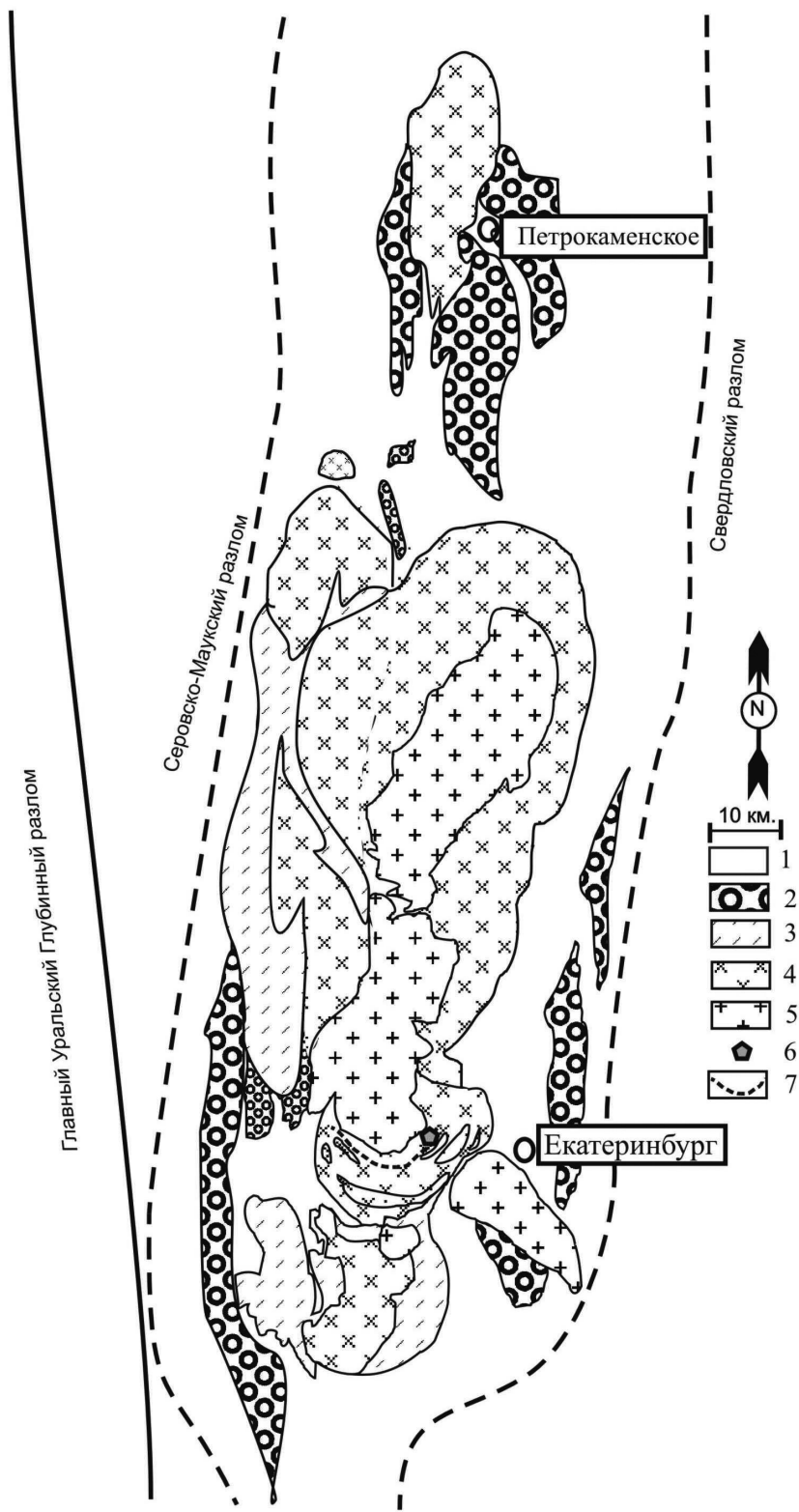


Рис. Геологическая схема Верхисетского и прилегающих к нему массивов в южной части Верхисетско-Туринской зоны. Составлена по материалам Д.А. Двоеглазова, Г.Н. Кузовкова, Д.С. Вагшала (1972-1979 гг.) и авторов: 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи силурийского (?)-раннедевонского возраста; 2 – породы базальтоидной габбро-гранитной формации; 3-5 – породы тоналит-гранодиоритовой формации (верхисетский комплекс): 3 – малокалиевой тоналит-трондьемитовой (таватуйской) и габбро-диоритовой серий; 4 – калинаторовой тоналит-гранодиоритовой серии; 5 – адамеллит-гранитной серии; 6 – Верхововские копи – место отбора пробы на циркон из ксенолита метапелитов в гранитоидах Верхисетского массива; 7 – полоса ксенолитов метабазитов в гранитоидах Верхисетского массива.

костях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. U-Pb анализы цирконов выполнялись по стандартной методике [7].

Цирконы представлены идиоморфными или удлиненно-призматическими кристаллами светло-кремового цвета. Католюминесцентные изображения кристаллов вскрывают присутствие двух морфологических групп среди цирконов. Первая группа – это преобладающие по количеству ритмично-зональные цирконы, имеющие большое сходство по своему строению с магматическими цирконами с той разницей, что они обладают более сложным строением. Они умеренно насыщены включениями, среди которых диагностике поддаются только очень мелкие зерна циркона размером в несколько микрон. В целом для цирконов этой группы характерно умеренное содержание U – (126-633 г/т), Th – (26-235 г/т) и Th/U – 0,16-0,56.

Ко второй группе относятся незональные цирконы явно метаморфического облика. В процессе роста в них наблюдается закономерность, выраженная в обрастании унаследованных цирконов более светлыми каймами (в католюминесцентных лучах). Как правило, такая закономерность характерна для метаморфических цирконов высокометаморфизованных пород. Цирконы этой группы характеризуются высокими концентрациями U (2439-3733 г/т), Th (1825-3105 г/т) и высокими Th/U отношениями (0,77-0,86).

На U-Pb-диаграмме среди цирконов с ритмичной зональностью выделяется два возрастных кластера, где среднее возрастное значение первого составило $372 \pm 2 (\pm 2\sigma)$ млн. лет, а второго $307 \pm 3 (\pm 2\sigma)$ млн. лет. Незональные кристаллы с высоким Th/U отношением попадают в первый кластер, образуя единую с зональными кристаллами группу более ранних цирконов. По всей видимости, U-Th-Pb изотопная система незональных цирконов была более неустойчивой из-за высокого содержания в них Th и перестроилась во время раннего этапа метаморфизма. Отсюда можно предположить реликтовую природу высокоурановых незональных цирконов.

Полученные данные позволили зафиксировать два возрастных этапа в истории формирования высокоглиноземистых гнейсов. Первый этап (372 ± 2 млн. лет) практически совпадает со временем образования диоритов чувовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива – 369 ± 6 млн. лет [1] и близок по времени образованию других плутонов тоналит-трондjemитового состава с возрастом 380-369 млн. лет, внедрение которых связывают с началом формирования активной континентальной окраины [5]. Для гранитоидов этого этапа характерны высокие содержания воды (4-8 %), $P = 4-8$ кбар, $T = 600-800$ °C, что соответствует амфиболитовой фации метаморфизма. Известно, что среди метаморфических цирконов амфиболитовой фации метаморфизма встречаются идиоморфные кристаллы с ритмичной зональностью. Как правило, такие цирконы растут в зоне контакта с расплавом. Поэтому мы считаем, что цирконы первого кластера имеют контактово-метаморфогенную природу и образовались за счет воздействия флюидов на метапелиты при их захвате гранитоидами тоналит-трондjemитовых серий.

Второй этап (307 ± 3 млн. лет) совпадает с возрастом внедрения плутонов гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава (315-300 млн. лет), формирующихся в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма [2]. Очевидно, в это время гнейсы подверглись воздействию контактового метаморфизма во время захвата ксеноблоков метапелитов плутонами адамеллит-гранитного состава, P-T-параметры формирования которых отвечают $P = 4$ кбар, $T = 730$ °C. Возраст контактового метаморфизма высокоглиноземистых гнейсов подтверждается и ранее полученными K-Ar датировками биотитов, соответствующих 285-299 млн.

Что касается гипотезы древнего субстрата гнейсов, то мы не обнаружили цирконов древнее фамена. Следует отметить наличие реликтов высокоурановых зерен циркона с вероятно «перезапущенной» U-Th-Pb изотопной системой, в связи с чем вопрос присутствия более древнего вещества в осадках остается открытым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00109-а, 12-05-00132-а) и программ Президиума РАН 12П-5-1024, 12-С-5-1022.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 72-75
2. Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. 23 с.
3. Козлов П.С., Лиханов И.И., Петров Г.А. // Литосфера. 2008. № 5. С. 84-98.
4. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
5. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 50-59.
6. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.
7. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

Позднепалеозойский анорогенный магматизм Гобийского Алтая (Монголия): ЗАВЕРШЕНИЕ СУБДУКЦИИ ИЛИ МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ?

Козловский А.М.¹, Ярмлюк В.В.¹, Сальникова Е.Б.², Травин А.В.³, Саватенков В.М.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, atmk@igem.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Природа магматизма непосредственно несвязанного с развитием дивергентных и конвергентных границ плит во многих случаях дискуссионна. Одним из таких примеров является анорогенный магматизм складчатых поясов. С одной стороны, он может быть связан с завершением предшествующих этапов надсубдукционного развития. С другой стороны, он сходен с внутриплитным магматизмом, который не связан с предыдущей геологической историей. Поэтому для реконструкции природы анорогенного магматизма важно установить какое место он занимает в последовательности геологических событий.

В истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) анорогенный магматизм проявлялся неоднократно. Наиболее масштабной стала позднепалеозойская вспышка этого магматизма, с которой связаны многочисленные массивы гранитоидов повышенной и нормальной щелочности, расслоенные массивы габброидов, бимодальные вулканические толщи, распространенные от Восточного Казахстана на западе до Большого Хингана на востоке и от Бейшаня на юге до Западного Забайкалья на севере.

Позднепалеозойские анорогенные магматические комплексы Гобийского Алтая располагаются в центральной части ЦАСП и выстраиваясь в цепочку около 450 км ВЮВ простирания вдоль северного фаса хребтов Гобийского Алтая. Эта цепочка приурочена к полосе венд-кембрийских островодужных и офиолитовых комплексов шириной около 100 км, разделяющих Дзабханский композитный террейн с докембрийским фундаментом на севере от среднепалеозойских складчатых структур Гобийского и Монгольского Алтая на юге. Геохронологические данные для анорогенных комплексов, позволяющие надежно оценить последовательность магматических событий в регионе, до настоящего времени отсутствовали, поэтому здесь мы представляем первые результаты датирования анорогенных магматических пород U-Pb ID TIMS по циркону и ⁴⁰Ar/³⁹Ar по амфиболу методами.

Улан-Улинский массив расположен на западном окончании Гоби-Алтайской зоны анорогенного магматизма занимает площадь около 50 км² и сложен преимущественно массивными красными крупнозернистыми щелочно-полевошпатовыми гранитами с редким Ca-Na амфиболом. Его U-Pb возраст составил 284 ± 1 млн. лет.

Хан-Тайширская вулcano-плутоническая ассоциация простирается на 95 км вдоль северного фаса хр. Хан-Тайшир при максимальной ширине 13 км. В строении вулканической толщи

участвуют серии лавовых потоков базальтоидов, экструзии и лавы трахидацитов и трахириолитов, а также их туфы. Интрузивные образования ассоциации представлены массивом среднекрупнозернистых светло-серых щелочных гранитов площадью около 8 км². Определенный по выделенному из них циркону возраст составляет 293 ±1 млн. лет. Вулканическая толща просечена многочисленными дайками базальтоидов и трахириолитов. Среди даек обнаружена одна с идиоморфными вкрапленниками роговой обманки, по которой установлен возраст 286 ±3 млн. лет.

Баян-Цаганский грабен расположен на северо-западном склоне хр. Баян-Цаган, вытянут в широтном направлении на 36 км и имеет ширину до 3 км. В центральной части грабена отмечается изометричный в плане диаметром около 1,8 км массив, сложенный среднезернистыми щелочными гранитами со щелочным амфиболом и эгирином. По амфиболу установлен возраст 286 ±2 млн. лет.

Хар-Узуурский массив щелочных гранитов расположен на простирании Баян-Цаганского грабена и занимает площадь около 24 км². Породы массива представлены преимущественно среднекрупнозернистыми до пегматоидных розовато-серыми щелочными гранитами с пертитовым щелочным полевым шпатом и зональными идиоморфными кристаллами амфибола. U-Pb возраст циркона из этих пород составляет 284 ±1 млн. лет.

Зуун-Богдинский массив щелочных гранитов наиболее восточный из известных проявлений анорогенного магматизма Гобийского Алтая расположен на ЮВ склоне г. Зуун-Богд. Он занимает площадь около 14 км² и сложен очень однородными крупнозернистыми щелочными гранитами, состоящими из пертитового щелочного полевого шпата, кварца и щелочного амфибола. Акцессорный циркон из этих пород показал возраст 279 ±1 млн. лет.

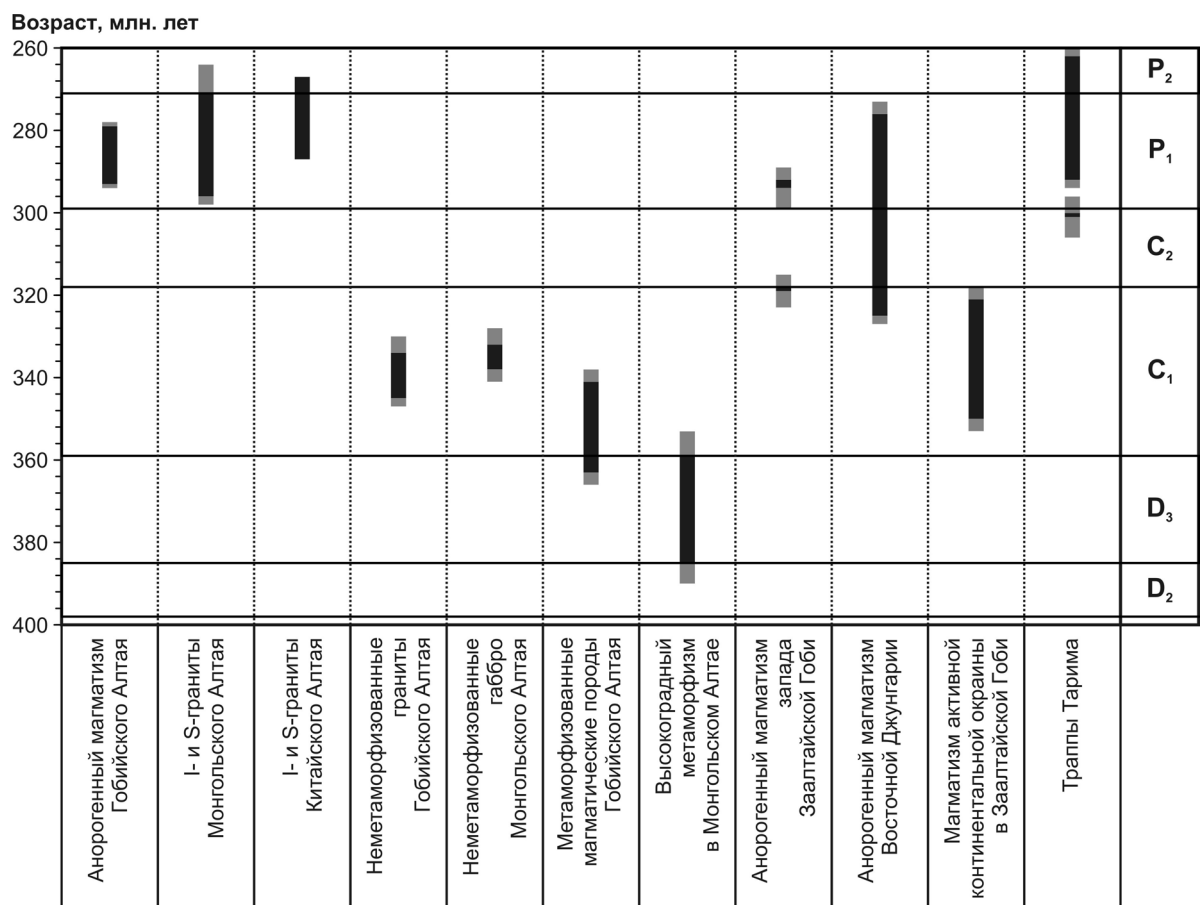


Рис. Схема возрастной корреляции главных тектонических событий Гобийского Алтая и других районов ЦАСП (серым показаны временные интервалы с учетом аналитических ошибок).

Полученные геохронологические данные определяют достаточно короткий (293–279 млн. лет) промежуток времени протекания анорогенного магматизма в Гобийском Алтае (рис.). Проявления магматизма этого интервала достаточно разнообразны и широко распространены по всему ЦАСП. К югу и юго-западу от Гобийского Алтая по южному фасу Монгольского Алтая протягивается цепь массивов гранитоидов нормальной щелочности с такими же возрастными характеристиками (296–271 млн. лет) [1]. Аналогичные раннепермские гранитоиды протягиваются и на запад вдоль всего Китайского Алтая.

Главная область распространения позднепалеозойского анорогенного магматизма лежит к югу от Алтая в Заалтайской Гоби и Джунгарии. Геохронологические данные для анорогенных гранитоидов Восточной Джунгарии показывают практически полный спектр возрастов в диапазоне 325–276 млн. лет (рис.). В то же время, в Заалтайской Гоби нами были выделены два разделенных во времени эпизода анорогенного магматизма ~318 млн. лет и ~290 млн. лет [2]. Широкий спектр раннепермских проявлений анорогенного магматизма отмечается и в Западной Джунгарии, Китайском Тянь-Шане и Бейшане. Это бимодальные вулканические ассоциации, массивы гранитоидов А-типа, расслоенные ультрамафические-мафические массивы. Этому же интервалу времени соответствуют и траппы Тарима.

В Гобийском Алтае анорогенному магматизму предшествовал достаточно длительный амагматичный период (рис.). В фундаменте анорогенных комплексов отмечены неметаморфизованные гранитоиды (345–337 млн. лет), габбро (338 и 332 млн. лет), а также ортогнейсы и синтетектонические гранитоиды (363–341 млн. лет). Возраст этого магматизма хорошо согласуется со временем формирования краевого вулканоплутонического пояса в Заалтайской Гоби [3], поэтому мы полагаем, что тыловая зона раннекарбонového окраинно-континентального магматизма захватывала территорию современного Гобийского Алтая.

Геодинамическая природа позднепалеозойского анорогенного магматизма в Гобийском Алтае, как и во всем ЦАСП неоднозначна. Наиболее вероятными можно считать две модели: воздействие Таримского мантийного плюма на литосферу ЦАСП и разрыв субдуцируемого слэба после загибания зоны субдукции.

Таримский плюм. Основным этапом траппового магматизма Тарима приходится на время 292–262 млн. лет назад, т.е. синхронно с большинством анорогенных проявлений магматизма ЦАСП. Однако в Заалтайской Гоби отчетливо выделяется этап щелочно-гранитного и бимодального магматизма с возрастом ~318 млн. лет, что на ~26 млн. лет раньше вулканизма Таримской LIP. Начало анорогенного магматизма в Джунгарии также предшествует образованию траппов. Доминирующая на территории ЦАСП ювенильная кора и находящаяся под ней водосодержащая литосферная мантия, вероятно, более легкоплавкие, чем литосфера древнего кратона. Поэтому при воздействии мантийного плюма на эту литосферу здесь следовало бы ожидать крупномасштабных магматических проявлений. Однако сопоставимого с траппами Тарима по масштабу магматизма на этой территории нет.

Разрыв слэба. В позднем палеозое происходило закрытие бассейнов Палео-Азиатского океана. Механизм их закрытия предполагает субдукцию океанической плиты под островные дуги или активные окраины до момента аккреции террейнов, после чего следует перескок и заложение новой зоны субдукции. Старый субдуцируемый слэб при этом разрывается, что сопровождается выделением тепла, а образовавшееся окно заполняется относительно горячим астеносферным веществом. Таким образом, возникают условия для плавления литосферной мантии и континентальной коры вскоре после прекращения субдукции. Действительно, в ЦАСП проявления анорогенного магматизма образуют протяженные пояса, приуроченные к границам террейнов или субпараллельные им, где им повсеместно предшествовал надсубдукционный магматизм. Однако перерыв между этими этапами магматизма иногда кажется невероятно большим (в Гобийском Алтае ~39 млн. лет).

Отдать предпочтение той или иной модели достаточно сложно, поскольку рассмотренные события так или иначе происходили в позднем палеозое в юго-западной части ЦАСП и могли вызвать масштабный анорогенный магматизм. Однако ни один из этих механизмов сегодня не в состоянии объяснить все особенности очень разнообразного позднепалеозойского анорогенного магматизма на огромной территории Центральной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 133–159.
2. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В. и др. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 308–314.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.

ОСОБЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ГАББРО-АНАРТОЗИТОВОГО ПОЯСА

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

ООО «Дальгеофизика», г. Хабаровск

Некоторые аспекты образования флюидных систем

Основой всех флюидных систем по представлениям ряда исследователей являются углерод и водород [2, 3]. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, фтором, азотом и т.д. На основании банка данных газовых хроматографических анализов [2, 3] было произведено сопоставление мольных отношений углерода и водорода во флюидах, заключенных в породах разного состава в возрастном диапазоне от архея до кайнозоя. В итоге сделанного сопоставления были получены принципиально новые данные, позволившие сделать фундаментальный вывод о том, что в отдельные геологические эпохи флюидный режим всех эндогенных процессов характеризовался по соотношению Н/С одним типом флюидов. Эта зависимость нарушается для фанерозойских гранитоидов, что является следствием наличия мощной земной коры и ее влиянием на развитие эндогенных процессов в фанерозое, когда коровые эндогенные процессы протекали под воздействием флюидов, имеющих коровомантийную природу. Из этого следует, что в фанерозое произошло развитие мантийных и коровых флюидных систем.

Консолидированная земная трещиноватая кора древних платформ в режимах растяжения обладала весьма высокой транзитной проницаемостью. Потоки газов в этих условиях преимущественно рассеивались в трещиноватой среде, гидросфере и атмосфере. Их химическое взаимодействие с горными породами было ограниченным. Поэтому, несмотря на огромные объемы мантийных магм, вторгавшихся в земную кору и изливавшихся на ее поверхность, процессы регионального метаморфизма проявились слабо, а гранитизация отсутствовала [1].

В режиме сжатия (инверсионные стадии геосинклиналей) происходит общее отступление фронта мантийных магм вниз; для них доступны лишь наиболее проницаемые зоны глубинных разломов, к которым приурочиваются инверсионные пояса мелких базит-гипербазитовых интрузий, обычно выклинивающихся вверх на уровне гипабиссальной зоны [1, 2, 3]. В этих условиях ювенильные газы становятся главным фактором мантийно-коровых взаимодействий: в среде тектонических сжатых пород в кинематически активных зонах они образуют уплотненные длительно развивающиеся флюидные потоки. Их химическое воздействие на твердые горные породы в обстановке «давление + сдвиг» приводит, с одной стороны, к повышенному окислению газов вследствие синтеза воды и углекислоты, а с другой – к разогреванию, метаморфизму, метасоматозу и гранитизации пород. Поэтому чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) отражает естественную смену одной формы мантийной активности другой при меняющейся проницаемости земной коры.

Физико-геологическая модель образования габбро-анортозитовых массивов

При построении модели РС была учтена протяженность Дальневосточного габбро-анортозитового пояса, данные геофизических исследований и общие представления о его геологическом строении [4]. Внедрение габбро-анортозитовых массивов происходило по шовной зоне Станового регионального разлома, возникшего в результате сдвигового растяжения между Евразийской, Амурской и Северокитайской литосферных плит. При сжатии Амурской литосферной плиты с двух сторон (с юга и севера), она начинала выскальзываться, так как она имеет клинообразную форму, ориентированную в субширотном направлении, поэтому движение её было направлено на восток. При сжатии литосферных плит на их окраинах образовывались шовные региональные разломы огибающие клинообразную форму Амурской плиты, расходящиеся веерообразно с запада на восток. В эти швы, имеющие мантийное заложение внедрялись глубинные андезито-базальтовые магмы. При дальнейшем сжатии, шовные зоны смыкались на глубине (за счет менее жестких блоков) и массивы приобретали без корневую форму. В процессе дифференциации и кристаллизации массивов происходило их расслоение, наиболее плотные перидотитовые, оливиновые, пироксенитовые породы опускались к подошвенной части, а более легкие габбро лейкократовое, габбро-андезиниты, анортозиты поднимались к кровли массива. Одновременно происходило и отложение рудной минерализации Fe, Ti, V, P. На модели были приведены векторы скоростей опускания гравитационно-сегрегационного процесса отложения рудной минерализации под действием силы тяжести и конвекционных потоков вязкой магмы на примере формирования Каларского габбро-анортозитового массива. Наиболее интенсивно отложение руд (Fe, Ti, V) происходило при кристаллизации пироксенитов, норитов и габбро-меланократовых пород. Консолидация массива происходила в первую очередь в верхней части массива, в связи с этим более легкие породы «всплывали» вверх, более тяжелые проседали вниз. В ходе процесса метаморфизма происходило обогащение и образование массивных ильменит-магнетитовых руд. Типичным примером формирования этого типа может служить Куранахское месторождение титана [4] на западном фланге Каларского габбро-анортозитового массива. В предрудный период по стволу разлома происходило интенсивное поднятие газовых составляющих флюидного расплава и подвижной воды, которые метасоматически изменили вмещающие габбро до степени палингеновых гранитов. Затем произошла смена тектонических условий, растяжение сменилось сжатием, при котором выдавливался с придонной части габбро-анортозитового массива, еще вязкий остаточный рудный флюид (концентрат) в полости зоны разлома. Структура Куранахской зоны представлена серией параллельных тел ильменит-магнетитового состава, вытянутых на протяжении около трех километров в субширотном направлении по разлому. В общем, виде морфология рудной структуры имеет факелообразное строение, вытянутой в субширотном направлении, с подводящим каналом в восточной части зоны. Железо-титановое оруденение района пространственно и генетически связано с Каларским габбро-анортозитовым массивом. Весь комплекс в различной степени измененных магматических пород и вторично-метасоматических образований, принимающих участие в строении месторождения Куранах, представляет собой продукт деятельности единой рудно-магматической системы [4]. Собственно магматические породы – лабрадориты и средне-крупнозернистые габбро представляют собой наиболее ранние комагматичные образования. Вторая серия пород – андезиниты и метагаббро в различной степени гранитизированные, включая образования пород чарнокитоидного ряда, связана с постмагматическим этапом развития системы, который происходил при постепенной смене режима кислотности-щелочности. Андезинизация связана с проявлением кремне-натрового метасоматоза, гранитизация соответственно с кремне-калиевым метасоматозом. Формирование пород данной серии сопровождалось метасоматической переконцентрацией компонентов из зон мобилизации внутри массива в зоны базификации.

Железо-титановое оруденение имеет полигенный характер. С магматическим этапом связана убогая вкрапленно-гнездовая ильменит-титаномагнетитовая минерализация в габбро (раннемагматическое оруденение). С процессами андезинизации связано образование убогой прожилково-гнездовой минерализации в андезинитах и пятнистых лейкогаббро. Формирование же основной массы железо-титанового жильного оруденения, связано с процессами гранитизации, обусловившими наибольшую переконцентрацию компонентов (магния, железа и титана). В целом стадия проявленного в районе ильменит-титаномагнетитового оруденения подразделяется на четыре подстадии:

1) выделение бедной вкрапленности ильменита и магнетита в мезо-меланократовых метагабброидах;

2) образование вкрапленных и густо вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых руд в породах ультраосновного состава, пироксенитах и горнблендитах;

3) образование бедных прожилково-гнездовых ильменит-титаномагнетитовых руд в габбро-пегматитах;

4) формирование массивных ильменит-титаномагнетитовых руд.

Рудные зоны локализованы вдоль тектонических контактов массива с породами рамы и контролируются внутри массива структурными элементами главным образом линейными (месторождение Куранахское, Саикта и др.) и кольцевыми (месторождение Большой Сэйим).

Общий объем Каларского массива составляет $75 \times 50 \times 10 \text{ км} = 37500 \text{ км}^3$. Сосредоточенные в нем геохимические ресурсы диоксида титана при кларковом содержании TiO_2 в габбро 0,91 (70 % состава массива) и анортозитах 0,21 % (30 % массива) составляют $788,5 + 70,8 = 858,3$ млн т. Это указывает на то, что во много раз превосходящая промышленную часть TiO_2 (месторождений) осталась в рассеянном состоянии. Промышленное оруденение титана локализовано в нижних частях массива габбро-анортозитов среди мелано- и мезократовых разновидностей пород, несущих сингенетическую вкрапленность ильменита и в подчиненном количестве титаномагнетита, редко апатита. Рассеянная рудная вкрапленность (превышающая в 2-4 раз фоновую) в нижних горизонтах массива представляет собой наиболее раннюю минерализацию (собственно раннемагматическое аккумулятивное оруденение). Прослеживающийся вдоль северной части Куранахского массива горизонт оруденелых пород имеет ширину выхода на дневную поверхность 2–3 км и протяженность более 25 км.

В пределах северной краевой зоны породы Куранахского массива подвергнуты аутометасоматическим преобразованиям – объемной андезинизации и в узких зонах – гранитизации и кремнекислотному метасоматозу. Ранний пневматолито-гидротермальный кремне-щелочной метасоматоз обусловил перераспределение рудного вещества, высвобождающегося при андезинизации лабрадора и гранитизации пород, повторную мобилизацию части его и переотложение, в форме гнездообразных скоплений и зонально построенных прожилков ильменита и титаномагнетита, в оторочках амфибола, граната и биотита. Среднее содержание диоксида титана во вторичных андезинитах снизилось по отношению к габбро-анортозитам в среднем на 0,32 %. Таким образом, по грубым подсчетам в ходе предрудного метасоматоза было дополнительно высвобождено и перераспределено только в слое километровой мощности северной краевой зоны Куранахского массива порядка 140 млн.т TiO_2 . Собирательная агрегация рудного вещества в узких зонах минерализации привела к образованию залежей густо вкрапленных и прожилково-гнездовых руд. В эти же наиболее проницаемые зоны были внедрены и жилы массивных ильменит-титаномагнетитовых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванкин П.Ф.** Взаимодействие потоков восстановительных газов с литосферой подвижных поясов. // Дегазация земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. М.: ГЕОС, 2002. с. 7.

2. **Летников Ф.А.** Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных

нефтегазоносных бассейнов.//Дегазация Земли, геодинамика, нефть, газ. Москва, 2006. с. 4.

3. **Летников Ф.А.** Геофлюиды в геологической истории земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. М.: ГЕОС, 2008. С. 8–10.

4. **Копылов М.И., Пустовойтова И.В.** Тектоника и металлогения Дальневосточного габбро-анортозитового пояса // Косыгинское чтение.2009. с.56.

ГРАНИТОИДЫ ОСТРОВА РУССКИЙ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Крук Н.Н.¹, Голозубов В.В.², Tsutsumi Y.³, Yokoyama K.³, Касаткин С.А.²

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, kruk@igm.nsc.ru.*

² *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, golozubov@fegi.ru*

³ *Department of Geology and Paleontology, National Museum of Nature and Science
Tsukuba, Japan, yokoyama@kahaku.go.jp*

Формирование интрузий гранитоидов, локализованных в докембрийско-раннепалеозойских блоках южного обрамления Сихотэ-Алиня, традиционно связывалось с несколькими этапами эндогенной активности региона, наиболее масштабный из которых относился к ранней перми. В последние годы, в связи с появлением многочисленных U-Pb изотопных датировок по гранитоидам, рубежи и масштабы гранитоидного магматизма Южного Приморья подвергаются существенному пересмотру. Так для гранитоидов северной части Гродековского батолита, относившихся ранее к гродековскому (O-S), рязановскому (P₂) и гвоздевскому (J₂) комплексам были получены сходящиеся позднепермские-раннетриасовые даты (265-240 млн. лет) [6]. Пермский возраст установлен для лейкогранитов Гамовского батолита, считавшихся ранее среднемезозойскими [3]. Вместе с тем, для некоторых интрузий, традиционно считавшихся позднепалеозойскими, получены более древние возрасты.

Одним из крупных проявлений гранитоидного магматизма, традиционно относимых к пермскому этапу, являются породы седанкинского комплекса, проявленные в окрестностях г. Владивостока, на островах Русский, Попова и др. По данным [5] в составе комплекса выделяется три фазы. К первой относятся роговообманковые и рогообманково-биотитовые диориты и кварцевые диориты, ко второй – биотит-роговообманковые гранодиориты и меланограниты, к третьей – биотитовые порфиридные граниты. Постгранитная серия представлена дайками биотитовых (+амфибол) гранит-лейкогранитов.

Проведенные авторами исследования гранитоидов острова Русский показали, что среди них присутствуют породы двух дискретных ассоциаций, различающихся по геологической позиции, минералого-петрографическим характеристикам и возрасту.

Ранняя (диорит-гранодиорит-гранитная) ассоциация слагает большую часть острова Русский. Она объединяет породы, относившиеся ранее к первой и второй фазам седанкинского комплекса, а также гранит-лейкограниты, слагающие серию штоко- и дайкообразных тел среди гранитоидов. Для пород ассоциации типичен полнокристаллический облик, свидетельствующий о мезоабиссальной обстановке их формирования. Гранитоиды зачастую подвержены тектоническим деформациям, огнейсованию, катаклазированию и перекристаллизованы. В обнажениях часто наблюдается прорывание гранитоидов дайками базальтов и микрозернистых долеритов, идентичных по минералого-петрографическим и геохимическим характеристикам базальтам владивостокской свиты ранней перми. Прямые геологические взаимоотношения с раннепермскими вулканическими комплексами отсутствуют: контакты во всех без исключения случаях имеют тектонический характер. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 422-432 млн лет [7].

Гранитоиды второй (поздней ассоциации) имеют подчиненное распространение. Наиболее подробно они изучены в западной части острова в районе бухты Боярин, где был зафиксирован интрузивный контакт гранитоидов с кислыми вулканитами владивостокской свиты. Вероятно, породы этой ассоциации слагают, также, значительную часть острова Попова [2].

Граниты поздней ассоциации представлены мелкозернистыми слабо порфиroidными разновидностями. Вкрапленники сложены, преимущественно, изометричными зернами кислого плагиоклаза, а в основной масс широко развиты гранофировые (реже аплитовидные и микропегматитовые) структуры, что свидетельствует о субвулканических условиях кристаллизации расплавов). Для гранитоидов характерны массивные текстуры и отсутствие следов тектонических деформаций; прорывающие дайки (как основные, так и кислые) не обнаружены. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 260-249 млн лет [7].

Примечательно, что вещественный состав пород двух разновозрастных ассоциаций оказался весьма сходен. Петрохимически они соответствуют породам нормальной или слабо повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием, характеризуются невысокими содержаниями фемических элементов и кальция, недосыщенностью глиноземом (кроме наиболее кремнекислых разновидностей). Для диоритов и кварцевых диоритов ранней ассоциации типичны повышенные содержания фосфора (до 0,3 мас.% P_2O_5). На всех классификационных петрохимических диаграммах составы гранитоидов двух ассоциаций образуют единый тренд.

Редкоэлементный состав диоритов и кварцевых диоритов ранней ассоциации характеризуется вышекларковыми содержаниями Sr (до 700 г/т), Ba (до 800 г/т), относительным обогащением Zr (до 200 г/т), Hf (до 6 г/т), РЗЭ (суммарно – до 160 г/т), Th (до 12 г/т), U (до 4 г/т), избирательным обеднением Nb и Ta. В целом по особенностям редкоэлементного состава диориты и кварцевые диориты ранней ассоциации приближаются к породам латитовых серий. Для гранодиоритов и гранитов типичны более низкие содержания щелочных и щелочноземельных металлов, U, Th и «легких» РЗЭ. Пермские гранитоиды характеризуются повышенными, в сравнении с аналогичными по кремнекислотности разновидностями ранней ассоциации, содержаниями Y, Hf, Th, U, РЗЭ (преимущественно иттриевой группы) при близких содержаниях щелочных и щелочноземельных редких металлов, Nb и Ta. В целом же по редкоэлементному составу граниты обеих ассоциаций в наибольшей мере соответствуют известково-щелочным гранитоидам I-типа, обнаруживающим лишь слабые геохимические признаки пород латитового ряда.

Изотопный состав неодима в породах обеих ассоциаций близок: они характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельными возрастaми 0,8-0,9 млрд. лет, что подразумевает формирование их из одного и того же корового источника, представленного, судя по петрохимическим и редкоэлементным характеристикам гранитоидов, метавулканическими породами основного или среднего состава.

Таким образом, гранитоидный магматизм в рассматриваемом ареале проявился, как минимум, дважды: в силуре и перми. Разновозрастные гранитоиды имеют резко различную геологическую позицию и различаются по минералого-петрографическим особенностям. Наименее кремнекислые образования силурийского этапа (диориты, кварцевые диориты) соответствуют породам латитовой серии, гранитоиды обоих этапов близки по составу к известково-щелочным гранитоидам I-типа.

С тектонической точки зрения породы ранней ассоциации являются аналогами раннепалеозойских гранитоидов Артемовского и, возможно, Надеждинского массивов [6] и маркируют этап амальгамации Ханкайского супертеррейна. Пермские гранитоиды могут рассматриваться в качестве интрузивной составляющей верхнепермского вулканоплутонического пояса, реконструкция природы которого требует дополнительных исследований.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-10-00660).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006, 572 с.
2. Кононец С.Н., Съедин В.Т., Харченко Т.А., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Типы и физические свойства магматических пород о. Попова (залив Петра Великого, Японское море). //Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33, № 2. С. 39-52.
3. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Вржосек А.А., Касаткин С.А., Куйбида М.Л., Вовна Г.М. Гранитоиды Гамовского интрузива (Южное Приморье): геологическая позиция, вещественный состав, возраст // Геология и геофизика, 2014, в печати.
4. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть II. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 28 с.
5. Фершетер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М: Наука, 1987, 232 с.
6. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Доклады РАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 516-520.
7. Tsutsumi Y, Yokoyama K, Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia //Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2014, in press.

Источники позднекайнозойского внутриплитного магматизма Хангая (Центральная Монголия): влияние мантийного плюма или субдукция?

Кудряшова Е.А.¹, Ярмолюк В.В.¹, Козловский А.М.¹, Саватенков В.М.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, katama@mail.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

На протяжении позднего кайнозоя обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриконтинентального магматизма. Здесь возникли крупные изолированные друг от друга вулканические области достаточно близкого строения, где среди продуктов вулканизма преобладают субщелочные и щелочные базальтоиды. Геодинамическая природа этих областей различными авторами рассматривается по-разному. Для объяснения причин магматической активности в пределах этой территории привлекаются различные модели, предполагающие участие мантийных плюмов, механизмов даламинации, влияния стагнирующего слэба и др.

Эти представления, как правило, базируются на несистематических геологических и петрогеохимических данных, а также на неоднозначно трактуемых результатах геофизических и изотопно-геохимических исследований. На наш взгляд, решение вопроса о геодинамической природе внутриплитного магматизма в регионе связано, прежде всего, с получением систематической геологической, геохимической и изотопной информации.

Один из наиболее интересных районов Центрально-Азиатской внутриплитной провинции является позднекайнозойский Хангайский вулканический ареал. Он сформировался на самом позднем этапе развития длительно развивавшейся (свыше 150 млн. лет) Южно-Хангайской вулканической области [3]. Размеры ареала превышают 450×450 км и объединяют разновозрастные изолированные друг от друга вулканические районы, отдельные лавовые поля и потоки. Современная структура Хангая неоднородна. Его положение контролируется современным Хангайским нагорьем (сводом) и характеризуется концентрически зональным распределением вулканических пород относительно его центра (Кудряшова и др., 2010). В центральной (осевой) части ареала выделяются вулканические поля Водораздельного грабена, характеризующиеся наиболее мощными (более 500 м) вулканическими разрезами. Лавовые толщи периферических зон ареала распространены вдоль его северного (Тарятский грабен), северо-восточного (Орхон-Хануйский и Угий-нурский грабены междуречья Орхон-Селенги), южного (район Долины Озер) и юго-восточного (Верхнеорхонский грабен) обрамления. Формирование этих полей было многоимпульсным и характеризовалось общими закономерностями развития вулканизма в интервале последних 20 млн. л.

Разновозрастные вулканические породы Хангая характеризуются довольно близкими петро- и геохимическими особенностями. Они отвечают базанитам, фонотефритам, трахибазальтам, тра-

хиандезибазальтам, редким фойдитам, собственно базальтам и андезитам. В петрохимическом отношении породы Водораздельного грабена характеризуются достаточно устойчивыми содержаниями всех петрогенных элементов и по сравнению с лавами других вулканических грабенов имеют более высокую магнезиальность (до 0,65) $Mg\#_{(центр/периферия)ср} = 0,58/0,55$ и только здесь встречаются собственно базальты. В отличие от них лавы склоновых участков Хангая выделяются повышенной щелочностью, более высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , K_2O и более низкими Al_2O_3 . Кроме того, здесь среди плиоценовых лав появляются редкие породы: фойдиты с низкими содержаниями SiO_2 до 43 мас.% и высокими TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , K_2O ; а также андезиты, выделяющиеся высокими содержаниями SiO_2 (до 58 мас.%), низкими TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , и наиболее низкими содержаниями рассеянных элементов, что указывает на них, как на продукты коровой контаминации расплавов.

По геохимическим данным вулканические породы Хангая сопоставляются с базальтами OIB типа, но с определенной спецификой. Так, породы центрального Хангая (Водораздельного грабена) выделяются наиболее деплетированным составом. По сравнению с базальтами OIB типа они отличаются более низкими концентрациями большинства элементов, при более высоких содержаниях Ba, K, Sr. Породы склоновых участков Хангая являются геохимически более обогащенными по сравнению с породами Водораздельного грабена и по сравнению с OIB отличаются более высокой степенью фракционирования РЗЭ. Кроме того, по мере удаления от центра происходит все большее обогащение пород высоко несовместимыми элементами, определяя, в том числе, вариации $(La/Yb)_{ср} = 11_{центр} \rightarrow 13_{ближняя\ периферия} \rightarrow 19_{дальняя\ периферия}$.

Сопоставление изотопных данных для разновозрастных пород Хангая позволяет говорить об участии в их формировании источников с характеристиками мантии типа PREMA и геохимически обогащенной мантии. При этом в составе пород Водораздельного грабена из центра Хангая доминирует роль компонента PREMA, участие обогащенной мантии (EMI) проявлено в меньшей степени. В лавах же склоновых участков Хангая, наряду с PREMA, отмечаются добавки источников с характеристиками обогащенной мантии (EMI и EMII). Так породы Верхнеорхонского, Угий-нурского и Долиноозерского грабенов выделяются наиболее низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.5 до -10 и $\epsilon_{Sr}(T)$ от -9 до $+5$, что соответствует параметрам обогащенной мантии EMI. Для лав Тарятского грабена характерны иные изотопные составы ($\epsilon_{Nd}(T)$ от $+2,5$ до -2 и $\epsilon_{Sr}(T)$ от -9 до $+3,5$), параметры которых отвечают умеренно обогащенной мантии с незначительным участием обогащенной мантии EMII. Породы Орхон-Хануйского грабена междуречья Орхон-Селенги имеют довольно большой разброс значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от $+0,5$ до -8 при $\epsilon_{Sr}(T)$ от $-5,5$ до 0 , что указывает на смешение в их образовании мантии типа PREMA и EMI.

Важную информацию о среде плавления несут данные изучения расплавных включений. В центре Хангая были изучены включения в позднемиоценовых породах Водораздельного грабена. По результатам исследований исходные расплавы этих пород формировались из источника с относительно высокими концентрациями Al_2O_3 и низкими содержаниями MgO, что в соответствии с экспериментальными данными [6] сопоставляется с продуктами плавления мантийных пироксенитов. Такая же среда плавления установлена и для позднемиоценовых пород северо-восточной периферии (Орхон-Хануйского грабена). А вот для северной периферии Хангая (Тарятского грабена) выявляется различная среда плавления для позднемиоценовых и плейстоценовых магм. Также как и для лав центра Хангая и северо-восточной периферии ареала в образовании позднемиоценовых базитов Тарятского грабена существенную роль играли пироксениты. В отличие от них, плейстоценовые расплавы формировались из среды с увеличенной долей перidotитового компонента, отличаясь более низкими содержаниями Al_2O_3 и высокими значениями MgO [6]. Различия в составе среды плавления отразились и на изотопных характеристиках пород. Пироксенитовый компонент более характерен для источников, обладающих характеристика-

ми взаимодействия мантии PREMA и EMI, в то время как перидотитовый компонент приобретает более заметное участие в источниках с характеристиками смешения мантии PREMA и EMI.

Необходимо отметить, что при сопоставлении составов гретых стекол включений из центра и периферии Хангая отмечаются те же закономерности в изменении их состава, которые свойственны породам. Для гретых стекол из центра Хангая (Водораздельного грабена) также как и для пород характерны более высокая магнезиальность $Mg\#(L_{\text{центр}}/L_{\text{периферия}})_{\text{ср}}=0,57/0,52$, Al_2O_3 и более низкие содержания TiO_2 , P_2O_5 по сравнению с составами гретых стекол из наиболее удаленных северной и северо-восточной периферии Хангая (Тарянского и Орхон-Хануйского грабенов). По содержанию летучих компонентов и ряда петрогенных элементов изученные составы первичных расплавов Хангая наиболее близки к составам расплавов из базальтов океанических островов.

Полученные данные свидетельствуют о зональном изменении состава источников расплавов и условий их плавления в основании Хангайского вулканического ареала. Эта зональность определяется более деплетированным источником магматизма в сводовой части Хангая по сравнению с его склонами, как в геохимическом, так и в изотопном отношении. Выявленные вариации могут быть рассмотрены с позиции связи магматизма с мантийным плюмом, для которого следует предположить неоднородное (зональное) строение, как в отношении его вещественных характеристик, так и в отношении изменчивости температурного режима в основании Хангайского свода. Так, разброс значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -10 до 3 и $\epsilon_{Sr}(T)$ от -9 до $+5$ в породах Хангая может быть связан с неоднородностью мантийного источника. Это, в частности, находит отражение в проведенных исследованиях расплавных включений и минералов-вкрапленников из разновозрастных пород, в результате которых выявлены присутствие разных компонентов (пироксениты и перидотиты) в источнике плавления.

Модель мантийного плюма, предполагаемая для Хангайского вулканического ареала, объясняет, во-первых, неоднородность (зональность) его вещественных характеристик и, во-вторых, вариации условий плавления (температуры и давления), определяющих степени плавления и составы реститовых фаз под центральной и периферическими участками ареала. Обогащение LREE относительно HREE в породах краевых участков ареала связываются с низкими степенями плавления в области стабильности граната, что отвечает пониженным температурам под краями свода. Напротив, в центре ареала обогащение MgO и HREE относительно LREE вызвано большей степенью плавления гранатсодержащего протолита вследствие больших температур под центральной стволочной частью плюма, тем самым подчеркивая его температурную неоднородность. Изотопные данные и данные о первичных расплавах свидетельствуют о вовлечении в область плавления мантии различных источников магматизма. Доминирующим является нижнемантийный компонент с характеристиками PREMA, к которому присоединяется захороненный древний рециклированный коровый компонент [4], несущий характеристики изотопно-обогащенной мантии EMI. Эти глубинные источники отвечают за появление в области магмогенерации пироксенитов [5]. Появление источника с характеристиками изотопно-обогащенной мантии EMI в зонах магмогенерации связывается нами с вовлечением континентальной литосферной мантии, которая имеет перидотитовый состав. Выводы о связи ареала с мантийным плюмом подкрепляются геофизическими данными [1], в результате которых под Хангаем определен астеносферный выступ, прослеживаемый до глубин 50 км, а также данными сейсмотомографии [2], позволившими установить под Хангаем интенсивную низкоскоростную аномалию, прослеживаемую до глубин 450-600 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31164-мол_а, а также Программы ОНЗ РАН № 10.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 33-42.

2. **Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др.** Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли*. 2007. № 2. С. 21-32.
3. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // *Геотектоника*. 1995. № 5. С. 41-67.
4. **Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core–Mantle Boundary // *Gondwana Research*. 2007. 11. P. 7-37. doi:10.1016/j.gr.2006.06.003.
5. **Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. Vol. 434. P. 590-597.
6. **Kogiso T., Hirschmann M.M., Pertermann M.** High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle // *Journal of Petrology*. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2407-2422.

МИОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МАГМ

Лебедев В.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г.Москва, leb@igem.ru*

Проведены комплексные геолого-стратиграфические, изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования продуктов наиболее раннего (позднемиоценового) этапа позднекайнозойской магматической активности в пределах центральной Армении.

Согласно полученным нами ранее изотопно-геохронологическим данным [1] позднекайнозойский магматизм в этой части Малого Кавказа протекал в течение трех этапов – позднемиоценового, плиоценового и четвертичного. Было установлено, что по своим петролого-геохимическим характеристикам образовавшиеся здесь продукты неоген-четвертичной вулканической деятельности являются типичными внутриплитными континентальными образованиями, региональный мантийный источник которых близок гипотетическому резервуару Common, продуцирующему магмы OIB-типа [2].

В результате проведенных исследований установлено, что эффузивы центральной Армении, образовавшиеся в позднем миоцене, приурочены к единому ареалу СЗ-ЮВ простирания, протянувшемуся на 70 км по водораздельным частям Цахкуняцкого и Техеняцкого хребтов через Котайкское плато до северных склонов Араратской долины к востоку от г. Ереван. Ширина данного ареала при этом не превышает 30 км. Здесь распространены как мощные лавовые покровы различного состава, так и мелкие экструзии (Каренис, Авазан, Еракатар и др.) и дайки риолитов. На Котайкском плато вулканогенные образования позднего миоцена обычно объединяют в состав так называемой капутанской свиты. Продукты разрушения ее покровов и сноса их материала в Араратскую долину распространены к северо-востоку и востоку от г. Ереван и известны под названием вохчабердской вулканогенно-обломочной толщи.

Результаты изотопного К-Аг датирования показывают, что временной диапазон образования позднемиоценовых вулканитов составляет от 5,8 до 4,7 млн. лет назад, т.е. продолжительность первого этапа внутриплитной активности на территории центральной части Армении составляла около 1 млн. лет. При этом общий период молодого магматизма в этой части Малого Кавказа, следовательно, составил менее 6 млн. лет.

Петролого-геохимические исследования показывают, что позднемиоценовые вулканиты Центральной Армении образуют непрерывный ряд составов: трахибазальты – базальтовые трахиандезиты – трахиандезиты и андезиты – трахиты – риолиты. Большая их часть относится к К-На умеренно-щелочной серии, меньшая – к известково-щелочной. Основными минералами фенокристов в основных разностях пород являются оливин и основной плагиоклаз, в трахиандезитах – андезитах – плагиоклаз и клинопироксен, в трахитах – плагиоклаз в ассоциации с двумя пироксенами или амфиболом, в риолитах – зональный плагиоклаз в парагенезисе с биотитом или амфиболом, редко – клинопироксеном. Среди кислых вулканитов Цахкуняцкого хребта часто присутствуют обсидианы и гиалориолиты.

Совокупность петрологических и геохронологических данных показывает, что на ранних стадиях (5,8-5,6 млн. лет назад) позднемиоценового этапа магматизма в Центральной Армении происходили извержения преимущественно средних и редко кислых по составу лав. Затем они сменились излияниями основных лав (5,6-5,4 млн. лет назад). На заключительных стадиях магматической активности (5,4-4,7 млн. лет назад) вновь происходило образование средних по составу лав и в самом конце – внедрение кислых экструзий и даек (5,0-4,7 млн. лет назад), секущих более ранние вулканогенные толщи. Полученные петролого-геохимические данные показывают, что по своим характеристикам позднемиоценовые вулканиды Центральной Армении вполне соответствуют континентальным внутриплитным образованиям, как и их более молодые аналоги, распространенные в пределах рассматриваемой части Малого Кавказа.

Изучена изотопная геохимия Sr в позднемиоценовых породах центральной Армении, имеющих различный химический состав (от базальтовых трахиандезитов до риолитов) и образовавшихся на разных временных отрезках первого этапа молодого магматизма региона. Установлено, что данные вулканиды характеризуются заметными различиями в изотопном составе стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0,7044 до 0,7047). При этом кислые разности пород в целом обладают более радиогенным составом Sr по сравнению со средними и основными эффузивами, а на диаграмме $\text{SiO}_2 - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можно наблюдать неявно выраженный ($R^2=0.25$) положительный тренд. В совокупности с петролого-геохимическими данными полученные результаты позволяют утверждать, что в генезисе позднемиоценовых магматических пород центральной Армении первостепенную роль играли процессы ассимиляции корового вещества, вероятно, протекавшие одновременно с кристаллизационной дифференциацией материнских базитовых магм.

Изотопные характеристики миоценовых базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов в целом достаточно близки таковым для регионального мантийного источника «Caucasus» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0,7040-0,7042), ответственного за магомгенез на территории Кавказского региона в течение всего позднего кайнозоя [3 и др.]. Это дает основание полагать, что позднемиоценовые эффузивы центральной Армении не являются исключением, и ведущую роль в их петрогенезисе, аналогично более поздним четвертичным лавам Арагацкого и Гегамского нагорий, играл означенный мантийный резервуар “Caucasus”. Тем не менее, наблюдаемый в позднемиоценовых лавах Армении базальт-андезитового состава слабый сдвиг изотопного состава Sr в сторону более радиогенных значений, по сравнению с материнскими расплавами, генерируемыми источником, вероятно, связан с тем, что контаминация веществом коры сыграла определенную роль и в петрогенезисе основных разностей изученных вулканидов, изверженных в пределах рассматриваемого региона. Последнее обстоятельство крайне важно в связи с тем, что более поздние (плиоценовые и четвертичные) вулканогенные образования Центральной Армении, как кислые, так и основные, по своим изотопным характеристикам фактически не отличаются от умеренно-щелочных базальтовых лав, генерируемых мантийным источником. Таким образом, в их петрогенезисе коровая ассимиляция не играла сколь заметной роли [2].

Существенная роль корового материала в петрогенезисе изученных неогеновых лав Центральной Армении, скорее всего, объясняется тем, что ареал развития позднемиоценового вулканизма в этой части Кавказа целиком приурочен к жесткому блоку древней (палеозойской, а по данным ряда авторов позднепротерозойской – палеозойской) континентальной литосферы – Армянскому микроконтиненту, сложенному преимущественно гранитоидами и метаморфическими толщами. Высоко-радиогенный изотопный состав Sr в кристаллических породах Армянского блока мог стать причиной того, что даже небольшая контаминация этого материала (до 5 мас.%) мантийными базитовыми расплавами приводила к заметному сдвигу величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных на поверхность лавах. В связи с этим, вполне объясним и более радиогенный изотопный состав Sr не только в позднемиоценовых кислых, но и основных эффузивах, по сравнению с региональным мантийным источником. Вероятно, в позднем миоцене Армянский микротеррейн

представлял собой еще целостный блок литосферы; вследствие чего подъем мантийных магм через него к поверхности был затруднен, происходил с небольшой скоростью, что в свою очередь открывало возможность для интенсивного фракционирования расплавов в промежуточных магматических камерах и ассимиляции вмещающих пород. В плиоцене и позднее в условиях тектонического сжатия вследствие континентальной коллизии началось тектоническое «дробление» Армянского блока, возникновение многочисленных разломов и субмеридиональных зон растяжения, которые служили магмоподводящими каналами, обеспечивали быстрый подъем мантийных расплавов с астеносферных уровней к поверхности без интенсивного взаимодействия с материалом литосферы. В этих условиях развивался преимущественно основной ареальный вулканизм повышенной щелочности, нередко возникали контрастные бимодальные ассоциации эффузивов, характерные для рифтогенных обстановок.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить общий период развития позднекайнозойской магматической активности на территории Центральной Армении (6 млн. лет), определить временные рамки ее первого (позднемиоценового) этапа – 5,8-4,7 млн. лет назад, выявить основные особенности петрогенезиса вулканитов, образовавшихся в этот период развития эндогенной активности на территории рассматриваемого региона. Основным источником вещества для изученных позднемиоценовых вулканитов центральной Армении являлся региональный мантийный резервуар “Caucasus”, ответственный за магмогенез на территории Кавказского региона в течение всего позднего кайнозоя. Важную роль в петрогенезисе изученных неогеновых лав региона играли процессы фракционной кристаллизации и ассимиляции вещества палеозойской континентальной литосферы Армянского микроконтинента, что обусловило существование непрерывного ряда составов среди изученных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №13-05-90612_Арм).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. Геохронология неоген-четвертичного вулканизма Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Докл. РАН. 2007. Т.416. №1. С.91-95.
2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Бубнов С.Н., Якушев А.И. Геохронология, изотопные Sr-Nd характеристики и происхождение четвертичных вулканитов Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Вулканонология и сейсмология. 2013. №3. С.25-53.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. K-Ar возраст и Sr-Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Бол. Кавказ) // Докл. РАН. 2006. Т.408. №4. С. 517-522.

БАЗАЛЬТЫ ОСТРОВА МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ):

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ

Мартынов Ю.А.¹, Рыбин А.В.², Дегтярев А.В.², Остапенко Д.С.¹, Мартынов А.Ю.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, martynov@fegi.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

г. Южно-Сахалинск, rybin@imgg.ru

Происхождение магматических расплавов в островных дугах и задуговых бассейнах принято рассматривать как результат парциального плавления надсубдукционной мантии, метасоматически переработанной одним или несколькими субдукционными компонентами. Однако детали этой модели все еще дискутируются, в том числе и из-за слабой изученности вулканитов ранних этапов формирования, часто расположенных ниже уровня моря и недоступных непосредственному наблюдению. Курильские острова в этом отношении являются редким исключением, поскольку в основании наземной части разреза здесь картируются относительно древние миоценовые и плиоценовые вулканиты. Изотопно-геохимическое изучение этих пород в пределах о. Куна-

шир позволило по новому рассмотреть вопросы магматической эволюции субдукционной системы, оценить роль в этом процессе задуговых тектоно-магматических событий [3]. В данной работе рассматривается эволюция вулканизма о. Матуа, расположенного в пределах слабоизученного центрального сектора Курильской островной дуги. Коллекция образцов для аналитических исследований была отобрана сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН при проведении комплексной геологической морской экспедиции 2010 года.

Магматические образования о. Матуа представлены вулканогенным фундаментом, остатками плейстоценовой постройки в. Матуа с вершинной кальдерой и молодым конусом в. Пик Сарычева. Вулканогенный фундамент представлен слабодислоцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами плиоценового возраста. Останки древнего вулкана Матуа сохранились лишь в юго-восточной части острова. Его формирование закончилось в позднем плейстоцене – раннем голоцене массовыми выбросами кислой пирокластики с образованием кальдеры диаметром ~3,5 км. Действующий в. Пик Сарычева, занимающего северо-западную часть острова, построен по типу Сомма-Везувий. Его возраст, согласно результатам радиоуглеродного датирования погребенных почв, составляет ~500 лет [1].

Разновозрастные вулканы о. Матуа достаточно близки между собой по большинству петрохимических параметров. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ их фигуративные точки располагаются в поле умереннокалиевой известково-щелочной серии, а на диаграмме Миаширо – преимущественно в толеитовом поле, вблизи границы с известково-щелочной серией. По микроэлементным характеристикам породы различных возрастных интервалов являются типичными представителями островодужной серии, с отчетливо выраженными Ta-Nb минимумом и U-Th-Ba-Rb максимумом на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB. По изотопным признакам они относятся к типу MORB Индийского океана, располагаясь на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ выше средней линии средних составов океанических пород северного полушария (NHRL).

Литосферная мантия, подстилающая Курильскую островную дугу, является гетерогенной по своей природе [2]. Северные острова, продолжающие на юг вулканические структуры южной Камчатки, развиваются над разогретой литосферой с деплетированными изотопными характеристиками близкими к резервуару MORB Тихого океана. Южные острова подстилаются «холодной» литосферой индийского MORB типа, деплетированной в отношении некогерентных элементов относительно молодыми задуговыми процессами. Хотя о. Матуа расположен вблизи предполагаемой границы южного и северного литосферных блоков, слагающие его вулканы по основным геохимическим параметрам близки к лавам о. Парамушир. Те и другие обогащены K_2O , легкими лантаноидами и характеризуются отчетливо выраженной отрицательной Hf аномалией на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к хондриту. Наличие такой аномалии позволяет предполагать вовлечение в магмогенез высокотемпературного субдукционного компонента (расплав и/или надкритический флюид), образующегося в случае если температура на поверхности субдуцирующей плиты превышает водный солидус терригенных осадков ($> 700^\circ\text{C}$ при 3 ГПа, [7] и др.). Согласно результатам численного термального моделирования [8], такие условия характеризуют северные Курильские острова (~713 °C).

Изучение тейфroidных отложений о. Матуа позволили установить отчетливую смену их геохимических характеристик на рубеже позднего плейстоцена – раннего голоцена, совпадающая со временем кальдерообразования в. Пик Сарычева [1]. Аналогичная закономерность прослеживается и для лавовых пород. Плиоцен-плейстоценовые вулканы варьируют по составу от андезитов ($\text{SiO}_2 \sim 60$ мас.%, MgO до 1,5 мас.%) до магнезиальных базальтов ($\text{SiO}_2 \sim 50$ мас.%, MgO ~ 8,2 мас.%), тогда как их голоценовые аналоги представлены преимущественно базальтами и андезибазальтами, со сравнительно низкими концентрациями MgO (~5 до ~ 2 мас.%). Древние эффузивы отличаются более низкими концентрациями TiO_2 , но более высокими – CaO. Устойчиво



Рис. 1. Вариации отношений Zr/Hf, Th/Yb и Ba/Yb в основных вулканитах о-вов Матуа и Райкоке. Номера по горизонтальной оси: 1–3 – вулканогенные образования о. Матуа: голоценового (1), плейстоценового (2) и плиоценового (3) возрастов; 4 – лавы о. Райкоке

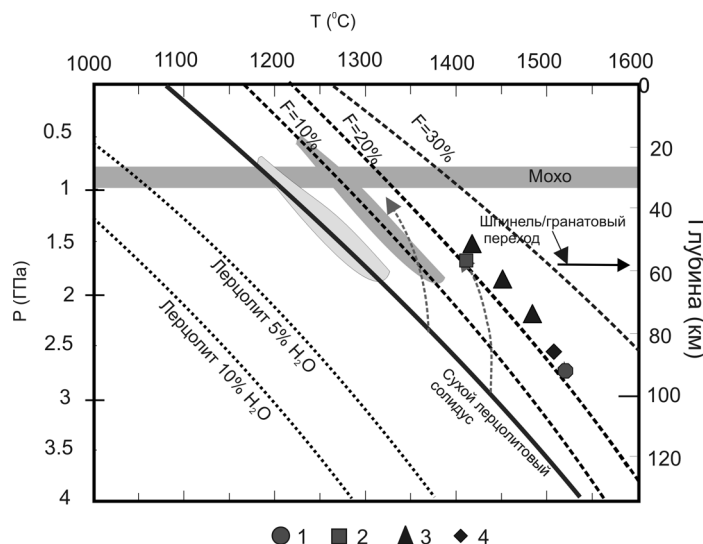


Рис. 2. Рассчитанные температуры и давления генерации первичных мантийных магм о.вов Матуа и Райкоке. Пояснения в тексте.

Условные обозначения см. рис. 1

Сплошными тонкими линиями показаны лерцолитовый солидус с различными содержаниями воды; пунктирными линиями – изолинии степени плавления расплава (F) по [6].

выше в этих породах отношения LREE/HREE ($La/Yb > 4$), но ниже концентрации HFSE. Различия плиоцен-плейстоценовых и голоценовых эффузивов отчетливо выражены в изотопных и межэлементных отношениях (рис. 1), что, в совокупности, позволяет предполагать смену мантийных источников и вклада магмогенезис субдукционных компонентов.

Значительные вариации составов субдукционных лав, аналогичных таковым в плиоцен-плейстоценовых вулканитах о. Матуа, во многих случаях наблюдаются для островных дуг с относительно небольшой глубиной (~80-100 км) до субдуцирующей плиты под вулканическим фронтом [5]. Полная консолидация системы надсубдукционная мантия – океаническая плита на этой глубине приводит к значительным (~ 200 °C) колебаниям температур в зоне магмогенерации, изменению физической природы субдукционных компонентов и состава первичных магм. Более однородные петро- геохимические характеристики голоценовых вулканитов характерны для островных дуг с большей глубиной (> 100 км) до субдуцирующей плиты. В настоящее время эта величина оценивается для северных Курил в 107 км; для южной Камчатки – 111 км [8]. Расчетные T-P параметры генерации первичных магм, полученные с использованием геотермобарометра [6] для голоценовых базальтов также выше ($F \sim 20\%$; $H \sim 80-90$ км) (рис. 2)

Изменение составов вулканических продуктов о. Матуа на границе плейстоцена и голоцена свидетельствует об изменении геодинамического режима формирования субдукционной системы. Учитывая, что аналогичная закономерность ранее была выявлена на о. Кунашир, юг Ку-

рильской гряды [3], на вулканах Мутновский и Горелый южной Камчатки [4], можно говорить о глобальном плейстоценовым тектоническом событии в развитии Курило-Камчатской островной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г. Голоценовая тефра о. Матуа (Центральные Курилы) // Тихоокеанская геология, 2012, Т. 31, № 6, с. 16–26
2. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512-525.
3. Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов формирования о. Кунашир // Петрология, 2013, том 21, № 5, с. 517–534
4. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток. Дальнаука. 2011. с. 269.
5. Cooper L.B., Ruscitto D.B., Plank T., Wallace P.J., Syracuse E.M., Manning C.E. Global variations in H_2O/Ce : Slab surface temperatures beneath volcanic arcs // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. V.13. №3. 2012. doi:10.1029/2011GC003902.
6. Lee C.-T. A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W. P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020
7. Manning C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth and Planet Science Letter*. 2004. V.223. P.1-16
8. Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth interiors*. 2010. V.183. № 1-2. 373-90. doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004

КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДРЕВНИЕ ПОРОДЫ МАЛОГО ХИНГАНА

Невструев В.Г.¹, Саксин Б.Г.², Усиков В.И.², Бердников Н.В.¹

¹ *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

² *Институт горного дела ДВО РАН, г.Хабаровск*

Активное освоение железорудных и железо-марганцевых объектов на Малом Хингане (Еврейская автономная область РФ), а также сведения о потенциальной платиноносности углеродистых пород в их пределах [6, 7] явились основанием для более детального изучения геологии Хинганского прогиба. Исследование геохимических характеристик углеродистых толщ в восточной части Буреинского массива позволило сделать вывод о том, что породы кимканской толщи, входящей в состав малохинганского комплекса, формировались в пределах активной континентальной окраины под влиянием терригенного стока с континента, а также надсубдукционного вулканизма с участием пород мафического состава [2].

Южно-Хинганский рудный узел, в пределах которого проведено детальное опробование пород, протягивается от р. Амур на север узкой зоной (6 – 8 км) более 60 км. Известная рудная минерализация представлена разобщенными рудными участками железных и марганцевых руд, а также проявлениями магния, мышьяка и других элементов. Рудные тела в южной части круто наклонены на восток. В центральных и северных участках площади, также при крутых углах падения, описан наклон тел к западу. По данным литохимическим опробованием м-ба 1:2000 до 1:50000 (М.В. Чеботарева 1955) выявлены ореолы, ванадия, молибдена, свинца, цинка. В шлиховых потоках установлены минералы редких земель, вольфрама, золота и некоторых других элементов. Оценка ореолов и шлиховых потоков не проведена. По современным представлениям вмещающими для рудных тел являются породы мурандавской свиты, в состав которой входят известняки, в том числе битуминозные, доломиты, с подчиненным объемом терригенных пород. Возраст свиты определен как верхнепротерозойский.

В пределах рудных тел и вмещающих пород установлены образования, которые содержат типичные признаки криптовулканических пород (КВП) (флюидизитов). Они содержат обломки доломитов, сланцев, известняков и других пород невыясненного состава, заключенные в матрикс с типичной структурой игнимбриков (рис. 1).

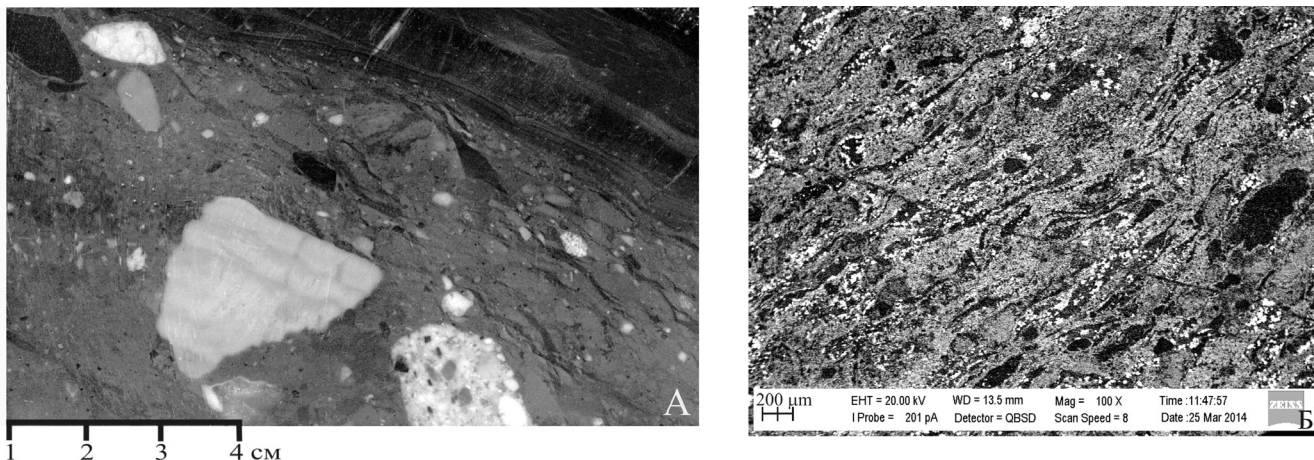


Рис. 1. Макро- (А, проба 460) и микроструктуры (В, проба 326) криповулканических пород.

Размер обломков варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров и имеет преимущественно оскольчатую иногда округлую форму. Некоторые обломки представляют собой более раннюю мелкообломочную брекчию. Встречаются обломки доломитов рассеченные поздними прожилками кварца и карбонатов, заключенные, в свою очередь, в обломочный матрикс оксидных минералов железа, либо флюидально-слоистую массу основного состава. Количество обломочного материала варьирует от единичных включений до 70-80 %, что предопределяет и существенные вариации содержаний окислов основных элементов. В отдельных образцах наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием тонкозернистой массы с более крупными фьяммеподобными включениями. В ряде случаев в доломитах и железомарганцевых рудах наблюдаются тончайшие (менее 1 мм) прожилковидные образования также содержащие тонкий разнородный обломочный материал, что свидетельствует о высокой проникающей способности внедряющейся массы.

Химический состав типичных КВП (в вес.%): SiO_2 – 57,91; TiO_2 – 0,96; Al_2O_3 – 13,28; Fe_2O_3 – 7,65; MnO – 0,18; CaO – 2,05; MgO – 4,62; Na_2O – 2,38; K_2O – 2,78; P_2O_5 – 0,12; S – 0,07; F – 0,13; Ba – 0,24; ппп – 5,42; сумма – 97,89. На петрохимических диаграммах TAS и ВСЕГЕИ фигуративные точки образуют облако, лежащее преимущественно в поле андезитов и андезибазальтов. Единичные пробы попадают в поле трахитовых аналогов. Сумма K_2O и Na_2O колеблется в диапазоне 2-5 %, достигая в единичных пробах 8-10 %.

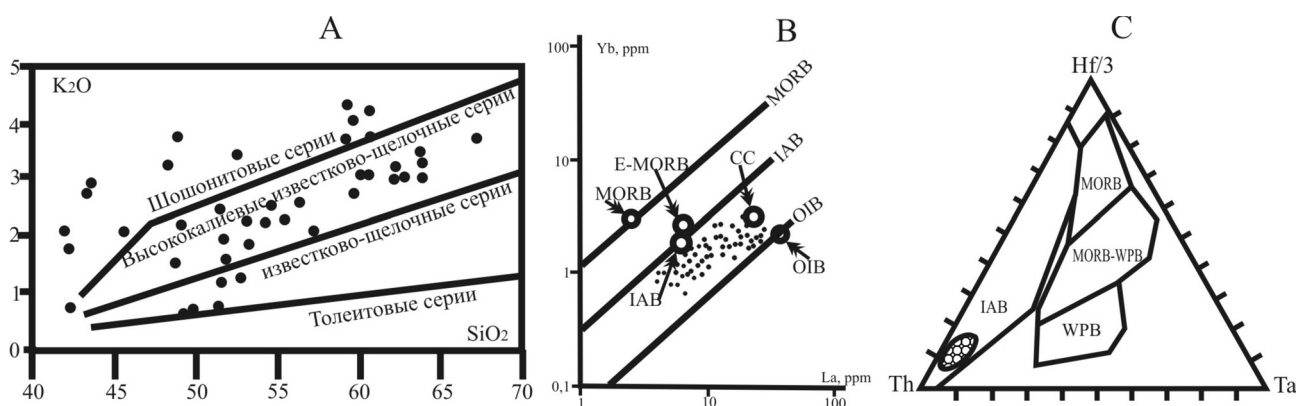


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы криповулканических пород: А – по Peccerillo A., 2005; В – по Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1999, показаны модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB — нормальные, E-MORB — обогатённые), океанических островов (OIB), островных дуг (поясов) (IAB) и континентальной коры (CC); С – по Wood, 1980, заштрихована область точек исследуемых пород.

На диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2 - \text{FeO/MgO}$ точки составов попадают в поле высококалийевых пород известково-щелочной серии и частично в поле шошонитовых серий. На дискриминационных диаграммах редких и редкоземельных элементов и их соотношений ($\text{La} - \text{Yb}$; $\text{La/Yb} - \text{Nb/U}$; $\text{Nb} - \text{Nb/U}$; $\text{Th/Yb} - \text{Nb/Yb}$; $\text{Co} - \text{Th}$; $\text{Th} - \text{Hf/3} - \text{Ta}$ и других) фигуративные точки КВП соответствуют породам активных континентальных окраин и надсубдукционных вулканических дуг (поясов) (рис. 2).

Среди опробованных КВП выделяются интервалы обогащенные (в %) Co (до 0,13); Ni (до 0,18); Ba (до 0,69); Zn (до 0,06); F (до 0,57); S (до 0,1). К этим же интервалам приурочены высокие содержания Nb (8 – 14,7 г/т), тогда как обычные его содержания в осадочных породах и железистых рудах варьируют от десятых долей до 1-2 граммов на тонну. В этих же интервалах установлен и наиболее высокий $\text{C}_{\text{орг}}$, содержания которого в четырех пробах составили 8,9-12,15%. При отсутствии прямой корреляции к зонам аномальных концентраций вышеназванных элементов тяготеют высокие (более 10 %) содержания марганца. Высокие содержания железа (более 20 %) характерны для лежащего бока рудной зоны.

Полученные новые материалы позволяют трактовать формирование малохинганского комплекса как субдукционную зону, возникшую при столкновении коры Палеоазиатского океана с восточной частью Буреинского массива. Формирование железорудной, преимущественно магнетитовой, минерализации кимкано-костеньгинской зоны повидимо му происходило в восстановительных условиях глубоководного желоба. Железо-марганцевая минерализация Южно-Хинганской рудной зоны, расположенной в 30 км к западу от кимкано-костеньгинской зоны, на ранних стадиях формировалась в результате апвелинга в более мелководных условиях. В результате аккреции породы и руды были разбиты тектоническими нарушениями и приобрели более крутое залегание. Последующее внедрение в надсубдукционную зону высокоподвижных флюидонасыщенных магматогенных образований, преимущественно основного состава, привели к брекчированию пород и руд. Наличие в них обломков доломитов, в том числе рассеченных более поздними прожилками, свидетельствует о том, что наложенная доломитизация предшествовала формированию КВП. Это подтверждается анализом соотношений в доломитах кальция к магнезию, которые существенно отличаются от стехиометрических и варьируют от десятков до десятых долей.

Исследования последних лет [3, 4] свидетельствуют о том что КВП сами несут железо-марганцевую и другую рудную минерализацию. Учитывая гидротермальную природу благородно-металльной минерализации в кимкано-костеньгинской железорудной зоне, наличие высоких концентраций рудных элементов, установленных в рамках настоящего исследования, можно предполагать, что в пределах пород хинганской серии возможно обнаружение различных комплексных руд. При этом необходимо учитывать сложность морфологии криптовулканических образований, которые наряду с субпластовыми образуют секущие тела и многочисленные апофизы [3].

Обнаружение криптовулканических тел позволяет с других позиций рассмотреть сложный вопрос источников золотых россыпей Малого Хингана, поиски которых долгое время были ориентированы на выявление кварцево-жильных тел. При этом за пределами внимания геологов остались брекчиевидные криптовулканические образования, часто трактуемые как осадочные комплексы. По опубликованным данным [1, 5] и ряда других исследователей эти породы содержат промышленные концентрации золота и могли служить источником россыпей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект 12-1-П27-03), интеграционных проектов 12-11-СУ-08-011 и 12-11-УО-08-017.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В. М. Криповулканические образования и их размещение на Охотско-Колымском водоразделе // веб-сайт портала «Геология» проекта «Электронная Земля»

2. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Геохимическая характеристика углеродистых толщ восточной части Буреинского массива, несущих благороднометалльную минерализацию // Тихоокеанская геология, 2014, №2. С. 3-14

3. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и пластовое оруденение М.: Наука, 1989. - 191 с.
4. Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивно-инъекционные брекчии близповерхностных золоторудных месторождений // Отечественная геология, 1998, №3. С. 50-55.
5. Фогельман Н.А. Основные принципы формационного анализа золотоносных районов и рудных полей в целях прогноза // Отечественная геология, 1999, №3. С. 14-18.
6. Ханчук А.И., В.Г. Невструев., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика, 2013, № 6. С. 815-828.
7. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010, № 3, С. 3-12.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА – СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ (Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb ДАННЫЕ)

Осипова Т.А.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, osipova@igg.uran.ru*

Как и в других складчатых областях, на Урале с условиями жесткой коллизии, связанной с соприкосновением окраин Восточно-Европейского и Казахстанского континентов в позднекаменноугольное время [4, и ссылки в ней], связаны интенсивный палингенез и гранитообразование. Основной объем его проявлений локализован в пределах Восточно-Уральской (по [4]) зоны [7]. Основная геологическая и минералого-геохимическая характеристика наиболее изученных типичных коллизионных гранитоидов Среднего и Южного Урала приведена в работе [7]. В настоящем сообщении эти сведения дополнены изотопно-геохимическими и геохронологическими данными о более широком круге уральских коллизионных интрузивных пород и предпринята попытка их хронологической систематизации.

На Среднем Урале наиболее ранние интрузии коллизионного этапа представлены позднекаменноугольными (305-300 млн. л.) гранодиоритами и умереннокалиевыми гранитами верхисетского комплекса [6] и схожими с ними по вещественному составу гранодиоритами Шабровского и гранитами Шарташского массивов [2]. Они характеризуются низкоррадиогенным изотопным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7041 - 0,7044$) и положительными значениями $(\epsilon\text{Nd})_i = +4,5 - +5,6$ [1], что обусловлено составом их протолита – предшествующих раннекаменноугольных тоналитов и гранодиоритов, сформированных за счет субдукционных процессов [7].

На Южном Урале завершение субдукции и смена ее «жесткой» коллизией фиксируется внедрением на севере Магнитогорской зоны Ахуновской группы гранитоидов с Rb-Sr возрастом $306,4 \pm 1,4$ млн. л., также обладающих примитивным изотопным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,704$), для которых предполагается образование за счет уже полностью субдуцированной океанической коры [5, и ссылки в ней]. В пределах же Восточно-Уральской зоны, по-видимому, в это же время (313-300 млн. л.) начинается образование палингенных гранитов, примером которых может служить Варламовский плутон. Данных об изотопном составе стронция и неодима слагающих его пород пока нет. Но присутствие в гранитах его главной фазы окатанных и корродированных зерен цирконов с возрастом 3,3 млрд. л., 400-500 млн. л., 360 млн. л. [7] позволяет предположить образование варламовских гранитов за счет гетерогенного по возрасту и, по-видимому, по составу, источника (новообразованной «уральской» коры при участии древнего сиалического материала, подвергавшемуся неоднократному плавлению).

Кроме гранитных пород, на Южном Урале к этому же временному интервалу (310-300 млн. л.) относится внедрение даек лампрофиров, производных обедненного мантийного источника ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,705 - 0,707$; $(\epsilon\text{Nd})_i = +1,4 - +4,5$).

Следующий импульс интрузивного магматизма и на Среднем, и на Южном Урале проявлен в ранней перми (285-280 млн. л.) внедрением плутонов монцодиорит-гранитного ряда (степ-

нинский комплекс), которые образуют дугообразные цепочки, пересекающие все современные структурно-тектонические зоны Урала [7, и ссылки в ней]. В составе ряда из них ранние фазы представлены субщелочными габброидами, для которых типичен сравнительно с предшествующими лампрофирами несколько менее радиогенный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim$ до 0,705) и слабо отрицательные значения $(\epsilon\text{Nd})_i \sim -1$. Более кислые члены серии характеризуются схожим изотопным составом стронция и близкими к «0» значениями $(\epsilon\text{Nd})_i = -1,3 - +1,5$ [1; 7, и ссылки в них]. Практически всеми исследователями образование пород степнинского комплекса связывается с взаимодействием мантийных магм и корового материала, и последующей их дифференциацией.

Практически одновременно с латитовыми монцодиорит-гранитными интрузиями степнинского комплекса на Среднем Урале внедряются слюдяные лампрофиры Шарташского массива (284 млн. л.), связанные с обогащенным мантийным источником ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7058$; $(\epsilon\text{Nd})_i = -6,5$) [1; 3]. На Южном Урале этому уровню соответствуют субщелочные габброиды кужебаевской серии (280 млн. л.), геохимически и петрографически отличные от степнинских габброидов и связанные с обедненным источником ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7046$; $(\epsilon\text{Nd})_i = +1,6$).

Вслед за образованием пород монцодиорит-гранитного ряда на Южном Урале начинается становление основного объема палингенных плутонических гранитов (джабыкско-санарский комплекс), которое продолжается до конца средней перми (280 – 260 млн. л.). Изотопные характеристики этих гранитов (низкорadiогенный стронций и небольшие положительные значения $(\epsilon\text{Nd})_i$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7041 - 0,7052$; $(\epsilon\text{Nd})_i = 0 - +1,8$) позволяют предположить их образование за счет молодой уральской коры и отсутствие в протолите значимых объемов древнего сиалического материала, что косвенно подтверждается спорадическим присутствием в гранитах реститовых и/или ксеногенных зерен цирконов с возрастом не древнее ордовикского (460 млн. л.).

На Среднем Урале формирование гранитов этого типа начинается позднее: возраст адуйского и мурзинского комплексов разными методами определяется в интервале 265 – 250 млн. л. В их протолите, по-видимому, значительная роль принадлежит древнему сиалическому материалу, что подтверждается высокорadiогенным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,708 - 0,710$), отрицательными значениями $(\epsilon\text{Nd})_i = -1 - -9,5$, а также частым присутствием реликтовых/ксеногенных зерен цирконов среднепротерозойского возраста [1; 7, и ссылки в них].

Наряду с палингенными плутоническими гранитами в ранне- и среднепермское время (280 – 260 млн. л.) и на Среднем, и на Южном Урале происходит образование многочисленных небольших по объему интрузивных тел лейкогранитов субщелочного ряда, часто сопровождаемых вольфрам-молибденовым оруденением грейзенового типа. При этом на Среднем Урале лейкограниты предшествуют крупным батолитовым телам плутонических гранитов, а на Южном внедряются после них. Как и палингенные граниты батолитов, среднеуральские лейкограниты обладают более «коровыми» изотопными составами стронция и неодима по сравнению с южноуральскими, что хорошо согласуется с возрастом содержащихся в них ксеногенных зерен цирконов (в южноуральских породах – среднепалеозойские). Важно отметить, что грейзеновое оруденение, связанное с лейкогранитами, достигает промышленных масштабов лишь на Среднем Урале.

Приведенные выше сведения позволяют сделать следующие выводы. Поскольку только увеличение мощности молодой «собственно уральской» коры, образованной в процессе эволюции орогена к позднепалеозойскому времени, не может объяснить резкого скачка в изменении состава протолита для среднеуральских пород и отсутствие такового для Южного Урала, то наблюдающиеся закономерности должны быть связаны с ее гетерогенностью – разным объемом и количеством блоков древнего сиалического материала, вовлеченного в области магмообразования в разных сегментах (южном и северном) Восточно-Уральской зоны, а также, возможно, различной интенсивности воздействия на нее подстилающей мантии. На Среднем Урале в пермское время в источнике магмообразования главная роль принадлежит блокам древней сиалической коры, а на Южном Урале – новообразованной собственно «уральской», с чем, по-видимому, связана и раз-

ная продуктивность гранитных пород Среднего и Южного Урала на редкометальное оруденение.

Другим принципиальным отличием коллизионного интрузивного магматизма Южного и Среднего Урала является неоднократное во времени и достаточно широкое по локализации проявление в южном блоке базитового магматизма, связанного с обедненным источником, в то время как на Среднем Урале известны лишь единичные примеры внедрения базитов – производных обогащенного источника. Эти различия, предположительно, могут быть связаны с различиями в строении литосферы Южного и Среднего Урала и различной степени возбуждения литосферной мантии в этих сегментах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Уральского отделения РАН (проект 12-С-5-1036).

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.И., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора // Записки РМО, 2003. Ч.СХХХII. №3. с. 16-38.
2. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U–Pb-изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Доклады Академии наук, 2011. Т. 438. № 3. С. 369-373.
3. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Доклады Академии наук, 2007. Т. 412. № 5. С. 682-684.
4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
6. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. Результаты U-Pb-датирования цирконов из гранитоидов Верхисетского и Краснопольского массивов (восточный склон Урала) // Региональная геология и металлогения, 2011. № 48. С. 50-59.
7. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) В УСЛОВИЯХ СЛОЖНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Парфенов А.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, parfenov@igem.ru*

Казбекский вулканический центр является одним из крупнейших мест проявления четвертичного вулканизма на Большом Кавказе. Он расположен в центральной части горной цепи Большого Кавказа на границе России и Грузии в зоне Бокового хребта. Центр занимает территорию около 600 км² в верховьях р. Терек и ее левых притоков – Амали, Чхери, Мнаиси, Суатиси, Геналдон. Положение центра в пространстве приурочено к зоне пересечения Главного Кавказского взброса и Аграхан-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны, представленной на этом участке Казбек-Цхинвальским разломом.

Казбекский центр находится в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа. Фундаментом для него служит субдукционно-аккреционный комплекс ранне-среднеюрских вулканогенно-осадочных пород, представленный в основном глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, туфами и туфопесчаниками. Севернее Казбека выходят структуры окраины Скифской эпигерцинской плиты: Дарьяльский и Гвелетский гранитные массивы, а так же карбон-пермские вулканогенно-осадочные породы, обнажающиеся в эрозионном окне. В пределах Казбекского центра выделяется полигенный стратовулкан Казбек (5033,8 м), а также ряд аппаратов-спутников к юго-западу, югу и востоку от него (Пик Мнаиси, Большой и Малый Шевардени,

Большой и Малый Ткаршети, Бетлеми, Кечутцвери, центр извержения Арцивисцвери, три эксплозивных центра: в устье реки Чхери, у сел Сиони и Пхелше) (рис. 1).

Состав пород центра варьирует от базальтовых андезитов–трахиандезитов до дацитов при доминирующей роли андезитовых и дацитовых лав. Содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в них достигает 5-7 % при содержании $\text{SiO}_2=55,3-68,0$ %, $\text{MgO}=1,5-6,0$ %. Большинство вулканитов относится к известково-щелочной петрохимической серии. Породы в основном являются умеренно-калиевыми. Все породы порфировые. Минералы вкрапленников представлены зональным плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, форстеритом, амфиболом, биотитом и кварцем. Ассоциация $\text{Amf}+\text{Orx}+\text{Pl}+\text{Qtz}$ является сквозной и присутствует во всех типах лав. В наиболее основных породах к ней добавляется оливин, а в наиболее кислых – биотит. Основная масса преимущественно состоит из микролитов плагиоклаза, к которым могут добавляться цветные минералы. Структуры основной массы различны: отмечаются гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая и интерсертальная.

К настоящему времени нами получено 45 К-Аг датировок для вулканитов Казбекского центра. Эти данные свидетельствуют о том, что новейший вулканизм в его пределах развивался на протяжении последних 440-400 тыс. лет. Нами выделяются четыре фазы: I – 440-390 тыс. лет, II – 250-200 тыс. лет, III – 130-90 тыс. лет, IV < 50-30 тыс. лет назад. Первая фаза связана с образованием вулкана Палео-Казбек, излиянием Девдоракского лавового потока, сложенного базальтовыми андезитами и андезитами, а так же с проявлением вулканической активности ряда небольших аппаратов в одноименном ущелье. В это время образовался и Гвелетский останец (рис. 1).

На II фазе продолжалось развитие Палео-Казбека, происходили мощные извержения андезитовых лав (потоки реки Кесиа, Чхерские, Мнадонский и Цдосские потоки), а так же излияния дацитов (Майлинский поток). Одновременно с этим образовался лавовый конус Бетлеми, сложенный андезитами, и малый Гвелетский останец. В настоящий момент принадлежность Гвелетских останцов к определенному лавовому потоку или же вулканическому аппарату достоверно не установлена.

Мощные извержения I и II фаз привели к опустошению приповерхностных магматических камер, в результате чего произошло обрушение конуса Палео-Казбека и образование кальдеры диаметром около 5 км. Процесс обрушения вулканической постройки, вероятно, не сопровождался эксплозивной активностью, что подтверждается отсутствием вблизи вулкана соответствующих отложений.

III фаза развития вулканического центра связана с формированием в центре кальдерной чаши современного стратовулкана Казбек и излиянием его лавовых потоков, а так же с появлением ряда вулканов спутников. Начало этой фазы охарактеризовалось излияниями трахиандезитов (нижние горизонты Восточного Казбекского потока) и андезитов (Гергетский поток). В это же время образовался эксплозивный центр близ села Пхелше. В западной части Казбекского центра произошло излияние андезитов Суатисского потока, вероятно приуроченное к самостоятельному центру извержения, в настоящий момент скрытому под ледниковым покровом. В дальнейшем происходили извержения дацитовых лав (верхние горизонты Восточного Казбекского потока, центр извержения Арцивисцвери). Так же проявляли активность спутники Казбека – вулкан Пик Мнаиси и эксплозивный центр у села Сиони (рис. 1). Следует отметить, что на протяжении всей III фазы происходило формирование вулкана Казбек, конус которого сложен лавами и лавобрекчиями преимущественно дацитового состава. По К-Аг возрасту андезиты и дациты третьей фазы практически совпадают: 125-85 и 130-90 тыс. лет соответственно. Но, согласно стратиграфическим наблюдениям можно провести разделение по времени их образования. На всех разрезах дацитовые лавы залегают непосредственно поверх андезитов, что говорит об их более позднем излиянии по сравнению с андезитами. Это особенно хорошо наблюдается по разрезу Восточного Казбекского потока, нижние горизонты которого представлены трахиандезитами, а верхние – дацитами.

Заключительная IV фаза активности Казбекского центра связана исключительно с деятельностью вулканов-сателлитов. В это время изливался вулкан Кечутцвери, и проявлял активность эксплозивный центр близ устья реки Чхери. Вероятно, в это же время образовались вулканы Шевардени и Большой Ткаршети (рис. 1). Возраст фазы оценивается нами как менее 50-30 тыс. лет.

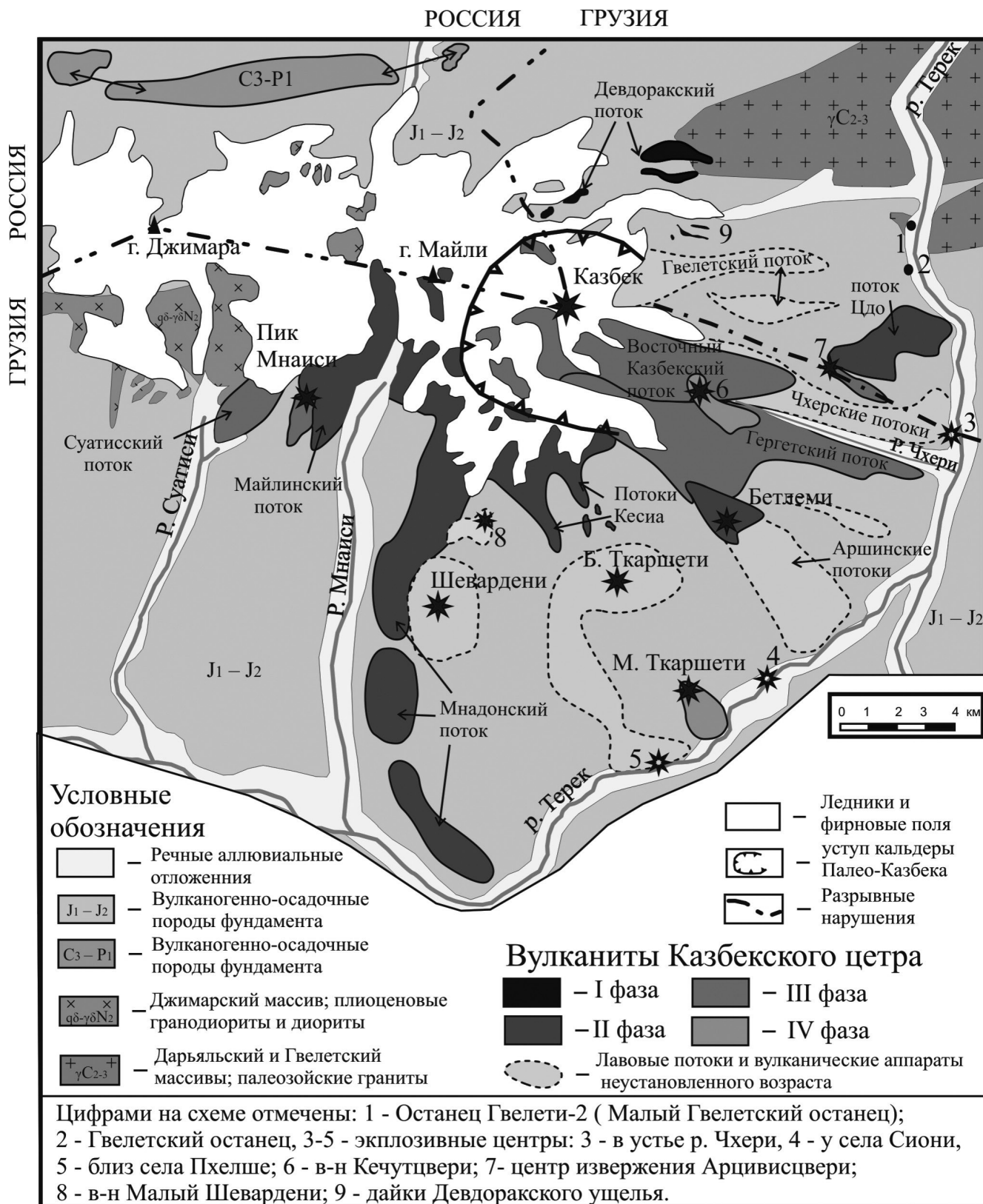


Рис.1. Геологическая схема строения Казбекского центра с выделением фаз вулканической активности.

Одним из последних на этой территории был активен моногенный вулкан Малый Ткаршети, извержение которого произошло в середине голоцена – около 6 тыс. лет назад [3]. Следует отдельно отметить, что Казбекский центр тесно связан в пространстве с Джимарским массивом гранитоидов плиоценового возраста (рис. 1), и что в пределах вулканического центра в настоящий момент отмечается активность термальных источников.

Таким образом, магматическая активность на этой территории была проявляться задолго до зарождения вулканизма; Казбекский центр является долгоживущим и потенциально активным.

Возобновление вулканической активности в начале каждой фазы связывается нами с повторными поступлениями в магматический очаг основного мантийного расплава. Причем, согласно нашей модели, внедрявшийся в начале 3 и 4 фаз базитовый расплав смешивался в очаге с остаточной дацитовой магмой (replenishment), что приводило к образованию гибридных андезитовых лав. Имеются отчетливые петрографические черты такого смешения: наличие в породах неравновесных ассоциаций вкрапленников, а так же появление у фенокристов плагиоклаза характерных сетчатых структур. Данная модель развития Казбекского центра подтверждается и геохимическими данными. На вариационных диаграммах для всех фаз отчетливо видна эволюция состава расплава. Она выражается в уменьшении содержания основных петрогенных элементов (Mg, Fe, Ca, P и др.) а так же возрастании роли щелочей (Na и K) и ряда некогерентных элементов на фоне увеличения кремнекислотности расплава. Причем перерывам в вулканической активности между фазами соответствует обратная картина, что подтверждает наличие повторных инъекций глубинного вещества.

Изотопные характеристики свидетельствуют о мантийно-коровой природе казбекских лав. Данные по Sr и Nd в ранних ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,70430-0,70449; ϵ_{Nd} от +2,5 до +3,1) и поздних ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,70452-0,70505; ϵ_{Nd} от +1,2 до +1,6) продуктах активности центра явно подтверждают предположение о заметном вкладе коровой компоненты в состав продуктов поздних фаз и их гибридном происхождении. При этом Sr-Nd изотопные характеристики самых ранних основных лав, изверженных вулканом Палео-Казбек, вполне близки к таковым для регионального мантийного источника “Caucasus” [1, 2], ответственного за генерацию базитовых магм на территории Кавказского региона в позднем кайнозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00012а и 11-05-00933а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др. // Геохимия. Т.48. №1. С.45-73.
3. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. (2002) // Геохимия. №11. С.1151-1166.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МАССИВА ШИВЕЛУЧ (КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Певзнер М.М.¹, Толстых М.Л.², Бабанский А.Д.³

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, m_pevzner@mail.ru

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, mashtol@mail.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, baban@igem.ru

Вулканический массив Шивелуч (Камчатка) расположен вблизи северной границы Тихоокеанской плиты. В настоящее время это один из наиболее активных вулканов полуострова.

В результате многолетних исследований, направленных на изучение состава пород, типа эруптивной активности и определение изотопного возраста отдельных извержений, появилась возможность выделить и детально охарактеризовать крупнейшие структурно-возрастные комплексы

(СВК), входящие в состав массива Шивелуч: начальную фазу деятельности и лавовый комплекс Старого Шивелуча, Байдарный центр и Молодой Шивелуч (рис. 1А, табл.).

НФД – начальная фаза деятельности по [1] – представлена мощными толщами пирокластических отложений андезитового состава. Вблизи кровли отложений НФД наблюдается пачка лав, имеющих состав ОI андезибазальтов; лавы образовались около 80 тыс. л.н. [3]. Эти лавы целесообразно выделить в отдельный подкомплекс НФД – эффузивный (НФД_{эф}); тогда основная часть НФД, представленная пирокластическими породами, может рассматриваться как пирокластический подкомплекс (НФД_{пк}).

ЛК – лавовый комплекс перекрывает отложения НФД и представлен толщей лавовых потоков андезитового и андезибазальтового состава, связанных с работой Главной и Западной вершин СШ [1]. Временные рамки формирования ЛК – 80-16 тыс. л.н.

Согласно [4] около 16 тыс. л.н. происходит крупномасштабное обрушение постройки Старого Шивелуча с образованием крупного обвального кратера (рис. 1Б) и сходом мощной обломочной лавины (лавина I). Выше этой лавины в разрезе начинают фиксироваться пирокластические отложения Байдарного центра (БД). БД расположен обособленно в юго-западном секторе массива, и представлен напластованием лав андезибазальтового состава [1]. С деятельностью БД центра связаны множественные горизонты тефр, отлагавшиеся в разрезах склонов и подножия вулканического массива [4].

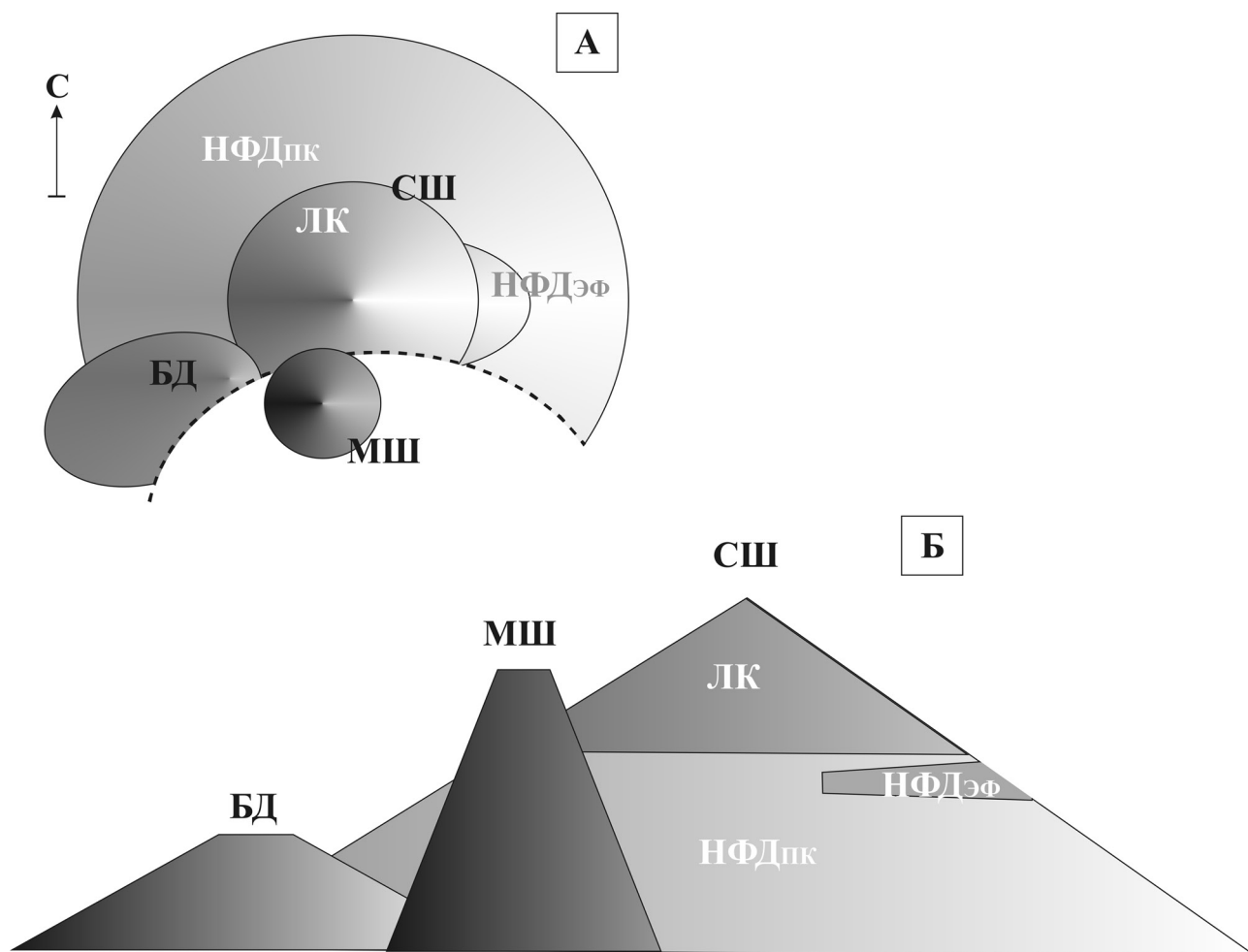


Рис. 1. Принципиальная схема структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч.

А – вид с юга, Б – вид в плане. СШ – Старый Шивелуч, в т.ч.: НФД – начальная фаза деятельности, подкомплексы: НФД_{пк} – пирокластический, НФД_{эф} – эффузивный; ЛК – Лавовый комплекс; БД – Байдарный центр; МШ – Молодой Шивелуч. Прочие пояснения см. в тексте.

Таблица. Средние составы пород и расплавных включений в минералах разных СВК массива Шивелуч.

	Породы						Расплавы			
	НФД		ЛК		БД	МШ	НФД		БД	МШ
	пк	эф	ЗВ	ГВ			пк	эф		
SiO ₂	61.80	55.08	56.06	58.90	54.70	60.21	69.41	57.52	61.92	70.77
TiO ₂	0.60	0.79	0.86	0.68	0.87	0.58	0.22	1.34	1.01	0.26
Al ₂ O ₃	16.05	16.07	17.16	17.21	18.02	16.73	15.12	16.16	15.22	13.31
FeO	5.86	7.50	7.30	6.44	8.07	5.79	1.40	6.74	5.49	1.37
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.11	0.06	0.14	0.13	0.05
MgO	3.61	6.59	4.74	3.68	5.09	4.32	0.40	2.29	2.28	0.34
CaO	6.40	8.26	7.98	7.15	7.86	6.34	1.80	6.31	4.13	1.35
Na ₂ O	4.03	3.70	4.05	4.14	3.96	4.43	4.14	2.98	3.45	3.77
K ₂ O	1.35	1.23	1.11	1.35	1.08	1.30	2.58	2.77	2.21	2.77
Сумма	100.00	100.01	99.96	99.88	100.00	100.00	95.48	96.85	96.71	94.17
N	4	8	12*	10*	16	29	14	6	61	227

ЗВ, ГВ – Западная и Главная вершины постройки Старый Шивелуч. * – по данным [1, 2]

Около 12 тыс. л.н. происходит второе крупное обрушение постройки массива (лалина II) [4]. Сразу после отложений лавины II в разрезах впервые начинает фиксироваться андезитовая пирокластика Молодого Шивелуча (МШ) [2, 4]. При этом эксплозивная активность БД центра существенно ослабляется.

11,3 тыс. л.н. происходит третье крупное обрушение массива (лалина III) [4]. Сразу после этого события МШ превращается в высокоэксплозивный вулкан, поставляющий андезиты [4, 5], а деятельность БД центра полностью прекращается.

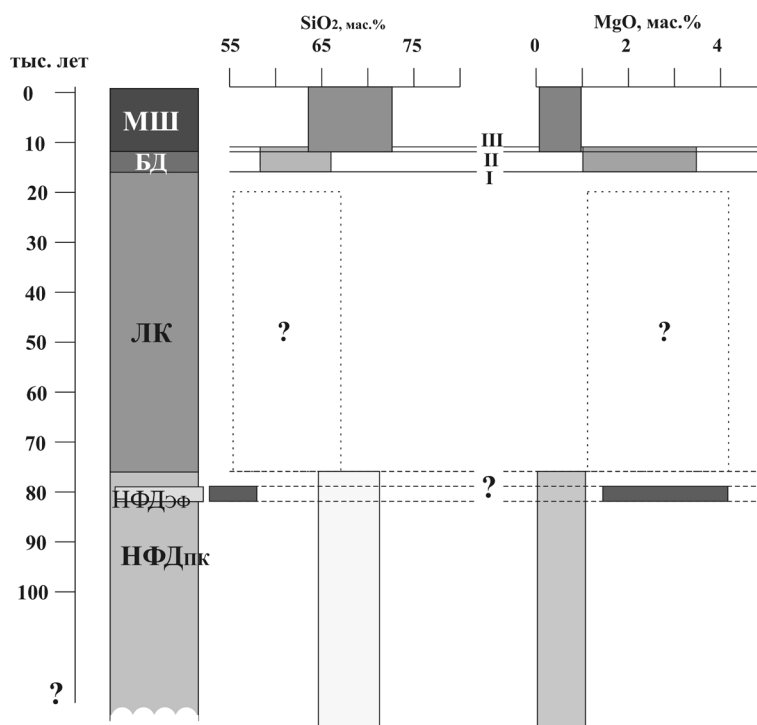


Рис. 2. Характеристики расплавов СВК массива Шивелуч.

Сплошными горизонтальными линиями показано стратиграфическое положение обрушений с образованием обломочных лавин I-III. Пунктирные линии – предположительные обрушения массива.

Таким образом, история массива Шивелуч представляет собой последовательную активизацию нескольких эруптивных центров, сформировавших структурно-возрастные комплексы; определить временные рамки их существования позволило изотопное датирование (^{14}C , ^{40}Ar - ^{39}Ar).

СВК различаются не только по составу пород (табл.), но и по составу породообразующих расплавов (рис. 2).

Особенности составов расплавов разновозрастных пород (рис. 2), а также отсутствие включений разных типов в породах одного комплекса может предполагать наличие в системе нескольких магматических камер, различных по преобладающим процессам магмогенерации (фракционирование основных расплавов или частичное плавление коровых метабазитов).

Граница НФД_{ПК} и ЛК резко выделяется как по типу отложений, так и по составу пород (табл.), что может свидетельствовать о резком изменении режима магмогенерации. Такая ситуация напоминает этап перестройки питания массива в период 16-11 тыс. лет (рис. 2). Можно предполагать аналогичные типы сценариев для обеих возрастных рубежей (~80 и 16-11 тыс. л.н.), когда происходили катастрофические обрушения постройки массива. Такие обрушения, в том числе с образованием крупномасштабных обломочных лавин, вероятнее всего, вызывались высокомагнитудными землетрясениями.

Выводы. Установлены временные границы существования различных эруптивных центров, формировавших позднеплейстоцен-голоценовый массив Шивелуч; каждый из них характеризуется специфическим составом пород и расплавов, формируя отдельные СВК. Породы различных СВК связаны с работой нескольких отличающихся по вещественным и пространственным характеристикам магматических камер, отвечающих различным этапам развития питающей системы. Причиной смены этих этапов могут быть высокомагнитудные землетрясения, приводящие к последовательной активизации различных элементов системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбач Н.В. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2011. № 1. Вып. № 17. – С. 51-63.
2. Горбач Н.В., Портнягин М.В. // Петрология, 2011. Т. 19. № 2. – С. 140-172.
3. Певзнер М. М., Толстых М. Л., Бабанский А. Д. и др. // «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2014. – С. 104-107.
4. Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. и др. // ДАН. 2012. Т. 437. № 3. – С. 318-321.
5. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al. // «Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs». Geophysical Monograph Series, 2007. Vol. 172, p. 263-282.

КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КАМЧАТКИ НА ЭТАПАХ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК: ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ Перепелов А.Б.¹, Пузанков М.Ю.², Иванов А.В.³, Чащин А.А.⁴, Флеров Г.Б.², Травин А.В.⁵, Цыпукова С.С.¹, Щербаков Ю.Д.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, alper@igc.irk.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, puzankov@kscnet.ru

³Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, aivanov@crust.irk.ru

⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, achashchin@mail.ru

⁵Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

Активная континентальная окраина Камчатки является исключительно перспективной структурой для изучения магматизма на этапах смены геодинамических обстановок в зонах перехода «океан-континент». В истории геодинамического развития Камчатки в кайнозое были образованы

разновозрастные вулканические пояса и магматические ареалы, а особенности строения и эволюции структуры выражаются в формировании аккреционно-коллизийных комплексов, поперечных разломных структур и тектонических депрессий. Среди магматических комплексов Камчатки, наряду с преобладающим по объемам магматизмом IAB типа, установлены проявления К-На щелочно-базальтовых, щелочно-базальт-трахит-комендитовых, калиевых щелочных и субщелочных магматических комплексов, а также специфического Mg#-андезитового и NEB-адакитового магматизма [1, 2, 4, 6, 7].

Принципиальным ограничением в определении геолого-тектонической позиции магматизма различных геохимических типов в структуре и истории геодинамического развития Камчатки является его недостаточная геохронологическая изученность. В данном докладе приводятся сведения о возрасте, типах и эволюции кайнозойского магматизма Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок в условиях развития и прекращения субдукционных процессов и внутриплитной активизации.

В начале кайнозоя, вслед за завершением формирования ранне-среднеэоценового Западно-Камчатского надсубдукционного вулканического пояса (~53-38 млн. лет) [3], на территории Западной Камчатки в условиях внутриплитной активизации проявился К-На щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты), геохимические характеристики которого сходны с E-MORB и WPB. Время его развития определено авторами как среднеэоценовое ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~46-44 млн. лет). Проявления среднеэоценового щелочно-базальтового магматизма фиксируются в составе протяженного ареала северо-восточного простирания с внедрением серий даек в осадки мелководного морского бассейна.

Далее, начиная с границы позднего эоцена и олигоцена и в раннем олигоцене ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~34-31 млн. лет) на Западной Камчатке проявляется К-На умеренно-щелочной и щелочной магматизм, представленный кринанитами и сиенитами крупных субвулканических тел, а также ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты, шонкиниты, сиениты), развитие которого продолжается вплоть до раннего миоцена ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~35-17 млн. лет). Ареалы проявления магматизма такого типа приурочены как к поднятиям, так и к их периферии.

По данным авторов в раннем миоцене на территории Западной Камчатки ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм постепенно сменяется калиевым субщелочным абсарокит-шошонит-латитовым, который проявляется на этой территории вплоть до начала среднего миоцена ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~21-14 млн. лет). В позднем миоцене ареал развития шошонит-латитового магматизма расширяется на восток в область Срединного хребта и сопровождается проявлениями высококалиевого известково-щелочного вулканизма, связанного, вероятно уже с началом субдукционных процессов и надсубдукционного магмообразования ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~6,2-5,7 млн. лет) [7].

Следующий крупный этап геодинамического и магматического развития Камчатки связан с формированием надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта. Следует отметить, что ранее по данным геолого-съемочных работ, палиностратиграфии и палеомагнитных исследований вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ начало формирования надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта связывалось с поздним олигоценом и ранним миоценом. При этом известные К/Ar изотопные датировки магматических пород пояса указывают на время их формирования не древнее позднего миоцена. Чтобы установить время начала субдукционных процессов и надсубдукционного магмогенеза под областью Срединного хребта, необходимо учитывать следующее важное ограничение. На рубеже среднего и позднего миоцена и в позднем миоцене время ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~12-7 млн. лет) на Восточной Камчатке был проявлен К-На щелочно-базальтовый вулканизм внутриплитного геохимического типа [5, 6]. Проявления магм такого типа не могут сопровождаться субдукционными процессами, поэтому следует признать, что к позднему миоцену в результате тектонической перестройки или прекратилась позднеолигоцен-миоценовая субдукция со стороны Тихого океана, ответственная за фор-

мирование нижнего структурного этажа вулканического пояса Срединного хребта, или вплоть до позднего миоцена такой обстановки не существовало. По крайней мере, на настоящее время нет достоверных геохронологических данных о развитии в Срединном хребте позднеолигоцен-раннемиоценовых надсубдукционных магм.

Полномасштабное развитие вулканизма островодужного геохимического типа (IAB), согласно имеющимся изотопным датировкам, началось в Срединном хребте в раннем плиоцене ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~4,0 млн. лет) и продолжалось в среднем плиоцене до рубежа в ~ 3 млн. лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) [7], данные авторов. Важно указать, что субодновременно с проявлениями крупнообъемного магматизма островодужного типа в Срединном хребте на Западной Камчатке в раннем плиоцене зафиксирован эпизод магматизма WPB типа ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~3,8 млн. лет), а именно образование комплекса субвулканических тел базанитов в районе г. Хухч [7]. Далее, в среднем плиоцене ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,8 млн. лет) магматизм такого типа сменился на Западной Камчатке редкими проявлениями Lct-содержащих трахибазальтов (г. Эмгучань).

По завершению развития на Восточной Камчатке магматизма WPB типа, в среднем и позднем плиоцене проявляется магматическая активность Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. На северном фланге зоны в полосе запад-северо-западного простирания шириной до 20 км развивается Mg#-андезитовый и NEB-адакитовый магматизм ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~3,4-2,7 млн. лет). По данным [5] временной интервал развития магматизма такого типа более протяженный, начиная с позднего миоцена ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~8-3 млн. лет). Длительный период магматической активности Малко-Петропавловской зоны заканчивается проявлениями в позднем плиоцене высокониобиевых базальтоидов (HNB) ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,1-2,0 млн. лет) [7], данные авторов. Обращает на себя внимание в целом субсинхронное развитие островодужного вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта и NEB-адакитового магматизма в указанной поперечной структуре.

После завершения развития надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта в среднем плиоцене, его магматическая активность возобновляется только через ~ 1 млн. лет на границе поздний плиоцен – ранний плейстоцен и в раннем плейстоцене ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,1-1,35 млн. лет). Это этап связан с развитием магматизма внутриплитного геохимического типа, а именно K-Na щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород в структурах вулканов Большой, Белоголовский и Нюлкандя в тыловой зоне пояса [6]. Позднее и вплоть до голоцена на территории Срединного хребта продолжают проявляться проявления щелочно-базальтовых магм WPB типа, а также магм, имеющих переходные вещественные характеристики между WPB и IAB. Крупные вулканические центра, такие как вулкан Хангар и Ичинский в это время продолжают продуцировать магмы надсубдукционного типа с формированием большого объема кислых расплавов – дацитов и риолитов.

В то время, когда в пределах вулканического пояса Срединного хребта развитие известково-щелочного надсубдукционного магматизма завершается, в позднем плиоцене на Восточной Камчатке в связи с формированием новой зоной субдукции Тихоокеанской океанической литосферы начинается развитие фронтального вулканического пояса с проявлениями низкокалиевых и умеренно-калиевых магм островодужного геохимического типа.

По мнению многих исследователей, Южно-Камчатский вулканический пояс на фоне отмеченных геодинамических и магматических событий в Центральной и Западной Камчатке развивается стационарно и связан с процессами субдукции океанической литосферы, по крайней мере, начиная с позднего миоцена и вплоть до настоящего времени. Следует лишь отметить, что с южным флангом Малко-Петропавловская зоны, отделяющей эту структуру от Центрального сегмента Камчатки, связано развитие высококалиевого известково-щелочного вулканизма.

Полученные новые данные изотопного датирования кайнозойских вулканических пород Камчатки и их компиляция с опубликованными материалами других авторов показывают, что в истории геодинамического развития Камчатки происходила неоднократная смена геодинамических

обстановок с проявлениями не только магм островодужного геохимического типа, но и с формированием комплексов и ареалов магматических пород свойственных обстановкам внутриплитной активизации и деструкции литосферных плит.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-12026-офи_м, 14-05-00717-а, и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Внутриплитные базальты и адакиты восточной Камчатки: условия образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2(16). С. 55-65.
2. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. №1(17). С. 45-60.
3. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277-295.
4. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V.42. № 8. P. 1567-1593.
5. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F., van den Bogaard P., Avdeiko G. The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. №. 13S. P. A538.
6. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V.36. № 4. P. 373-405.
7. Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659-687.

ВАРИАЦИИ P-T ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЗМА В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ШВА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОЛЬСКОГО И БЕЛОМОРСКОГО МЕГАБЛОКОВ Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Петровский М.Н., Баянова Т.Б.

*Геологический институт КНЦ РАН
г. Апатиты, petrovskaya@geoksc.apatity.ru*

Объектами настоящих геолого-петрологических исследований являются неоархейские супра-крустальные комплексы Кислогубской и Майяврской тектонических пластин (испытывавшие разные по степени тектоно-метаморфические преобразования), которые слагают центральную и юго-западную части Приимандровского «аккреционного террейна» зоны Лапландско-Беломорского тектонического шва области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков [4].

Кислогубская тектоническая пластина. В пределах детального участка «Гора Курковая» (рис. 1) было установлено, что в зонах интенсивных деформаций гранаты из гранат-двуслюдяных гнейсов обладают повышенным содержанием СаО (среднее значение составляет – 11,6 мас.%) по сравнению с гранатами из слабо деформированных зон (среднее значение составляет – 6,6 мас.%), сформированных при температурных интервалах 580-600 °С и 650-660 °С, соответственно. Составы гранатов в зонах интенсивных деформаций характеризуются повышенным количеством гроссуляровой составляющей (31,0-33,0%) по сравнению с гранатами из слабо деформированных разностей (20,0-25,3%), увеличением пироба (6-7,5 %) и понижением альмандиновой составляющей (54,2-64,2 %) по сравнению с гранатами из зон слабо деформированных гранат-двуслюдяных гнейсов (0,9-1,3 % и 69-75 %, соответственно), фиксируется также незначительное повышение спессартиновой составляющей в зонах интенсивных деформаций.

Оценки термодинамических параметров формирования минеральной ассоциации $Grt+Bt+Ms+Kfs+Pl+Qtz$ варьируют в зависимости от уровня интенсивности деформаций, проявленных в пределах изученного детального участка, что и фиксируется изменением петрохимических характеристик породообразующих минералов из гранат-двуслюдяных гнейсов. Термоди-

намические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Gr}_{98-98,9} + \text{Bt}_{93-97} + \text{Ms}_{86,9} + \text{Kfs}_{95,6-95,9} + \text{Pl}_{10,8-16,0} + \text{Qtz}$ из слабо деформированных зон оцениваются в $T=580-620^\circ\text{C}$, $P=5,0-6,7$ кбар, что, вероятно (?), характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных гнейсов в пределах детального участка «Гора Курковая». С увеличением интенсивности деформаций в минеральных парагенезисах фиксируется понижение железистости у граната, биотита и мусковита. Для гнейсов, из зон интенсивных деформаций, минеральный парагенезис представлен – $\text{Gr}_{88-89,7} + \text{Bt}_{59-63,4} + \text{Ms}_{59,8} + \text{Kfs}_{95,6-95,9} + \text{Pl}_{10,8-16,0} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия его формирования, по предварительным оценкам, составляют – $T=650-660^\circ\text{C}$, $P=7,6-8,2$ кбар (рис. 1). U-Pb возраст метавулканитов кислого состава оценивается в 2708 ± 20 млн. лет [1].

Майяврская тектоническая пластина. В пределах детального участка «Маяврский» были изучены гранатовые амфиболиты с прослоями гранат-биотитовых гнейсов (рис. 2). В результате геолого-петрологических исследований установлено, что в зонах интенсивного расщепления гранаты из амфиболитов Майяврской тектонической пластины обладают повышенным и высоким содержанием CaO (среднее значение составляет – 12,1 мас.%) относительно гранатов из слабдеформированных зон (среднее значение составляет – 4,1 мас. %), сформированных в близких температурных интервалах ($600-685^\circ\text{C}$ и $610-670^\circ\text{C}$, соответственно). Составы гранатов в зонах интенсивных деформаций характеризуются высоким количествомgrossуляровой составляющей (31,4-32,8 %) по сравнению с гранатами из менее деформированных зон (9,5-14,5 %), значительным понижением пироповой (8-12 %) и альмандиновой (50-56 %) составляющих по сравнению с гранатами из слабдеформированных разновидностей пород, где значения пироба и альмандина составляют 20-27 % и 60-63 %, соответственно, и увеличением спессартиновой составляющей до 3-5 % по сравнению с гранатами из слабо деформированных зон – 1-2 %.

Для граната из слабо деформированных гранат-биотитовых гнейсов, прослои которых наблюдаются в амфиболитах, получены предварительные оценки термодинамических параметров

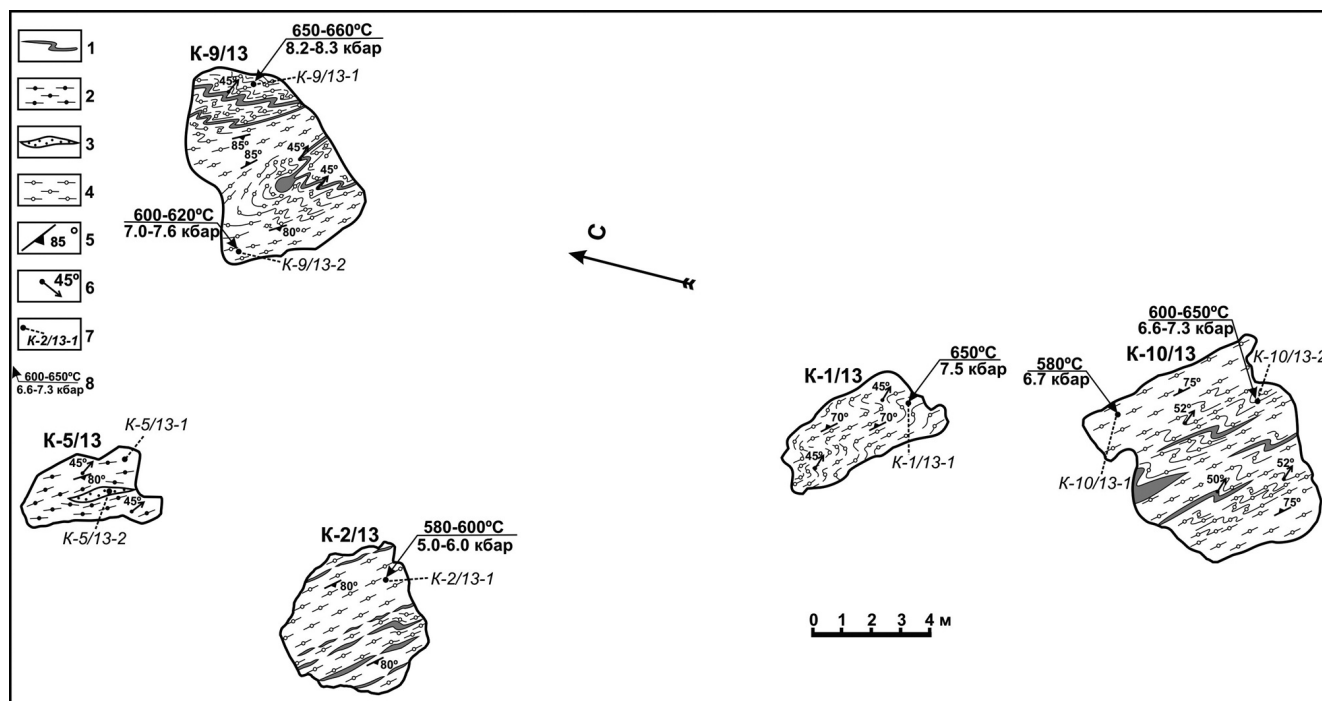


Рис. 1. Детальный участок «Гора Курковая»

Условные обозначения: 1 – кварцевые прожилки; 2 – деформированные биотитовые гнейсы; 3 – слабо расщепленные («массивные») гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 4 – в различной степени деформированные гранат-двуслюдяные гнейсы; элементы залегания: 5 – гнейсовидности; 6 – шарниров складок; 7 – точки отбора образцов; 8 – P-T параметры: числитель – оценка температуры, знаменатель – оценка давления.

($T=600-650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=5-6\text{ кбар}$), которые являются близкими по термодинамическим значениям рассчитанным для гранатов из недеформированных амфиболитов (рис. 2), а также гранатов из слабо деформированных гнейсов, изученных в пределах детального участка «Гора Курковая» (Кислогубская пластина) и Воче-Ламбинского геодинамического полигона (Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс).

Оценка термодинамических параметров для амфиболитов показала, что на кульминационном этапе метаморфизма давление варьировало в пределах 6,5-11,1 кбар. Максимальные его значения (10,4-11,1 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных деформаций и в более контрастных по своим реологическим свойствам пачках пород; в аналогично дислоцированных зонах при меньшей контрастности строения вещества величина давления снижается до 8,2-8,8 кбар. Давление, определенное для слабо деформированных участков (6,5-7,5 кбар), возможно, отвечает фоновому (литостатическому?) давлению кульминационной стадии второго цикла регионального метаморфизма амфиболитовой фации, проявленного в пределах Приимандровского «аккреционного террейна» зоны Лапландско-Беломорского тектонического шва области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков [4] и соответствует в частности значениям давлений, зафиксированных на Воче-Ламбинском полигоне [3; 2].

Оценки термодинамических параметров формирования минеральной ассоциации $\text{Grt-Hbl}\pm\text{Bt-Pl-Qtz}$ варьируют в зависимости от уровня интенсивности деформаций, проявленных на исследуемом участке. Для амфиболитов из слабо деформированных зон минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{68-76}+\text{Hbl}_{30-39}\pm\text{Bt-Pl}_{27-37}-\text{Qtz}$, термодинамические условия, формирования которого оцениваются в $T=610-670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=6,5-7,5\text{ кбар}$ (рис. 2). Для амфиболитов, из зон средней и интенсивных деформаций, минеральные парагенезисы представлены: $\text{Grt}_{76-81}+\text{Hbl}_{40-45}\pm\text{Bt+Pl}_{37-64}+\text{Qtz}$ и $\text{Grt}_{80-88}+\text{Hbl}_{46-60}\pm\text{Bt+Pl}_{33-47}+\text{Qtz}$, а термодинамические условия формирования оцениваются – $T=600-670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=6,0-8,2-8,5\text{ (?) кбар}$ и $T=600-685\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=8,8\text{ (?) -}10,4-11,1\text{ кбар}$, соответственно (рис. 2).

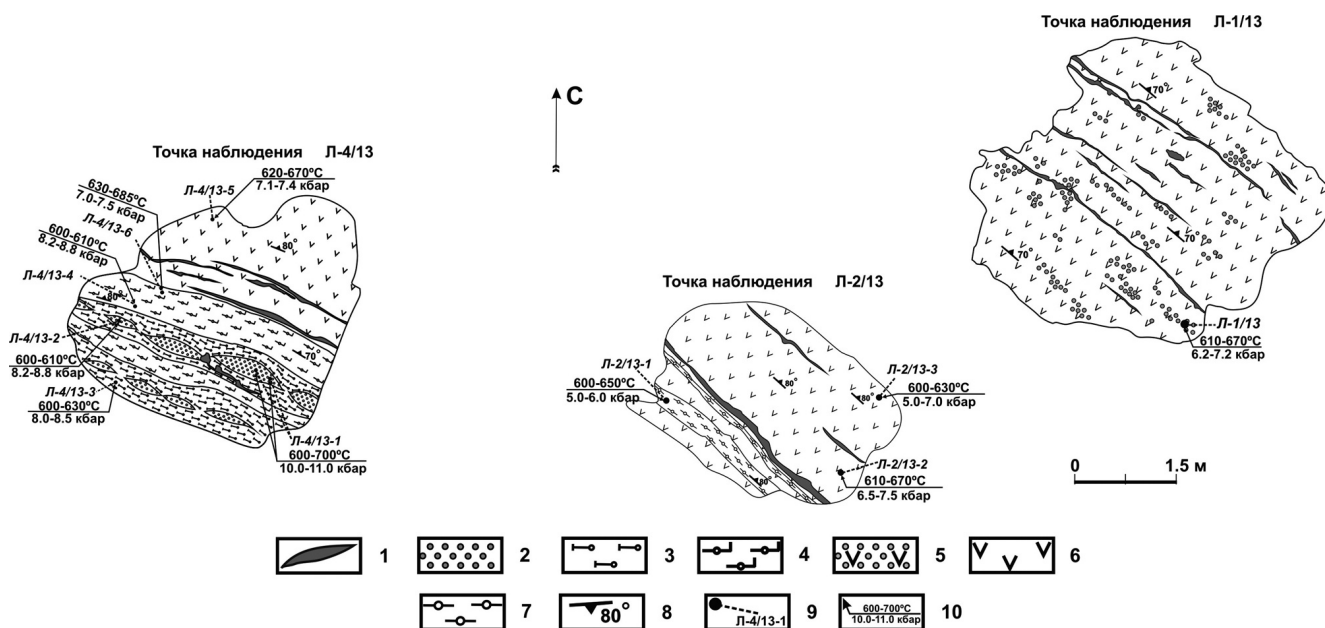


Рис. 2. Детальный участок "Майеврский"

Условные обозначения: 1 – кварцевые прожилки; 2 – будины гранатовых амфиболитов; 3 – сильно деформированные гранатовые амфиболиты; 4 – средней степени деформированные гранатовые амфиболиты; 5 – места скопления крупных порфиробласт граната; 6 – слабо деформированные гранатовые амфиболиты; 7 – слабо деформированные гранат-биотитовые гнейсы; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – точки отбора образцов; 10 – P-T параметры: числитель – оценка температуры, знаменатель – оценка давления.

Таким образом, давления порядка 7,6-8,2 кбар и 10,4-11,1 кбар, полученные для гранат-двуслюдяных гнейсов Кислогубской пластины и гранатовых амфиболитов Маяврской пластины, соответственно, могут рассматриваться как сверхдавления (?), генерируемые при интенсивных сдвиговых деформациях в наиболее неоднородной по своим реологическим свойствам среде.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №6.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Баянова Т.Б., Чащин В.В.** Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдореченской свит // Материалы Всероссийского палеовулканического симпозиума. Петрозаводск, 2011. С. 16-17.
2. **Беляев О.А., Петров В.П., Реженова С.А.** Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С. 82-91.
3. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова // Под редакцией Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
4. **Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др.** Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359.

ПЕРВАЯ НАХОДКА КОМЕНДИТОВ В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ: ГЕОЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Пипко М.С., Сахно В.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, pipko89@mail.ru*

Щелочные породы представляют собой уникальные образования, издавна привлекавшие внимание геологов, петрологов и геохимиков в качестве индикаторов глубинных процессов и условий генерации магм, а также при решении задач геодинамических реконструкций [1 и др.]. Несомненно, что появление новой информации о геологии и составе таких пород может служить лучшему пониманию ключевых механизмов петрологических и тектонических процессов.

Кислые щелочные магматиты, такие как комендиты, пантеллериты, щелочные трахиты и трахириолиты, как правило, широко развиты в пределах внутри- и окраинноконтинентальных рифтогенных систем (работы В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, В.Г. Сахно, В.Ф. Полина, и др.), но в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (ВСАВП) и наложенных на него структурах до настоящего времени не были известны.

На территории Южного Приморья, в пределах кальдеры Лимовая, наложенной на крупную Маргаритовскую вулканотектоническую структуру (ВТС) ВСАВП (Ольгинский район Приморского края), несколько лет назад впервые были обнаружены кислые щелочные породы в экстрезивном залегании. Вначале их закартировали в результате геолого-съёмочных работ (Л.А. Пежекина, В.В. Углов, и др., 2008 г.) как трахириолиты, но принадлежность к щелочной серии была установлена нами в ходе детального лабораторного изучения. По химическому составу они занимают промежуточное положение между классическими комендитами и пантеллеритами (табл. 1) (далее в работе, для удобства, будем именовать их просто комендитами).

По геологическим взаимоотношениям комендиты являются или завершающей фазой эоценового милоградовского комплекса, или, что более вероятно, являются представителями самостоятельного комплекса щелочных пород.

Комендиты образуют овальное в плане тело, размером в поперечнике около 150 м, прорывающее пирокластические отложения верхней толщи милоградовского комплекса, т.е., они представляют наиболее молодую фазу внедрения из известных в Маргаритовской структуре. Породы – кайнотипные, без признаков вторичных изменений.

Вмещающий комендиты милоградовский вулканический комплекс, являющийся постсубдукционным, образован гранитами, риолитами, трахириодацитами, трахидацитами, их туфами, иг-

нимбритами и туффизитами кислого состава, с преобладанием пирокластических, субвулканических и дайковых образований [2, 3].

Комендиты резко выделяются как среди всех пород ВСАВП, так и милоградского комплекса своими специфическими петро-геохимическими характеристиками: обогащённостью редкоземельными элементами (РЗЭ), высокой щелочностью, с преобладанием натрия над калием, «рафинированностью» по магнию, кальцию, фосфору и титану.

В геохимическом плане наблюдаются глубокие тропы по Ba, Sr, Eu, Ti; содержания высокозарядных элементов повышены, по сравнению с нормально-щелочными кислыми породами, что является вторичным признаком мантийного генезиса источника данных пород (рис. 1).

По результатам микроскопического и микрозондового изучения установлено, что для комендитов характерен клинопироксен-кварц-санидиновый парагенезис вкрапленников. Пироксены отвечают составу натриевого геденбергита с оторочками эгирин-авгита (табл. 2). Эгирин-авгит присутствует также и в виде микролитов в основной массе породы, совместно с натриевыми амфиболами рибекит-арфведсонитового ряда, что отражает натриевый характер щелочности пород.

Для суждения об источниках расплавов, родоначальных для комендитов, проведено изотопно-геохимическое изучение гафния в цирконах. Отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в них попадают в интервал значений, близкий к современным величинам изотопных отношений гафния в универсальном хондритовом резервуаре, что может свидетельствовать о мантийном источнике комендитовых расплавов (рис. 2).

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) для комендитов кальдеры Лимовая.

Проба	Среднее из	Y	70.93
Компонент	шести	Zr	363.24
SiO ₂	72.39	Nb	72.97
TiO ₂	0.20	Mo	4.29
Al ₂ O ₃	11.79	Sn	6.5
Fe ₂ O ₃ общ	1,65	Cs	11.76
MnO	0,04	Ba	21.42
MgO	0,03	La	46.58
CaO	0,38	Ce	102.5
Na ₂ O	4,32	Pr	11.37
K ₂ O	3,99	Nd	39.7
P ₂ O ₅	0,01	Sm	10.11
H ₂ O	0,02	Eu	0.06
LOI	4,81	Gd	10.44
Сумма	99.70	Tb	1.87
Li	48.73	Dy	12.32
Be	8.47	Ho	2.56
Sc	0.79	Er	7.63
V	1.21	Tm	1.14
Cr	7.11	Yb	7.4
Co	0.19	Hf	12.25
Ni	1.82	Ta	4.66
Cu	0.93	W	1.9
Zn	109.6	Tl	1.46
Ga	28.27	Pb	38.31
Rb	184.8	Th	23.84
Sr	19.44	U	5.55

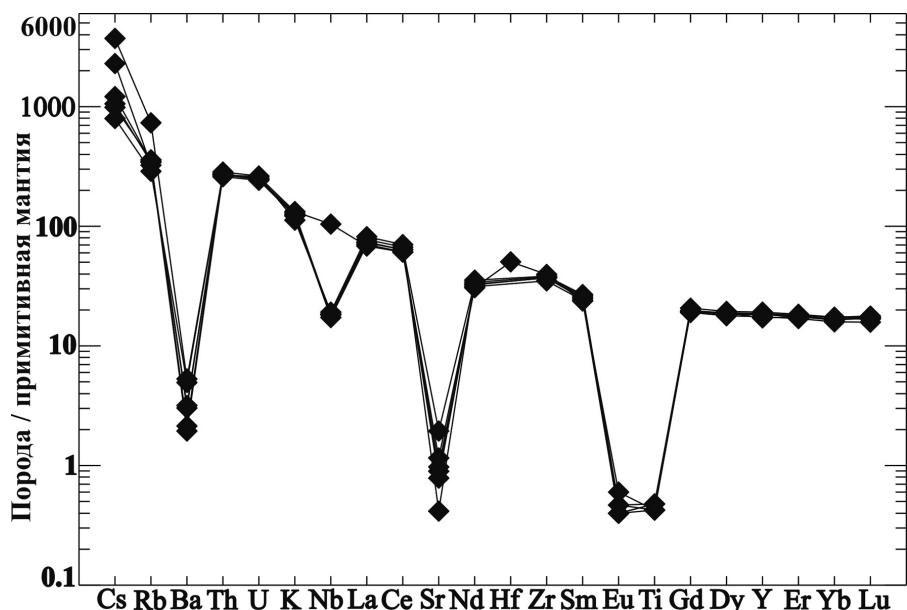


Рис. 1. Спектр распределения редких элементов для комендитов кальдеры Лимовая.

Таблица 2. Химический состав (масс. %) минералов из комендитов кальдера Лимовая.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Санидин	66.86	н.а	18.8	н.а	н.а	н.а	н.а	0.11	7.26	7.05	100.02
Титаномагнетит	н.а	16.2	0.36	н.а	75.99	2.64	н.а	н.а	н.а	н.а	95.39
Геденбергит	48.53	н.а	0.36	1.25	29.73	1.25	1.19	18.56	1.08	н.а	100.9
Ильменит	н.а	49.45	н.а	н.а	47.08	1.54	н.а	н.а	н.а	н.а	98,09
Стекло	74.67	н.а	11.48	н.а	1.15	н.а	н.а	н.а	2.02	3.27	92.59

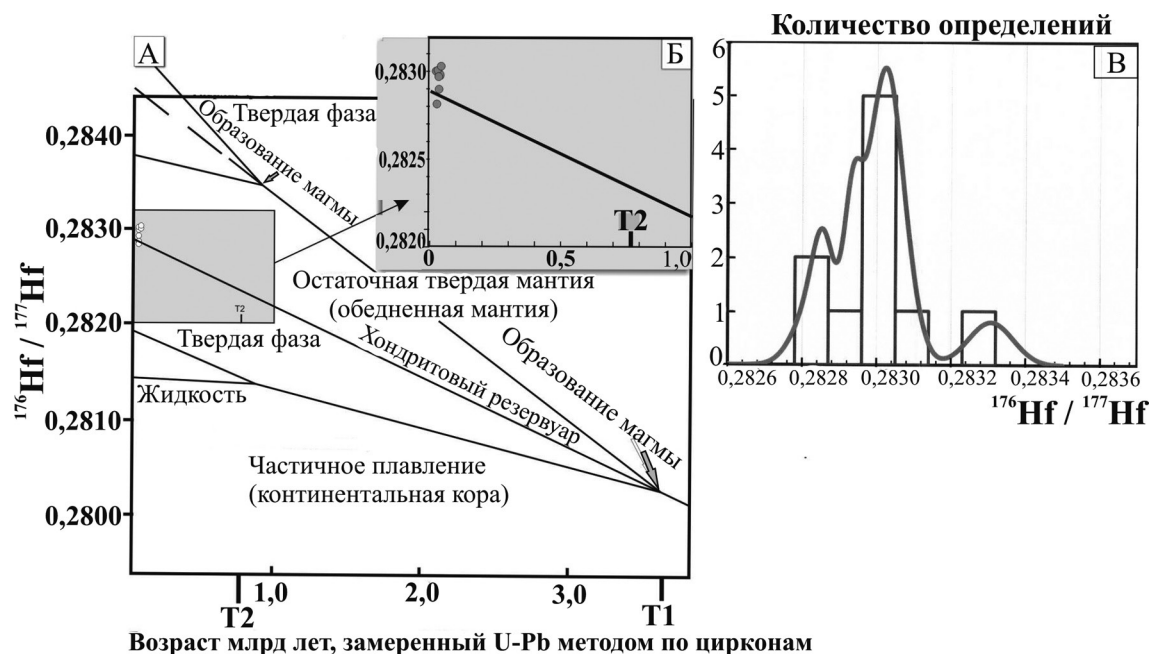


Рис. 2. Изотопная эволюция гафния в хондритовом резервуаре, по: [6]. а – диаграмма частичного плавления в хондритовом резервуаре во время T1, дающего жидкость и остаточные твердые фазы. Последующее плавление приводит к образованию магм с высоким ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf. Плавление коровых пород порождает обеднение ¹⁷⁶Hf. Смешение этих расплавов определяет степень контаминированности мантийных магм, выраженная отношениями изотопов гафния; б – отношения изотопов гафния в комендитах кальдеры Лимовая [4, 5]; в – гистограмма относительной вероятности значений ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в цирконе.

Большой интерес представляют вопросы возраста изученных комендитов. Нами были получены новые данные по U-Pb изотопному датированию цирконов из этих пород. Материалы прецизионной изотопной периодизации подтверждают геологические наблюдения: возраст комендитов (45 млн лет) – значимо моложе возраста пород завершающих фаз милоградовского комплекса (53-47 млн лет) [4, 5].

Приведённые данные свидетельствуют о том, что комендиты являются представителями нового, неизвестного ранее в пределах Южного Приморья, этапа кислого щелочного вулканизма, отражающего, вероятно, геодинамическую обстановку скольжения литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А. и др., Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987 374 с.
2. Ростовский Ф.И. В кн.: Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. В. 2. С. 333-340.
3. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН, 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
4. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН, 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.
5. Сахно В.Г., Кузнецов Ю.А., Баринов Н.Н. // ДАН, 2014. № 5. С. 1-5.
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.

ОЦЕНКА P,T– УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО МАССИВА (АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ) ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Ползуненков Г.О.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, gennadiy_mag@mail.ru*

Установление термодинамических режимов плавления субстратов и кристаллизации гранитных расплавов, формирующихся в разных геодинамических обстановках, является важной задачей петрологии и тектоники. Гранитоиды арктической Чукотки, которые формируются на стадии постколлизии растяжений [1], изучены в этом направлении слабо и, в целом, количество публикаций, посвященных составу породообразующих минералов гранитоидов Чукотки и их минеральной термобарометрии, весьма ограничено.

Летом 2011 г. нами были проведены полевые работы на двухфазном Велиткенском гранит-мигматитовом массиве, заключенном в палеозойских кристаллических сланцах, с площадью выхода около 1450 км². Породы ранней фазы (105–103 млн. лет) представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами с характерной порфиroidной структурой, обусловленной крупными выделениями калиевого полевого шпата размерами от 1 до 10 см. Образования поздней фазы (101 млн. лет) сложены биотитовыми гранитами, лейкогранитами, гранат-мусковитовыми гранитами мелко-среднезернистой структуры. В тесной ассоциации с гранитоидами находятся мигматиты (100 млн. лет), которые занимают половину площади Велиткенского массива.

Гранитоиды обеих фаз по петрохимическому составу варьируют от нормально-щелочных до умеренно-щелочных пород с метаглиноземистым составом пород ранней и перглиноземистым составом пород поздней ассоциаций.

С повышением кремнекислотности в гранитоидах Велиткенского массива наблюдается понижение содержаний TiO₂, Al₂O₃, CaO и фемических компонентов. Уровень содержаний калия при достаточно широких вариациях остается практически одинаковым на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание натрия в породах поздней фазы ведет себя подобным образом, в то время как в ранней увеличивается с ростом кремнекислотности.

Нами проведены: микронзондовое изучение состава породообразующих минералов (амфибол, биотит, полевые шпаты), микро-термометрические исследования флюидных включений в кварце

и оценены равновесные давления и температуры (РТ) для гранитоидов ранней фазы становления Велиткенайского массива (гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, сиениты).

Оценка РТ–параметров кристаллизации производилась по минеральным геотермобарометрам [4, 5, 6] на основании составов амфибола, плагиоклаза и биотита, широко развитых в породах ранней фазы.

Состав плагиоклаза в большинстве случаев однороден и относится к андезину An_{31-39} . Калиевые полевые шпаты относятся к ортоклазу, содержат 6–12 % альбитового компонента. Каймы плагиоклаза в сиените сложены ортоклазом.

Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой. Колебания магнезиальности ($100Mg/(Mg+Fe)$) составляют 36–42 %. Глиноземистость в амфиболах ($100Al/(Al+Si+Mg+Fe)$) изменяется от 8 до 12,3 %. Наиболее глиноземисты роговые обманки в сиените, вариации $Al^{IV} = 1,68–1,76$, в для кварцевых монцодиорите и монцоните $Al^{IV} = 1,19–1,49$. В роговых обманках сиенита концентрации TiO_2 , Al_2O_3 и K_2O выше, чем в монцонитоидах ($TiO_2 = 1,14–1,53$ %, $Al_2O_3 = 10–10,7$ %, $K_2O = 1,47–1,64$ в сиените и $TiO_2 = 0,59–0,58$ %, $Al_2O_3 = 6,68–9,53$ %, $K_2O = 0,78–1,17$ % в монцитоидах).

Используя распределение Al в роговой обманке согласно [4] и распределение Na и Ca между плагиоклазом и роговой обманкой по [6], нами рассчитаны давления и температуры кристаллизации, которые составили: 658 ± 28 °С и $3,7 \pm 1,1$ кбар, в кварцевом монцоните; 693 ± 77 °С и $3,4 \pm 0,3$ кбар, в кварцевом монцодиорите; 726 ± 58 °С и $4,6 \pm 0,7$ кбар, в сиените.

По составу биотиты гранодиоритов нормально-щелочного ряда относятся к железистой разновидности – магнийсодержащему сидерофиллиту и отличаются от железосодержащего флогопита гранитоидов умеренно-щелочного ряда (кварцевый монцонит, сиенит) по содержаниям аннитового и флогопитового миналов: Annit (38,5–43,3), Flog (35–41,7) для биотитов умеренно-щелочных и Annit (44,1–52,6), Flog (46,1–53,4) для биотитов гранитоидов нормально-щелочного ряда. Магнезиальность биотитов варьирует от 35 до 42 %, глиноземистость от 17,1 до 19,2 %. Биотиты, так же как и амфиболы более магнезиальны в сиените.

Известно, что содержания Ti в биотите, ассоциирующем со сфеном, ильменитом, рутилом, контролируется температурой кристаллизации [6]. Д. Хенри с соавторами [5], предложил минеральный термометр для давлений от 4 до 6 кбар, основанный на концентрациях Ti в биотите. Данный термометр использовался нами в следующем виде: $T = \{[\ln(Ti) \times a \times c \times (X_{Mg})^3]/b\}^{0,333}$, где $a = 2,3594$, $b = 4,6482 \times 10^{-9}$, $c = 1,7283$ – расчетные коэффициенты для давления 4–6 кбар, $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$. Вариации Ti, X_{Mg} в биотитах составили: Ti – 0,327–0,422 ф. е., X_{Mg} – 52–56 % для кварцевого монцонита, что соответствует 686–725 °С; Ti – 0,291–0,354 ф. е., X_{Mg} – 55–58 % для сиенита, 675–707 °С; Ti – 0,322–0,525 ф. е., X_{Mg} – 40–48 % для гранодиорита, 664–740 °С. Погрешность термометра составляет 12 °С.

Изученные ФВ в кварцах гранитоидов первой фазы, представлены газовой-жидкими (L–тип) и углекислотно-водными (LC–тип) включениями с размерами от 5 до 21 μm [2]. Измеренные значения температур гомогенизации (Тг) составляют 345–190 \pm 35 °С для включений L–типа и 368–240 \pm 40 °С для LC–типа. В целом Тг охватывают интервал – 368–190 °С и характеризуются нормальным распределением, с пиком в интервале 240–280 °С. Полученные значения температур гомогенизации не отражают истинных температур минералообразования, так как не учитывают температурную поправку (ΔT) за давление [3]. С учетом этой поправки ($\Delta T=449 \pm 46$ °С), определенной из диаграммы зависимости «поправок на давление» [3], температуры кристаллизации расплава составляют от 733 \pm 59 °С до 695 \pm 63 °С.

В результате проведенных исследований, посредством использования составов породобразующих минералов из гранитоидов ранней фазы в минеральных геотермобарометрах и при прямых измерениях температур гомогенизации по флюидным включениям с дальнейшими корректировками, нами получены следующие интервалы температуры и давления кристаллизации гранитоидов ранней фазы Велиткенайского массива: 790–630 °С; 3,4–4,6 кбар.

Таким образом, полученные значения давления и температуры соответствуют условиям амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород, что может указывать на возможное анатектическое происхождение гранитоидов изученного массива.

Исследования проведены при частичной поддержке гранта ДВО РАН: № 14-III-B-08-054.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акинин В.В., Ползуенков Г.О.** Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска-Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Амеразийском бассейне Арктики // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции (Хабаровск, 17-20 сентября 2013 г.). Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 6-9.
2. **Ползуенков Г.О., Колова Е.Е.** Термобарогеохимическая характеристика флюидных включений кварца из гранитоидов Велиткенайского массива (арктическая Чукотка): первые результаты. // Научная молодежь – Северо-Востоку России: Материалы V межрегион. конф. молодых ученых (Магадан, 27–28 мая 2014 г.) – Магадан 2014. – Вып. 5. – С. 26–31.
3. **Рёддер Э.** Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987, Т. 1. – 360 с.
4. **Anderson, J.L., Smith, D.R.** The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry // *Am. Mineral.* – 1995. – Vol. 80. – P. 549–559.
5. **Henry D.J., Charles V., Guidotti, et al.** The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist.* – 2005. – Vol. 90. – P 316–328.
6. **Holland, T., Blundy, J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. // *Contr. Mineral Petrol.* – 1994. – Vol. 116. – P. 433–447.
7. **Patiño-Douce A. E.** Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability // *Chemical Geology.* – 1993. – 108. – P. 133–162.

ПОЛИХРОННОСТЬ СТАНОВЛЕНИЯ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД В КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ

**Полин В.Ф.¹, Глебовицкий В.А.², Мицук В.В.³, Киселев В.И.¹, Будницкий С.Ю.¹,
Травин А.В.⁴, Ризванова Н.Г.⁵, Баринов Н.Н.¹, Екимова Н.И.¹, Пономарчук А.В.⁴**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, vfpolin@mail.ru

²СПбГУ, г. Санкт-Петербург, glev_vik@pochta.tvoe.tv

³ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск, vvtm20007@mail.ru

⁴Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, travin@uiggm.nsc.ru

⁵Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, rizng@mail.ru

На основе данных прецизионных U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методов датирования в последнее десятилетие пересматриваются многие из устоявшихся представлений о временных границах становления большого ряда геологических объектов.

К одному из таких объектов принадлежит и Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП), представляющая собой уникальную структуру, характеризующуюся полиформационным магматизмом, спорадически распространенным в ее пределах. В западном секторе, наряду с монзонитоидами и диоритоидами-гранитоидами, широко представлены щелочные вулканогенные породы. В центральной и восточной частях провинции преобладают гипабиссальные тела субщелочных диоритоидов и гранитоидов. Щелочные интрузивные породы здесь встречаются эпизодически, в виде «роёв» даек, серий мелких силлов и штоков. Развитие щелочного вулканоплутонизма и интрузивного щелочного магматизма связывается со вторым этапом мезозойского магматизма Алданского щита [1, 5 и др.]. Значения K/Ar датировок щелочного магматизма, согласно литературным данным, распределены в весьма широком интервале: 168 – 83 млн. лет [1-4 и др.].

До настоящего времени вопросы изотопной периодизации щелочных пород ККЮМП остаются не решенными. Архивные K/Ar датировки показывают нереально большой разброс значений

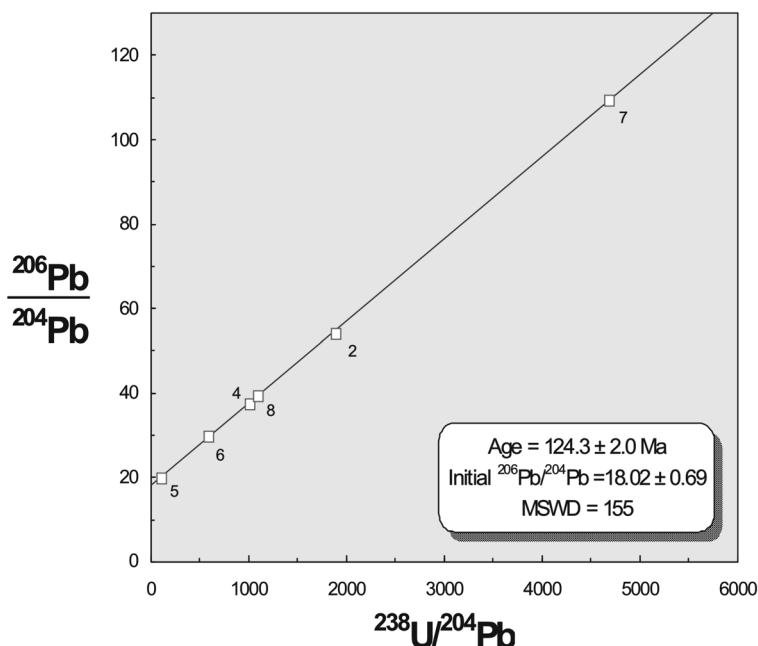


Рис. Результаты U-Pb изохронного датирования по сфенам из магматических пород ККЮМП. Величина фигуративных точек на графике превышает реальные ошибки измерений.

возраста, не всегда соответствующий геологическим взаимоотношениям пород. Для лучшего понимания роли и места щелочного вулканоплутонизма в тектонической и магматической эволюции ККЮМП ныне требуется уточненная периодизация; базирующаяся на современных методах анализа. Первые результаты прецизионной изотопной периодизации субщелочных пород приведены в нашей недавней статье [6]. В настоящей работе представлены новые данные изотопного датирования пород фонотефрит-щелочнотрахитового бокурского и фойдо-щелочно-сиенитового дарьинского комплексов ККЮМП, впервые полученные с помощью усовершенствованного метода K/Ar датирования, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования калишпатов, а также U/Pb датирования по цирконам и изохронного датирования по сфенам. Образцы для исследований отобраны в пределах массивов Улаханского и Усмуно-Дарьинского, в западной и юго-восточной частях ККЮМП.

Для датирования сфенов были проанализированы 8 проб из субщелочных и щелочных пород. Незначительное количество накопившегося ^{207}Pb не позволило использовать построение с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, поэтому для трех щелочных и трех субщелочных пород в совокупности была рассчитана изохрона в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (рис.). Возраст, полученный таким образом, равен 124,3 млн. лет.

Размах новых K/Ar датировок для пород бокурского комплекса попадает в широкий интервал: 172-120 млн лет (табл.) – «средняя юра – ранний мел», по шкале [7], что в общих чертах согласуется с флористическими характеристиками вулканогенно-осадочной толщи из основания разреза Бокурской кальдеры, указывающими на ее юрский возраст [Г.Г. Забелин и др., 1966 г.]. Для дарьинского комплекса K/Ar датировки варьируют в более узком, но, все же, малореальном для становления единого комплекса интервале величин: 132-106 млн. лет: «апт – альб», по шкале [7].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка калишпата из бокурского фонотефрита указывает время его формирования на рубеже «баррем – апт». С этой цифрой согласуется K/Ar, по биотиту, датировка аналогичной породы (табл.). Значение изохронного U/Pb возраста для сфенов из субщелочных и щелочных пород ККЮМП согласуется с данными, полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K/Ar методами для фонотефритов, что подтверждает достоверность полученных датировок.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст калишпата из апонелефинового сиенит-пегматита дарьинского комплекса показывает раннеаптское время его формирования. Эта величина также согласуется с изохронным возрастом сфенов (табл.; рис.). K/Ar определение возраста биотита (111,3 млн. лет) из щелочного меланосиенит-порфира этого же комплекса разнится от прецизионного значения, что связано, вероятно, с частичной потерей аргона в биотите.

Недостаток аналитических данных не позволяет пока квалифицированно судить о точных возрастных взаимоотношениях бокурского и дарьинского комплексов, но в первом приближении можно предполагать близость времени их становления к периоду формирования субщелочных комплексов ККЮМП [6].

Неожиданные результаты дали уран-свинцовые определения возраста цирконов из даек щелочно-салических пород Бокурской кальдеры, прежде относимых к завершающей фазе бо-

Таблица. Возраст щелочных пород ККЮМП по результатам нового изотопного датирования.

№ п/п	Проба, вид анализа, материал	Порода	Калий, % ±σ	⁴⁰ Ar _{рад} , (нг/г), ±σ	К-Аг возраст (млн. лет), ±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, (млн. лет), ±2σ	**Период, эпоха, век
постбокурский комплекс (дайковый)							
1	ПН-177.474-3 SHRIMP-II, циркон	Фонолит (тингуаит)	-	-	-	*86,63±0,73 102,0±2,0	К₂, коньяк
2	ПН-174.506-5 LA ICP MS, циркон-1	Нефелиновый сиенит-порфир	-	-	-	*87,4±2,0	К₂, коньяк
3	ПН-174.506-5, LA ICP MS, циркон-2	То же	-	-	-	1060±230 1781±120 2268±99 2746±120	Pt ₂ , стений Pt ₁ , стазерий Pt ₁ , ричий Ar ₃
4	ПН-177.474, К-Аг, «вал»	Фонолит (тингуаит)	5,77±0,06	51,94±0,16	125±2,5	-	К ₁ , баррем-апт
5	ПН-177.557, К-Аг, «вал»	Щелочной кварцевый сиенит	6,54±0,07	56,50±0,20	120±2,5	-	К ₁ , апт
бокурский комплекс							
6	ПН-145.568, К-Аг, «вал»	Туффизит щелочного трахиандезита	5,57±0,06	53,64±0,17	134±3	-	К ₁ , валанжин
7	ПН-145.588, «вал»	Туффизит фонотефрита- шошонита	3,66±0,04	45,70±0,15	172±3,5	-	J ₂ , аален
8	ПН-134-1522, К-Аг, биотит	Фонотефрит-шошонит	7,11±0,07	61,4±0,90	123±3,7	-	К ₁ , апт
9	ПН-134-1510, Аг-Аг, калишпат	Фонотефрит-шошонит	возраст плато		125,7±1,7	-	К₁, баррем-апт
			возраст интегральный		130,4±1,8		
дарьинский комплекс							
10	ПН-2000-19, К-Аг, «вал»	Мельтейгит-малиньит	4,40±0,05	41,91±0,14	132±3	-	К ₁ , готерив
11	ПН-М62-038, К-Аг, «вал»	Апонефелиновый сиенит- пегматит	3,96±0,04	29,99±0,10	106±2	-	К ₁ , альб
12	ПН-М62-038, Аг-Аг, калишпат	Апонефелиновый сиенит- пегматит	возраст плато		122,0±1,6	-	К₁, апт
			возраст интегральный		121,8±1,6		
13	ПН-045-6220, К-Аг, биотит	Щелочной меласиенит- порфир	7,55±	58,8±1,1	111,3±3,4	-	К ₁ , альб
14	ПН-9260-2, К-Аг, «вал»	Вишневитовый сиенит (шонкинит)	6,35±0,07	58,52±0,18	128±3	-	К ₁ , баррем

Примечание. Уран-свинцовое датирование на ионном микрозонде SHRIMP-II осуществлено по стандартной методике в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Уран-свинцовые датировки методом LA ICP-MS получены в Лаборатории аналитической химии АЦКП ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. «Валовые» К-Аг определения возраста пород выполнены в ИГЕМ РАН, г. Москва. К-Аг датирование мономинеральных проб проведено в Лаборатории стабильных изотопов АЦКП ДВГИ ДВО РАН. Аргон-аргоновые определения сделаны в Лаборатории изотопно-аналитических методов АЦКП ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

* – Значения абсолютного возраста – конкордантные величины датировок. В пробах с полимодальным распределением датировок выделены значения, принятые за возраст породы. Циркон-1: «молодой» циркон, характеризующий возраст породы; циркон-2: древние, реликтовые зерна циркона.

** - Обозначения возрастных интервалов подразделений флоростратиграфической шкалы даны по: [7].

курского комплекса (табл.). Обнаружены в породах как «молодые» цирконы, характеризующие время становления породы (коньякский век), так и реликтовые, порой, значимо более древние (мезо- и палеопротерозойские и, даже, неархейские). Датировки для ксеногенных цирконов согласуются с главными возрастными этапами магматизма в пределах Алданского щита, исключая раннеархейский.

Резюмируя полученные данные, можно заключить следующее.

Наиболее ранние в ККЮМП проявления щелочных пород, достоверно установленные в вулканической фации, характерны для Улаханского массива. Внедрение маломощных силлов и «роёв» даек щелочных пород произошло в пределах Усмуно-Дарьинского магматогенного массива в то же время или с небольшой задержкой. Аналогичные «рои» даек и силлов щелочных пород были образованы северо-западнее и северо-восточнее, в пределах Кондёрского и Юнско-Даньского массивов. Результаты уран-свинцового и аргон-аргонового датирования однозначно свидетельствуют, что бокурский комплекс, понимаемый в прежнем его объеме, является резко полихронным. Дайки щелочно-салических пород, прежде относимых к бокурскому комплексу, внедрились спустя почти 40 млн лет после прекращения масштабной магматической деятельности в пределах ККЮМП. Они являются представителями нового магматического этапа, связанного с финальными для мезозойской ТМА тектоническими движениями на юго-востоке Алданского щита. Присутствие реликтовых цирконов в составе кристаллических фаз щелочно-салических пород свидетельствует об участии вещества древней коры в формировании источников этих пород.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта 12-П-СУ-08-012.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации / Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
2. Кичигин Л.Н. // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С.147-153.
3. Максимов Е.П. // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1972. № 3. С. 33-44.
4. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240. № 3. С. 677-680.
5. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. // Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2001, Т. 1. С. 185-191.
6. Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С. // ДАН, 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.
7. Gradstein F.M., Ogg J.C., Smith A.G. A geological time scale, 2004. / Cambridge: Cambridge Univ. press, 2004. 589 p.

РЕДОКС-УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МАГМАТИТОВ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин В.Ф.¹, Чашин А.А.¹, Нечаюк О.Е.¹, Чашин С.А.¹, Коновалова Н.П.¹, Баранова Л.В.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, vfpolin@mail.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Флюидный режим является одним из главных факторов, определяющих скорость и масштабы плавления горных пород, состав выплавляющихся магм, пути их эволюции, и оказывает значительное влияние на процессы магматического минералообразования. Существенную роль играет как «валовый» состав сосуществующих газов, так и, еще в большей мере, соотношения летучестей окисленных и восстановленных форм газовых компонентов во флюидной фазе расплава, задающих определенный уровень летучести кислорода, который определяет окислительный потенциал магматической системы. Наряду с отмеченными фактами, важность изучения флюидного режима определяется значимой ролью флюидов в переносе таких компонентов, как щелочи, кремнезем, глинозем, тяжелые металлы.

Наибольшее петрогенетическое значение имеют данные о составе исходного, так называемого, «первичного» флюида, который участвовал в процессе формирования конкретной породы.

Определенную, несомненно, интересную информацию поставляют непосредственные определения состава газовой фазы, окклюзированной в минералах-вкрапленниках эффузивных и субинтрузивных пород. В первую очередь, важна её высокотемпературная составляющая, которая, вероятно, более точно, чем низкотемпературная, отражает состав первичного флюида. Достаточно достоверные данные по составу газовой фазы получаются при использовании метода газовой хроматографии флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах.

В настоящем исследовании предпринята попытка реконструкции флюидного режима начальных условий кристаллизации пород полиформационных магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) – тектонотипа зон мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита: тефрифонолит-щелочнотрахитового **бокурского**, тингуаит-нефелинсиенитового **постбокурского**, фойидо-щелочно-сиенитового **дарьинского**, трахиандезит-диорит-гранодиорит-гранитного **учурского** и монцонит-сиенитового **кеткапского**.

Таблица. Состав газовой фазы включений в минералах из пород ККЮМП

№ п/п	Образец	Порода (фаза магматизма комплекса), анализируемый материал	T, °C	Содержание газов, объёмные %						Σ V, см ³ /кг
				H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	
Бокурский комплекс										
1	ПН-134-1526	Кислый щелочной трахит, Fsp	1100	1,31	0,08	4,77	0,02	27,16	66,66	4962,80
2	ПН-135-1544	Щелочной трахит, Fsp	1000	2,75	0,05	8,65	0,02	72,76	15,76	2833,48
3	ПН-134-1510	Щелочной трахит, Fsp	1100	0,33	0,04	0,41	0,01	17,83	81,38	8712,43
4	ПН-134-1512	Фонотефрит, Fsp	1000	0,48	0,0	1,62	0,01	36,33	61,56	7212,095
5	ПН-135-1534	Фонотефрит, «вал»	1100	6,19	0,16	5,06	0,14	1,63	86,82	907,745
6	ПН-134-1522	Фонотефрит, Срх+Fsp+Vi	1000	2,15	0,04	5,64	0,07	12,90	79,20	4707,91
Постбокурский комплекс										
7	ПН-174.506-6	Нефелиновый сиенит - тингуаит, Fsp	800	0	н.а.	12,97	0	35,45	51,58	1206,2
8	ПН-174.506-6	То же	1100	0	н.а.	12,97	0	35,45	51,58	То же
Дарьинский комплекс										
1	ПН-045-6100	Щелочной сиенит, Fsp+Pl	800	92,97	н.а.	0	0	7,03	0	313,2
2	ПН-045-6100	То же	1100	92,97	н.а.	0	0	7,03	0	То же
3	ПН-М62-038	Апонефелиновый сиенит-пегматит, Fsp	800	56,51	н.а.	8,74	4,27	30,48	0	515,3
4	ПН-М62-038	То же	1100	56,51	н.а.	8,74	4,27	30,48	0	То же
5	ПН-9260-2	Сиенит вишневитовый, Fsp	800	46,73	н.а.	13,39	6,55	19,94	13,39	1534,2
6	ПН-9260-2	То же	1100	46,73	н.а.	13,39	6,55	19,94	13,39	То же
Учурский комплекс										
1	ПН-238-8618	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	1100	10,60	0,07	9,32	0,91	1,12	77,97	948,78
2	ПН-238-8618	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	800	29,59	н.а.	7,44	16,69	33,31	12,98	1426,4
3	ПН-238-8618	То же	1100	29,59	н.а.	7,44	16,69	33,31	12,98	То же
4	ПН-239-8572	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	800	40,97	н.а.	18,26	4,46	36,31	0	493,4
5	ПН-239-8572	То же	1100	40,97	н.а.	18,26	4,46	36,31	0	То же
6	ПН-60-8541	Гранодиорит (2), Pl	1100	6,99	0,03	1,68	0,26	0,60	90,43	1567,34
7	ПН-137-1568	Гранодиорит-порфир (2), Pl	1100	0,16	0,01	0,17	0,0	20,58	79,08	18839,8
8	ПН-238-8642	Субщелочной диорит (3), Q+Pl	1100	2,91	0,01	2,0	0,29	0,99	93,79	2349,55
9	ПН-139-1610	Субщелочной кварцевый диорит (3), Q+Pl	1100	1,57	0,18	5,12	0,08	49,21	43,84	2100,04
10	ПН-133-1501-7	Субщелочной кварцевый диорит (1), Pl	800	10,30	н.а.	10,30	2,52	20,48	56,41	1624,1
11	ПН-133-1501-7	То же	1100	10,30	н.а.	10,30	2,52	20,48	56,41	То же
14	ПН-135-1533	Трахиандезит-латит (1), «вал»	1100	2,25	0,09	0,96	0,02	2,85	93,83	3073,40
15	ПН-130-8492	Субщелочной диоритовый порфирит (1), Pl	1100	1,67	0,01	0,75	0,14	0,29	97,14	4913,66
16	ПН-75-8128	Субщелочной диорит (1), Pl	1100	2,29	0,0	1,25	0,14	1,50	94,83	4196,22
17	ПН-157-1711	Субщелочной диорит(1), Pl	1100	4,71	0,09	3,145	0,134	2,60	89,31	983,38
18	ПН-174-8199	Габбро уралитовое (3), Pl	1100	3,67	0,01	1,34	0,16	0,56	94,26	3678,63
Кеткапский комплекс										
1	ПН-138-16076	Граносиенит, Fsp+Pl	1100	3,36	0,28	1,92	0,10	10,44	83,89	603,174
2	ПН-135-1537	Граносиенита, Fsp+Q	1100	0,43	0,05	3,37	0,01	62,10	34,04	2754,33
3	ПН-131.598Д	Кварцевый диорит-монцодиорит, Fsp+Pl	800	57,88	н.а.	15,76	10,59	15,76	0	425,3
4	ПН-131.598Д	То же	1100	57,88	н.а.	15,76	10,59	15,76	0	То же
5	ПН-134-1528	Кварцевый диорит – монцодиорит, Fsp	1100	2,58	0,07	1,87	0,02	1,55	93,91	1435,92
6	ПН-135-1549	Сиенит – кварцевый монцонит, Pl	1100	2,98	0,01	1,08	0,04	1,50	94,39	1556,66
7	ПН-160-1741а	Сиенит – кварцевый монцонит, Fsp+Pl	1100	4,79	0,11	3,62	0,02	3,43	88,03	580,136
8	ПН-137-1575	Сиенит – кварцевый монцонит, Срх+ Fsp+Vi	1000	3,35	0,10	2,42	0,15	0,36	93,62	1458,02
9	ПН-137-1580	Монцонит (минетте), Pl	1100	0,72	0,0	0,15	0,01	0,57	98,55	7272,59
10	ПН-146-1675	Монцонит, Pl	1100	0,82	0,01	0,26	0,0	6,51	92,40	1748,99
11	ПН-111.594-2	Монцонит, Fsp+Pl	800	42,89	н.а.	23,78	9,55	23,78	0	471,5
12	ПН-111.594-2	То же	1100	42,89	н.а.	23,78	9,55	23,78	0	То же

Щелочные комплексы профилированы на редкоземельное, субщелочные – на золотое оруденение. Основой для оценки флюидного режима кристаллизации расплавов послужили материалы хроматографического анализа газовой фазы включений в лейкократовых минералах-вкрапленниках. По данным распределения газовой составляющей (табл.) включений в них были рассчитаны, с помощью программы «Селектор-С», фугитивности кислорода при формировании пород (рис. 1), с целью выявления характерных отличий между флюидными режимами магматогенно-рудных систем разной специализации.

Установлено, что преобладающие компоненты газовой фазы включений в большинстве проанализированных минералов – вода и водород. Для многих из них характерна высокая доля окисленных флюидов, в основном, за счет воды. Не исключено, что высокая «водонасыщенность» этих газовых смесей обусловлена окислением водорода «первичного» флюида в близповерхностных условиях.

Постбокурский комплекс. В газовой смеси преобладает вода; на втором месте находится CO_2 , на третьем – CO (табл.). Характерны восстановительные условия кристаллизации, с величиной $f\text{O}_2$, на порядок меньшей, чем для буфера QMF (рис. 1, А).

Бокурский комплекс. Породам комплекса присуща наиболее высокая газонасыщенность, при преобладании воды (табл.). Вторая по объему составляющая представлена CO_2 либо водородом и CO . Подчиненное положение в газовой смеси занимает метан. Из результатов компьютерного моделирования следует, что для большинства бокурских фонотефритов характерны восстановительные условия начала кристаллизации, соответствующие буферу «MW» (рис. 1, А). Близки к ним по редокс-состоянию условия кристаллизации кислого щелочного трахита. Менее восстановительные условия характерны для начала кристаллизации одной пробы фонотефрита и щелочного трахита (буфер «QMF»).

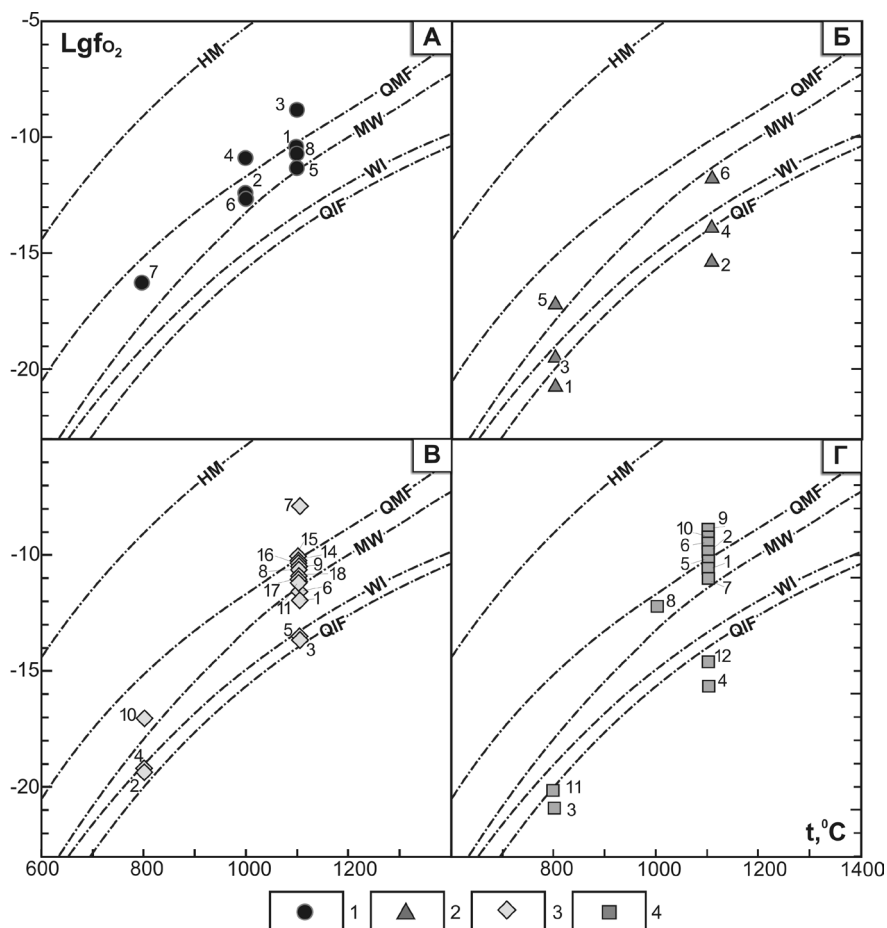


Рис. 1. Диаграмма $\text{lg}f\text{O}_2 - T$, отображающая особенности флюидного режима начальных этапов кристаллизации пород полиформационных комплексов Кет'капско-Юнской магматической провинции Алдана: А – бокурского; Б – дар'инского; В – учурского; Г - кет'капского. 1-4 – Фигуративные точки пород комплексов: 1- бокурского и постбокурского; 2 – дар'инского; 3 – учурского; 4 – кет'капского. Цифры у точек соответствуют порядковым номерам проб из табл., для каждого комплекса отдельным.

Дарьинский комплекс. Преобладающий компонент газовой смеси включений в полевых шпатах щелочных и фельдшпатоидных сиенитов – водород (табл.). Вторая по объему составляющая представлена CO_2 , третья и четвертая, соответственно, CO и CH_4 . Вода присутствует лишь в одной пробе из трёх. Расчетные оценки летучести кислорода соответствуют значениям, которые на несколько порядков ниже таковых для буферного равновесия «QMF» (рис. 1, Б), т.е., отвечают ультравосстановительным условиям кристаллизации.

Учурский комплекс. Величина газонасыщенности пород – умеренная (табл.), при этом выделяются две контрастные по составу и задаваемому ими редокс-потенциалу группы газовых смесей: весьма восстановленные и умеренно-значительно восстановленные. В единичном случае наблюдаются условия умеренного окисления. Восстановленные газовые фазы либо вовсе не содержат воды, либо она присутствует в подчинении. В умеренно-восстановленных смесях вода принадлежит к значимым или преобладающим компонентам. В первой группе лидирующее положение занимают водород и углекислота, метан и оксид углерода присутствуют в подчиненных, но, все же, значимых количествах. В относительно окисленных газах второе по распространенности место занимают CO_2 и H_2 , в сопоставимых объемах порой наблюдается и CO . Метан имеет ограниченное распространение.

Максимально восстановительные условия характерны для начальных условий кристаллизации субщелочных гранодиорит-гранитов заключительной фазы становления комплекса. Несколько меньшую восстановленность задает флюид в начале кристаллизации диоритов первой фазы; на третьем месте – условия начала кристаллизации большой группы пород первой, второй и третьей фаз комплекса, отвечающие полю между буферами «QMF» и «MW». Лишь единичный состав газовой смеси попадает в окислительные условия. Для промышленно-золотоносных пород третьей фазы значения $f\text{O}_2$ при кристаллизации порфиридных вкрапленников свидетельствуют об умеренно-восстановительных условиях (рис. 1, В).

Кеткапский комплекс. Как и в учурском комплексе, здесь наблюдаются две контрастные по составу и задаваемым ими редокс-условиям группы газовых смесей: с весьма низкой фугитивностью кислорода и с умеренными по величине показателями $f\text{O}_2$. Восстановленные газовые смеси не содержат воды, характеризуются большой долей водорода, относительно высокой ролью CO_2 и CO , и заметной – метана (табл.). В умеренно-восстановленных и слабо-окисленных смесях преобладает вода, в меньшей мере, содержатся CO_2 , CO и H_2 .

Выводы. Начало кристаллизации пород исследованных комплексов осуществлялось в восстановительной либо высоковосстановительной обстановке. Роль буфера, задающего определенный редокс-потенциал, в изученных магматических системах играли, по-видимому, флюиды. Как показано нами ранее, именно постоянным притоком флюидов, буферирующих окислительные реакции, объясняются выдержанные по восстановленности режимы олово-сереброносного, бериллиеносного и золото-сереброносного типов магматизма. Золотоносный магматизм, как правило, отличается меньшей степенью восстановленности флюидов и содержащих их расплавов. Полученные для учурского, промышленно-золотоносного, и кеткапского, умеренно золотоносного, комплексов данные удовлетворительно согласуются с этими закономерностями.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта 12-П-СУ-08-012.

ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МИГМАТИТОВ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Полянский О.П.¹, Сухоруков В.П.^{1,2}, Ревердатто В.В.¹, Бабичев А.В.¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, pol@igm.nsc.ru

²Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск, svp@igm.nsc.ru

Разработана термально-тектоническая модель развития Целского ультраметаморфического комплекса, которая основана на оценках РТ-параметров метаморфизма, термо-хронологических изотопных данных и численного моделирования. Целский метаморфический комплекс (Целский «террейн») представляет собой ограниченный разломами, узкий пояс (80×40 км) метаморфизованных пород орогенного клина в структуре западного сектора Монгольского Алтая. Оценки температур и давлений метаморфизма пород из двух зон (ставролит-кианитовых сланцев и мигматитов) метаморфического комплекса Бодончин (западный блок Целского террейна) соответствуют палеогеотермам со средними температурными градиентами $\approx 25,5$ и $27,2$ °С/км. Представляется, что на стадии коллизии и аккреции блоков в утолщенной континентальной коре происходит «обогащение» радиоактивными тепловыми источниками за счет наращивания гранитного слоя коры. В килевой зоне утолщенной коры обогащенные метапелиты являются тепловым источником для метаморфизма и частичного плавления. Формируется область гранитообразования и мигматизации, которая деформируется под действием плотностной неустойчивости в слое нижней коры. Последующие тектонические движения надвиго-сдвигового типа выводят гранитоиды к поверхности вдоль пластически ослабленных линеаментов. Модель может быть широко применима к другим коллизионным системам. В рамках предложенной О. Вандерхейгом концепции эволюции орогенных поясов, выделяются три сценария: формирование орогенного клина, развитие континентального плато, гравитационный коллапс (развал) орогена [1]. Наша модель развития Целского метаморфического пояса как аккреционного клина, образовавшегося на границе конвергентных плит, соответствует первому из названных сценариев. Основные результаты заключаются в следующем.

1) Совокупность данных Ar-Ar и Sm-Nd датирования метаморфических пород и U-Pb датирования цирконов из гранитоидов указывают на то, что в позднепалеозойское время (260-280 млн. лет) имела место масштабная активация Иртыш-Булганской сдвиговой зоны, сопровождавшаяся проявлениями метаморфизма, мигматито- и гранитообразования. Пермский этап метаморфизма, достоверно установлен в Иртышской зоне смятия [2], Китайском секторе Алтая [3]. По нашим данным, этот возрастной этап фиксируется и для Целского террейна, палеозойской придуговой системы, развитие которой фиксируется до пермского – ранне-триасового времени по данным [4].

2) Механизм переноса масс мигматитов и гранито-гнейсов к поверхности был изучен с помощью численного термо-механического моделирования. Тепловыми источниками, вызывающими частичное плавление, мигматизацию в нижней коре и региональный метаморфизм, могут являться локализованные массы гранитоидов утолщенной коры. Как показывает термическая модель, в килевой зоне коры Целского блока, сформированной при коллизионно-надвиговых процессах, достигаются температуры плавления гранитной системы до ~ 800 °С. Даже при «консервативной» оценке средней толщины коры орогена Монгольского Алтая ~ 50 км, в модели достигаются температуры солидуса пелитов с участием H₂O. При толщине коры 65 км, установленной по данным [5] о распределении гравитационных аномалий, тепловой эффект от концентрации радиогенных теплогенерирующих источников и масштабы плавления будут еще большими. Показано, что объемы частично-расплавленных пород формировали на глубине основания надвига диапироподобные тела гранитоидов, которые незначительно перемещались в пределах зоны частичного плавления. Они могли быть подняты к поверхности уже в закристаллизованном состоянии в процессе более поздних, пермо-триасовых надвигов, фиксируемых на всем протяжении Иртышско-Булганского линеамента.

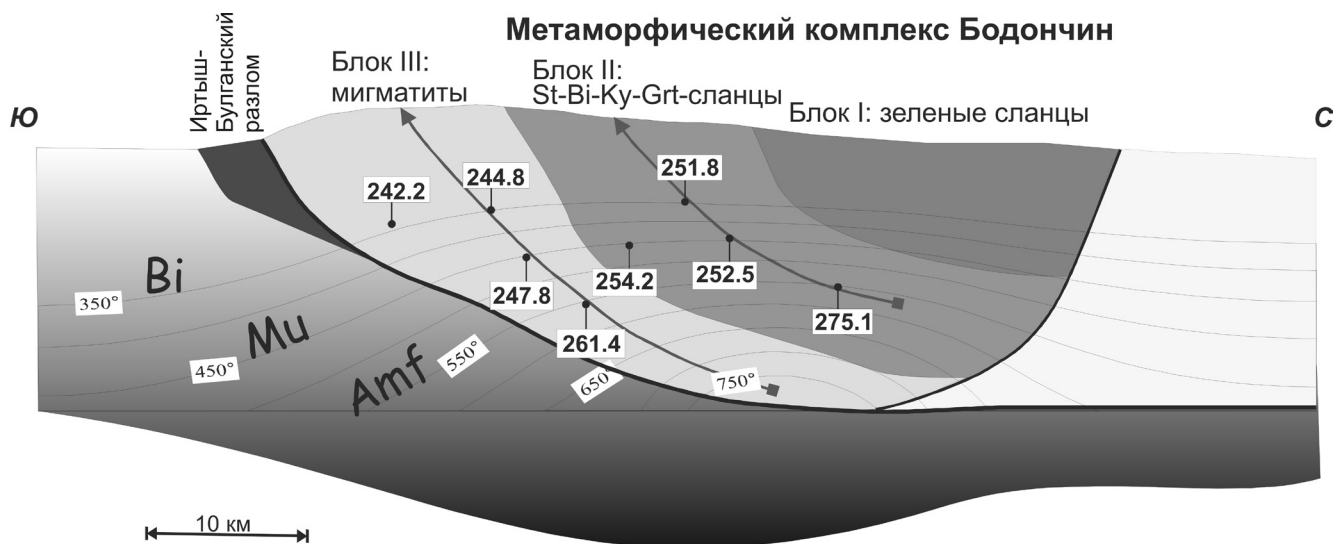


Рис. Термохронологическая схема, поясняющая способ оценки скорости подъема, при котором происходит остывание блока за счет выведения пород к поверхности. Штриховые линии – изотермы, соответствующие температурам «закрытия» калий-аргоновой системы для амфибола (550 °С), мусковита (450 °С) и биотита (350 °С), сплошные линии со стрелками – предполагаемые траектории подъема пород к поверхности в анализируемых точках. На пересечениях линий-траекторий подъема с изотермами приведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста, определенные по разным минералам. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре “Noble Gas 5400” (г. Новосибирск), точность определений – около 2,5 млн. лет. Черными стрелками показана предполагаемая коллизия и обдукция Бодончинского блока. Серым тоном показаны кристаллические сланцы и мигматиты Бодончинского комплекса, соответственно; погруженная плита – герциниды Южно-Монгольского пояса.

3) На основе изотопного датирования цирконов и метаморфических минералов (амфибола, мусковита, биотита) построена термохронологическая модель регрессивной стадии эволюции полиметаморфического комплекса. Сделаны оценки скорости подъема метаморфических пород к поверхности в результате надвиговых движений в зоне Булганского разлома, которые составляли 0,3–1 мм/год. Механизм остывания мигматитов и ставролит-кианитовых сланцев Бодончинского метаморфического комплекса за счет выведения пород к поверхности показан на рисунке. Приведена схема, поясняющая способ оценки скорости подъема. Пересечения линий-траекторий подъема с изотермами соответствуют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастам. Стрелками показана предполагаемая коллизия с герцинидами Южно-Монгольского пояса и обдукция Бодончинского комплекса.

Таким образом, на основании имеющихся данных [3; 6-7] и результатах настоящей работы можно выделить средне-, позднепермские и раннетриасовые события вдоль Восточноказахстанского-, Китайского Алтая и Гоби-Алтайского складчатого пояса в качестве единого деформационно-метаморфического этапа. Смещение возрастов от средней перми (Иртышская зона смятия) до поздней перми (Целский террейн) и раннего-среднего триаса (Южно-Гобийский метаморфический пояс) позволяют говорить о смещении зоны активизации деформаций в указанной последовательности.

Работа поддержана грантом РФФИ №14-05-00188.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vanderhaeghe O. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-melted rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts// Tectonophysics, 2009, v. 477, p. 119-134.
2. Zheng Ch.Q., Kato T., Enami M., Xu U. CHIME monazite ages of metasediments from Altai orogen in northwestern Cina: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance // Island Arc. 2007. V. 16. P. 598–604.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. т. 49(№ 7). С.621-636.

4. Jiang Y., Sun M., Kröner A., Tumurkhuu D., Long X., Zhao G., Yuan Ch., Xiao W. The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: An Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // *Lithos*, 2012, v. 142-143. P. 95–115.

5. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск, Наука, Сиб. отд., 1982, 94 с.

6. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид юго-западной Монголии: геодинамические следствия // *Петрология*, 2007, т. 15, №2, с.133-159.

7. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термоморфологических данных и P-T параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52, №9, с. 1256-1275.

РОЛЬ ФЛЮИДОВ И РАСПЛАВОВ ИЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ В ОКИСЛЕНИИ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОСТРОВДУЖНЫХ МАГМ

Портнягин М.В.^{1,2}, Мионов Н.Л.¹, Шишкина Т.А.¹

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
г. Москва, mportnyagin@geokhi.ru*

² *Центр исследования океана им. Гельмгольца, ГЕОМАР, г. Киль, ФРГ*

Окислительно-восстановительный режим, обычно описываемый величиной летучести кислорода (fO_2), – один из важнейших факторов эволюции Земли, определяющий состав мантийных магм, направление их дифференциации, а также поведение многих химических элементов, в том числе рудных халькофильных (например, Cu, Ag, Au) и сидерофильных элементов (PGE) в магматических процессах [1].

Окисленное состояние островодужных магм и их источников по сравнению с океаническими магмами долгое время считалось надежно установленным фактом (например, [2]). Однако, в последние 10 лет вокруг этой парадигмы возникла широкая дискуссия. Часть исследователей, основываясь на систематике микроэлементов (Sc, V, Zn, Cu) и изотопов Fe [3-4], предположили, что летучесть кислорода при образовании островодужных магм близка к базальтам срединно-океанических рифтов (MORB, QFM+1...-1). Эти данные также поставили под сомнение исходную обогащенность островодужных магм рудными халькофильными элементами, например медью [4]. Другие авторы находят дополнительные свидетельства в пользу более окисленного состояния исходных островодужных магм (например, [5]). Эта дискуссия остается открытой в настоящее время.

В этой работе была поставлена задача получения новых независимых оценок fO_2 для первичных островодужных магм и анализ возможной корреляции fO_2 с содержанием летучих и микроэлементов в магмах, которые являются индикаторными для идентификации состава и условий образования различных субдукционных компонентов. Для выполнения этой задачи были исследованы стекловатые закаленные в природе или экспериментально гомогенизированные расплавленные включения в высокомагнезиальном оливине ($Fo > 88$ мол.%) для представительной коллекции островодужных пород различных геохимических типов. Стекла расплавленных включений и вмещающий оливин были проанализированы на содержание главных, летучих и микроэлементов методами EMP, SIMS и LA-ICP-MS. Летучесть кислорода оценивалась по распределению вандия между оливином и расплавом (D_V) [6], а также по составу сосуществующих оливина и хромистой шпинели [2].

В работе были изучены образцы высоко-кальциевых бонинитов и примитивных толеитов массива Троодос (о. Кипр), магнезиальных базальтов Камчатки (вулканы Авачинский, Толбачик и Ключевской), а также магнезиальных андезитов Западных Алеут (подводный вулкан Пийпа), и щелочных базальтов северной части Центрально-Камчатской депрессии (вулкан Начикинский), проявленных в обстановке «скольжения» литосферных плит и разрыва Тихоокеанской плиты под Камчаткой.

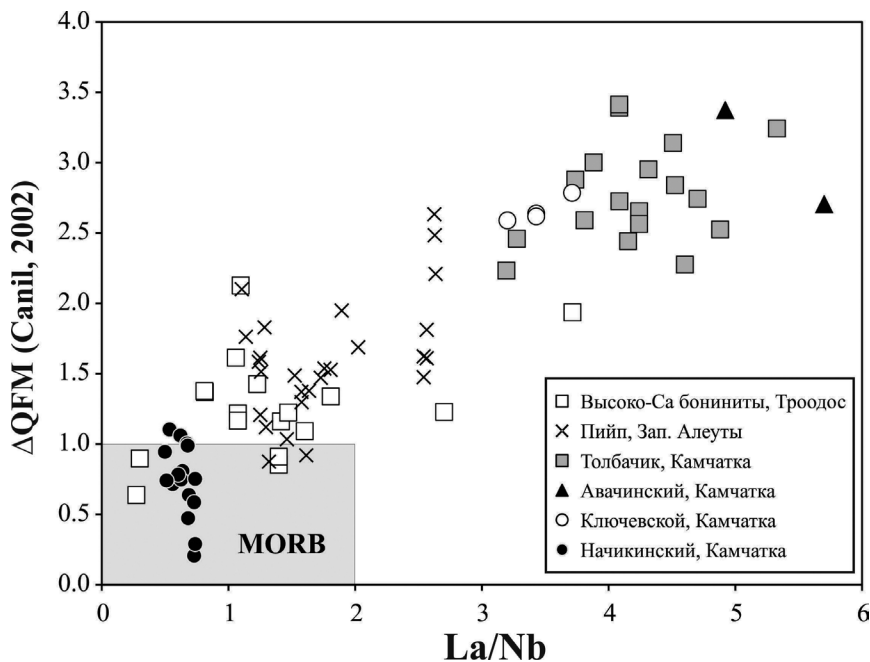


Рис. Корреляция отношения La/Nb в примитивных островодужных расплавах и летучести кислорода, оцененной на основе D_V между оливином и расплавом по модели [6].

Полученные результаты показаны на рисунке. Коэффициент распределения ванадия для изученных расплавных включений варьирует от 0,008 до 0,035, что отражает различное валентное состояние этого элемента в исходных магмах и соответственно значительные вариации fO_2 . Оценки летучести кислорода, сделанные на основе D_V по модели [6], варьируют от QFM до QFM+3. Наиболее низкие оценки fO_2 (~QFM...QFM+1,5) близкие к MORB получены для бонинитов Троодоса и щелочных базальтов Камчатки. Магнезиальные андезиты вулкана Пийпа характеризуются умеренно-окисленными условиями (QFM+1...+2,5). Наиболее окисленные условия характерны для магнезиальных известково-щелочных базальтов Камчатки (QFM+2...+3,5). Оценки fO_2 , сделанные по модели [6] на основе D_V и по модели [2] по составам сосуществующих шпинели и оливина, находятся в близком соответствии. Однако, модель [6] предсказывает несколько более окисленные условия и возможно нуждается в дополнительной экспериментальной калибровке в области $fO_2 > QFM+1$.

Сильные корреляции установлены между D_V (отрицательные) и расчетной fO_2 (положительные) с одной стороны и отношениями La/Nb , La/Yb , а также абсолютными содержаниями LREE, S и Cl в расплавных включениях. Менее значимые корреляции установлены для H_2O , Th, U, K, Ba. Корреляция fO_2 с отношениями Ba/La , U/Th и содержаниями наиболее подвижных в субдукционных флюидах элементами (например, B, As и Sb) отсутствует.

Согласно экспериментальным данным [7] растворимость LREE в малоплотных и низкотемпературных (< 750 °C при $P > 2$ GPa) водных флюидах мала ($D_{fluid-solid} < 1$). Поэтому содержания LREE и отношение La/Nb в островодужных магмах контролируются главным образом степенью метасоматоза мантийного клина надкритическими флюидами и/или расплавами – продуктами частичного плавления субдуцированной плиты в присутствии H_2O и относительно высоких температурах (800-1000 °C) [7]. Учитывая эти данные, положительная корреляция fO_2 с La/Nb (рис.) указывает на то, что именно надкритические флюиды или расплавы из субдуцирующей плиты богатые LREE и Cl являются главными агентами окисления источника островодужных магм [1], вероятно, в результате привноса Fe^{3+} и S^{6+} в мантийный клин [5]. Низкие значения fO_2 полученные для бонинитов Троодоса свидетельствуют о том, что обогащенный компонент этих магм является преимущественно водным низко-температурным флюидом неспособным к значительному окислению мантии. Восстановленный режим образования щелочных магм в северной части Центрально-Камчатской Депрессии указывает на отсутствие вклада субдукционных компонен-

тов в источник этих магм и их образование в результате декомпрессионного плавления в субдукционном «окне» под северной Камчаткой.

Таким образом, новые данные изучения расплавных включений в оливине указывают на вариации fO_2 в родоначальных островодужных магмах от QFM до QFM+3, что обусловлено различной степенью метасоматоза мантийных источников надкритическими флюидами или расплавами из субдуцирующей плиты.

Данная работа проводится при поддержке Российского Научного Фонда (проект № 04-17-00582). Результаты изучения вулкана Толбачик получены в рамках проекта РФФИ № 12-05-01131-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mungall, J. E., 2002, Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits: *Geology*, v. 30, no. 10, p. 915-918.
2. Ballhaus, C., Berry, R. F., and Green, D. H., 1990, Oxygen Fugacity Controls in the Earth's Upper Mantle: *Nature*, v. 348, no. 6300, p. 437-440.
3. Lee, C.-T. A., Leeman, W. P., Canil, D., and Li, Z.-X. A., 2005, Similar V/Sc Systematics in MORB and Arc Basalts: Implications for the Oxygen Fugacities of their Mantle Source Regions: *J. Petrology*, v. 46, no. 11, p. 2313-2336.
4. Lee, C.-T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q.-z., and Jin, D., 2012, Copper Systematics in Arc Magmas and Implications for Crust-Mantle Differentiation: *Science*, v. 336, no. 6077, p. 64-68.
5. Kelley, K. A., and Cottrell, E., 2009, Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas: *Science*, v. 325, no. 5940, p. 605-607.
6. Canil, D., 2002, Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 195, p. 75-90.
7. Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., and Pettke, T., 2005, Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth: *Nature*, v. 437, no. 29 September 2005, p. 724-727.

НР-УНР АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РИФТОВОЙ И КОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИЙ ФОРМИРОВАНИЯ УРАЛА

Русин А.И.¹, Вализер П.М.², Русин И.А.¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, rusin@igg.uran.ru

²Ильменский государственный заповедник УрО РАН, г. Муасс, ludamiass@rambler.ru

Все многообразие форм проявления высокобарического метаморфизма в орогенных поясах принято связывать с субдукцией литосферных блоков в мантийные глубины. Такие представления возникли на основе минералого-петрологических данных об условиях кристаллизации НР-УНР ассоциаций пород, постулирования только литостатической природы давлений и палеореконокструкций в соответствии с базовыми положениями тектоники плит [7]. При таком подходе обоснования причин и возможностей погружения легких силикатических блоков в более плотную мантию не требовалось, и абсолютные глубины определялись только на основе термобарометрии. Значительно больше внимания было уделено разработке возможных механизмов быстрой эксгумации глубинных блоков, при которых бы обеспечивалась сохранность глубинных парагенезисов. Однако отсутствие объективных данных о фактических глубинах погружения литосферных блоков приводило к появлению лишь качественных моделей, обоснованность которых ограничивалась лишь общими соображениями. Наш опыт исследования Урала и других фанерозойских поясов дает основания утверждать, что формирование НР-УНР ассоциаций пород в коллизионных орогенах возможно на разных стадиях их формирования [1, 4, 6 и др.].

Урал является типичным эпиокеаническим коллизионным орогеном, формирование которого не завершилось коллизией типа континент – континент, что обусловило хорошую сохранность структурно-вещественных комплексов всех стадий полного геодинамического цикла. Закрытие Уральского палеоокеана произошло при коллизии силуро-девонской островодужной системы с утоненной окраиной В.-Европейского континента и привело к возникновению общеуральского

высокобарического пояса, протягивающегося к западу от Главной сутуры от Южного до Полярного Урала. Этот пояс маркируется линейными зонами голубых сланцев, связанными с надвигами в сиалической коре палеоконтинентальной окраины и различными типами эклогитовых комплексов.

Голубосланцевый метаморфизм проявлялся только в тех надвиговых структурах, которые имели глубинные корни, сообщающиеся с литостатической зоной островодужной земной коры [1], из которой только и могли поступать высокотемпературные и высоконапорные флюиды, способные обеспечить геохимическую специфику этого метаморфизма. Строение голубосланцевых зон свидетельствует о том, что их развитие было связано не только с интенсивными деформациями в локальных структурах, но и высокими скоростями метаморфических реакций в условиях быстро изменяющихся термодинамических параметров. Отсутствие в таких зонах ассоциации жадеита с кварцем, редкая встречаемость глаукофана и барруазита и преобладание кросситов, рибекитов, винчитов и актинолитов характеризует их специфику. Другой важной особенностью являются реакционные и незакономерные соотношения Na, Na-Ca и Ca амфиболов, часто наблюдаемые в пределах одного шлифа и указывающие на контрастные изменения давления в ограниченных объемах, что можно объяснить пульсационным поступлением в систему высокобарического флюида. Голубосланцевые зоны находятся на различном, иногда значительном (до 30 км) удалении от главной сутуры, не связаны с офиолитами, а в отдельных случаях (плато Кваркуш) накладываются на толщи, испытавшие континентальный рифтовый (536 млн. лет) низкобарический зональный метаморфизм.

Важной особенностью высокобарического пояса Урала является присутствие в нем эклогитсодержащих блоков (комплексов), которые традиционно подразделяются на эклогит-глаукофансланцевые и эклогит-сланцево-гнейсовые [4]. Характеристике этих комплексов посвящено большое количество публикаций в отечественных и зарубежных изданиях. Омфацит-гранатовые эклогиты в таких комплексах всегда парагенетически равновесны с вмещающими их породами и характеризуются относительно низкими температурами (550-650 °С и давлениями от 13-14 до 20-25 кбар [4]. Формирование их, как и голубосланцевых зон, связывается с коллизионными событиями. Многочисленные изотопные данные (Ar-Ar, Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr) позволили с большой степенью надежности обосновать возраст эклогитового метаморфизма на Южном (максютовский комплекс – 375±2 млн. лет) и Полярном Урале (марункеуский комплекс – 354 ±1,4 млн. лет), что согласуется с представлениями о косо коллизии. Особое значение в петрологической интерпретации возрастных данных имело использование высокоточных Rb-Sr минеральных изохрон на базе фенгитов. Они определяют историю взаимодействия флюид – порода во время как позднепрогранных, так и ранних ретроградных метаморфических стадий. Возрасты, полученные на их основе являются скорее гидрохронологическими, нежели термохронологическими, и не обязательно должны соответствовать пиковым условиям метаморфизма на P-T-t траекториях, так как фиксируют, в первую очередь, время появления (активности) свободного водного флюида, а не погружения в определенное P-T-пространство. Изотопная летопись обычно сохраняется, если породы лишены свободных флюидов. Магматические протолиты в марункеуском комплексе, избежавшие фильтрации флюида, локально сохранились на протяжении всей метаморфической истории. Их Rb-Sr возраст (467 млн. лет) отражает время магматической кристаллизации, несмотря на более поздние метаморфические температуры – до 690 °С. Очень высокую устойчивость в условиях метаморфизма эклогитовой фации обнаруживают U-Pb и Sm-Nd системы, унаследующие изотопное распределение от протолита [4].

Жильные ассоциации и гидроксилсодержащие минералы, присутствующие во всех эклогитовых комплексах высокобарического пояса, важны для расшифровки метаморфических реакций, так как они являются прямыми свидетелями присутствия свободного флюида. В жилах и их непосредственной боковой породе можно получить информацию о P-T-условиях и точный возраст

кристаллизации. Наличие свободного флюида при эклогитовой кристаллизации делает неизбежным проявление «автоклавного эффекта», вклад которого в повышении давления над литостатическим оценить достаточно сложно. В этом же аспекте заслуживают внимания и некоторые минералогические особенности эклогитовых комплексов (симплектиты, метамагматические структуры, резкая контрастная зональность гранатов), которые в настоящее время интерпретируются как свидетельства высоких скоростей эксгумации, но в то же время могут служить и косвенным указанием на принципиальную возможность чрезвычайно высоких скоростей протекания метаморфических реакций.

В последние годы нами получены новые данные о строении и метаморфизме максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса [3]. В его составе выделена самостоятельная мафит-ультрамафитовая единица, сложенная антигоритовыми серпентинитами, гранатклинопироксеновыми и лавсонитсодержащими породами. В этой единице изучена высокобарическая биметасоматическая зональность. Время ее формирования, по данным U-Pb возраста цирконов оценивается значениями 824-470 млн. лет, что позволяет связывать высокобарический метаморфизм мафит-ультрамафитовой ассоциации с глубинной зоной континентального рифта. Вероятно, ту же природу имеют и УНР ультрамафиты, ассоциированные с жадеит-гроссуляровыми эклогитами [2]. Эта УНР ассоциация слагает чужеродные блоки в метатерригенной эклогитсодержащей единице максютовского комплекса. В ультрамафитах и жадеит-гроссуляровых эклогитах содержатся реликтовые цирконы протерозойского возраста и венд-кембрийские цирконы с осцилляторной зональностью.

К континентальным рифтовым образованиям нами относятся высокобарические лерцолитовые массивы Южного Урала, ассоциированные с гранатовыми пироксенитами и вебстеритами [6]. Они слагают один из крупнейших в мире аллохтонов (Крака) и несколько массивов (Миндяк, Нурали и др.), залегающих в серпентинитовом меланже Главного Уральского надвига. Эти массивы обладают чертами сходства с высокобарическими лерцолитами западного Средиземноморья. Время формирования главных породных ассоциаций высокобарических лерцолитов Южного Урала оценивается значениями 590-550 млн. лет. Это образования глубинной зоны Уральского палеорифта, выведенные в кору при литосферном растяжении до образования океанического бассейна. В массиве Узянский Крака отчетливо проявлена стратификация, возникшая при расслоении лерцолитов на комплементарные серии дунитов и гранатовых пироксенитов.

Обнаружение и детальное исследование фрагментов щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной в зоне постколлизии Ильмено-Вишневогорского сдвига, привело к установлению реликтового критического парагенезиса Gross + Ca-Px + Ky (корунд) [5]. Сходство химизма пород и минерального состава минералов с глубинными геспидитовыми ксенолитами кимберлитовых трубок, а также результаты экспериментальных исследований ассоциаций субсолидуса, образующихся за счет гроспидитов, позволили сделать вывод об очень глубинном (27-36 кбар) уровне генерации исходных расплавов щелочно-ультраосновной ассоциации. U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов (660, 540 млн. лет) указывает на вероятную связь формирования этой ассоциации с позднекембрийской активизацией рифтогенных процессов, обусловленных функционированием глубинных мантийных плюмов.

Представляется несомненным, что в Уральском орогене присутствуют НР-УНР ассоциации пород, сформированные не только в связи с коллизионными событиями, но и на стадии континентального рифтогенеза. Последние представлены мантийными мафит-ультрамафитовыми блоками различных типов, эксгумированными при литосферном растяжении и испытывавшими регрессивные метаморфические преобразования при декомпрессионном подъеме. В отличие от коллизионных эклогитовых комплексов они неравновесны с вмещающими комплексами пород, обладают спецификой минерального состава (парагенезисы Fe-Ca гранатов с Ca пироксенами и др.), а пиковые условия их образования достигают экстремальных P-T-параметров (до 30-40 кбар

и 1000 °С). Мы полагаем, что подобные ассоциации, не связанные с континентальной субдукцией, являются обязательным элементом эпиконтинентальных коллизионных орогенов фанерозоя.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН № 12-И 5-2035 и Проекта № 12-С-5-1011, выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. №1. С.6-19.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 4. С. 510-513.
3. Вализер П. М., Русин А. И., Краснобаев А. А., Лиханов И.И. Гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика. 2013 Т. 54. № 11. С. 1754-1772.
4. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.
5. Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А. и др. Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород Ильменогорского комплекса (Ю.Урал) // Литосфера. 2012. № 1. С. 91-109.
6. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 108-112.
7. Schreyer W. Ultradeep metamorphic rocks: The retrospective viewpoint // J. Geophys. Research. Vol. 100. No B5. 1995. P.8353-8366.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В МАГНИТОГОРСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Салихов Д.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, magm@ufaras.ru

На границе нижнего и верхнего турне Магнитогорская островная дуга столкнулась с Восточно-Европейским континентом, плавно перейдя в позднем визе – серпуховское время в жесткую коллизию Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. В итоге девонская островная дуга надвинулась на край Восточно-Европейского континента, сформировав две зоны – Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ).

Наиболее полно коллизионный магматизм проявился в ВМЗ в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена. В эпоху мягкой коллизии вулканическая деятельность началась в першинское время в северном замыкании грабена. В дальнейшем вулканизм распространялся на всю территорию. В вулканогенных разрезах отмечается ритмичное переслаивание основных и кислых фаций с уровня кизеловского века и выше. В раздвиговых зонах грабена базальты субщелочного состава имеют повышенную щелочность (до 7 %), оксид титана (до 3 %), двуокись фосфора (до 0,8 %), оксид магния (8-9 % до 11,9 %), сумму оксида железа (8-9,7 до 12,9 %) и низкую глиноземистость ($al'=0,76-0,96$). Базальты вулканов центрального типа, в основном, известково-щелочные, с повышенным оксидом титана (1,1-2,0 %). Они содержат меньше оксида магния (4-7 %), суммы железа (6,05-9,7 %), высокую глиноземистость ($al'=1-2$ и $<$). Всем базальтам свойственно повышенное содержание высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Hf) и аномальные минимумы Cs и Sc.

Мантийно-коровая природа магматического процесса мягкой коллизии в ВМЗ повторяется и в последующей жесткой коллизии конца верхнего визе – серпухова, но уже в интрузивных и дайковых фациях габбро-гранитной ассоциации. Габброиды, слагая габбро-гранитные массивы, представлены двумя типами. Один из них (богдановский тип), отвечающий недифференцированным габбродолеритам, соответствует по химическому составу субщелочным базитам. Другой тип (куйбасовский) сложен дифференцированными габброидами от меланократовых до лейкократовых фаций и отвечает известково-щелочной серии. Отличаясь от недифференцированных габброидов пониженной ролью оксида титана эти габброиды сопровождаются титаномагнетитами рудами (Куйбасовское месторождение).

Гранитоиды габбро-гранитных массивов имеют широкий спектр геохимических разновидностей. Выделяются натриевые граниты – плагиограниты и тоналиты (узянский тип), калий-

натриевые граниты нормальной щелочности (алексеевский тип), субщелочные калий-натриевые гранитоиды – граниты, граносиениты и сиениты (московский тип), субщелочные гранитоиды с равными количествами оксида натрия и калия (разборненский тип), умеренно-щелочные гранитоиды и граносиениты (борковский тип) и, наконец, щелочные гранитоиды (чекинский тип). Все они характеризуются широкими вариациями содержаний редких и рассеянных элементов, а также повышенными количествами высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Hf) и минимумами цезия и скандия. С гранитоидами связано скарново-магнетитовое оруденение (Магнитогорское и др. месторождения).

Вслед за моментом столкновения континентов ВМЗ продолжает испытывать сжатие, сколовые разрывы которых разноориентированы. Начало магматизма связано с формированием даек базитов – роговообманковых долеритов, габбродолеритов и спессартитов. Они отвечают субщелочным базитам с умеренно высокими количествами оксида титана. Базиты сменяются кислыми и субщелочными фациями. Последние объединяются в несколько комплексов, среди которых выделены: Балбукский – диорит-порфириды, сиенито-диорит-порфириды, гранит-порфиры; Петропавловский – риолит-порфиры, гранодиорит-порфириды; Железнодорожненский – гранит-порфиры, сиенит-диорит-порфириды, диорит-порфириды; Спасский – риолит-порфиры, диорит-порфириды; Родниковый – риолит-порфиры. Изотопные датировки установили следующие возрастные показатели: сиенито-диориты – 311 млн. лет (Rb-Sr метод), риолит-порфиры – 315 млн. лет (U-Pb определение по циркону) и 305 млн. лет (Rb-Sr определение). Таким образом, формирование гранитоидов заключительной фазы коллизионной эпохи происходило в интервале от башкирского по касимовский века карбона.

Данные изотопных определений габбро-гранитных залежей имеют широкий диапазон значений от 357 млн. лет по 240 млн. лет, полученные разными исследователями и методами. Стратиграфический возраст вмещающих образований габбро-гранитных интрузий – визе. Верхний возрастной предел формирования гранитоидов определяется приведенными выше данными по дайкам, которые секут гранитоиды. Из этих сведений следует, что интрузивы габбро-гранитной серии сформировались в интервале времени от позднего визе по серпуховский век включительно. Из прежних анализов реальны датировки в 330-333 млн. лет, которые были опубликованы Ю.Л. Ронкиным [2].

В ЗМЗ вулканизм не проявился, известны лишь разнообразные по морфологии и внутреннему строению интрузивные тела и дайки. Коллизия «островная дуга – континент» здесь контролирует формирование конформных интрузивных тел, размещающихся в бортовых частях синклинальных мульд. На территории ЗМЗ выделяются четыре комплекса конформных тел – Утыкташский, Верхнеуральский, Басаевский и Файзуллинский, сложенные габбро, габброноритами, габбродолеритами и долеритами. По данным силикатных и микроэлементных анализов габброиды отвечают субщелочным базитам с повышенной титанистостью (TiO_2 – 1-2,5 %). Им свойственны повышенные количества высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, U, Th), крупных литофильных элементов (Rb, Cs, Sr, Ba) и обедненность транзитными элементами (V, Co, Ni, Cr), а также устойчивый минимум Sc. Уровень накопления РЗЭ типичен для внутриплитных продуктов магматизма.

Конформные тела секутся дайками Кизильского комплекса диагонального и широтного простираний. Они заполняют сколовые трещины, возникшие в обстановке равномерного сжатия, последовавшего вслед за моментом столкновения названных ранее структурных блоков земной коры. Дайки сложены долеритами, габбродолеритами, риолит-порфирами, по вещественному составу сопоставимые с нижнекаменноугольными вулканитами смежного с востока грабена. В них повышенные количества КИЛЭ и нестабильные содержания ВЗЭ, а также устойчивые минимумы Sc и транзитных элементов (V, Co, Ni, Cr). Содержания РЗЭ в них соответствуют внутриплитным продуктам магматизма (WPB).

Эпоха коллизии «островная дуга – континент» в ЗМЗ сменилась общей тектонической стабилизацией, т.е. субплатформенным режимом с характерным пикродолеритовым магматизмом. Интрузивные тела дискордантной формы с дифференцированным внутренним строением, объединенные в Худолазовский комплекс, сопровождаются сульфидным медно-никелевым оруденением. Комплекс заметно отличается по химическому составу от продуктов коллизионного магматизма. Он характеризуется высокими показателями оксида магния, суммарного железа, меньшей щелочностью и меньшим количеством оксида титана, характерны высокие содержания хрома и никеля. Эта ассоциация пикродолеритов проявилась, по-видимому, в связи с глубинным плюмом [1], автономного от источника коллизионного плюма. Изотопное U-Pb датирование бадделеита и циркона из двух габброидных тел дали близкие значения в $324,78 \pm 0,46$ и $328,90 \pm 0,78$ млн. лет, что соответствует башкирскому веку.

Продукты магматической деятельности в ЗМЗ проявились еще и в связи с коллизией континентов второй стадии. Дайковая серия представлена здесь рогообманковыми долеритами, габбродолеритами и спессартитами. Эти дайки базитов имеют тот же минералогический, петрохимический и микроэлементный составы, что и дайки в ВМЗ. Изотопным датированием с использованием смешанных трассеров $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ получен возраст 321 ± 15 млн. лет, что соответствует башкирскому веку.

Аккреционно-коллизионный магматизм на Южном Урале является мантийным и мантийно-коровым. Мантийно-коровый магматизм в вулканогенных и интрузивных фациях проявился в ВМЗ. Продукты мантийного магматизма также известны в ЗМЗ. Здесь базитовый магматизм представлен двумя типами – субщелочными габброидами с сопровождающимся скарново-магнетитовым оруденением и пикродолеритами с сульфидным медно-никелевым оруденением. Оба названных типа представляют собой продукты самостоятельных мантийных плюмов: субщелочные базиты отвечают региональному плюму, контролируемому тектонической обстановкой Южного Урала; пикродолеритовые базиты, по-видимому, связаны с более глубинным суперплюмом [1].

Особый интерес представляют известково-щелочные вулканогенные образования, проявившиеся в связи с субщелочным магматизмом. Как известно, известково-щелочной магматизм является типовым для островодужного геодинамического режима. Магмогенерация этого типа обязана субдукции океанической плиты под островную дугу. Между тем, процесс субдуцирования в коллизионном режиме прекращается по причине столкновения Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и, как следствие столкновения, происходит отрыв слэба. Следовательно, известково-щелочной расплав коллизионной геодинамической обстановки происходил в ином режиме, не свойственном субдукционному, что должно отразиться в геохимических особенностях продуктов магматизма. Известно, что характерными геохимическими особенностями островодужных вулканитов являются минимумы в них Nb, Ta, а также Ti. Именно названные химические элементы в рассматриваемых базальтах имеют повышенные значения, а, следовательно, эти базальты не отвечают островодужным формациям. Формирование рассматриваемой известково-щелочной магмы происходило, по нашим представлениям, следующим образом. Столкновение островной дуги и континента было косонаправленным [3], что привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. В результате в океанической плите возник разрыв (slab-windows), который распространился до мантии, формируя РТ-градиентное окно, а точнее колонну, куда устремляется мантийный диапир с субщелочным базальтовым расплавом и флюидами. Навстречу опускается коровое вещество, включая обломки слэба. При встрече насыщенного флюидами расплава и названных обломков пород происходит их взаимодействие. Итак, во фронтальной части диапира в процессе контаминации субщелочной расплав преобразуется в известково-щелочной, сохраняя часть геохимических особенностей субщелочной магмы – в частности, высокие содержания высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti). Так возникают два расплава, которые в процессе вулканиче-

ской деятельности проявляются обособленно: трещинное излияние субщелочных базальтов связано с глубинными частями диапира, а известково-щелочные – с фронтальной его частью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.А. Геологическое следствие термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 47, № 7. С. 587-604.

2. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1989. С. 107-111.

3. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 85 с.

ПРОЦЕССЫ МИНГЛИНГА В СИСТЕМАХ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

Склярв Е.В.^{1,2}, Федоровский В.С.³, Лавренчук В.С.⁴

¹ Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, skl@crust.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, skl@crust.irk.ru

³ Геологический институт РАН, г. Москва, west45@gmail.ru

⁴ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, alavr@uiggm.nsc.ru

Процессы минглинга (механического смешения) и миксинга (химического смешения) различных по составу магм широко распространены в активных геодинамических обстановках (активные континентальные окраины, зоны рифтогенеза, коллизионные зоны) [2]. С тектонической точки зрения, важнейшим признаком минглинга является то, что происходит механическое смешение мантийных (базитовых) и коровых (кислых) магм, которые выплавились на разных уровнях коры и мантии, однако финальная точка их расплавленного сосуществования происходила в средних и верхних частях коры или на поверхности. Одной из наиболее благоприятных обстановок для инициирования процессов минглинга являются зоны косой коллизии. Им присущ сдвиговый тектогенез, который обеспечивает дренирование мантии и нижней коры [6]. Следствие: появление в нижней коре мантийных выплавок базитового состава и последующее совместное внедрение мантийных базитов и коровых гранитов. Тектонотипом синколлизионных проявлений минглинга можно считать раннепалеозойскую Ольхонскую коллизионную систему [2], где минглинг не ограничивается только силикатными породами (гранитами и долеритами) (А), в нем активно участвуют и коровые карбонатные выплавки, обеспечивая появление карбонатно-базитовых (Б), карбонатно-сиенитовых (В) и карбонатно-гранитных (Г) смесей. К специфике региона можно отнести и проявление «тройного» минглинга (Д), когда в сложных взаимоотношениях одновременно присутствуют габброиды, граниты и карбонатно-силикатные породы (кальцифиры).

(А) По составу габброидов выделяется два типа проявления гранит-базитового минглинга. Первый тип представлен отдельными единичными дайками в Приольхонье, где базиты представлены низкокалиевыми, умеренно титанистыми толеитовыми долеритами [1]. Их характерной особенностью является структурная и минералогическая сохранность глобул и линз долеритов, варьирующих по размеру от десятков сантиметров до нескольких метров. Эти тела заключены в гранитную «рубашку» и нигде напрямую не контактируют с гнейсами и мраморами, вмещающими дайки. В комбинированных телах второго типа, широко распространенных в северной части о. Ольхон и пади Крестовская в Приольхонье, участвуют субщелочные габброиды. На Ольхоне выявлено более 30 комбинированных даек, мощностью от 20 см до 25 м. Дайки субконформны метаморфической полосчатости и вовлечены в процессы складкообразования, степень их метаморфической и структурной переработки сильно варьирует. В пади Крестовской закартировано крупное тело с варьирующими соотношениями базитов и гранитов.

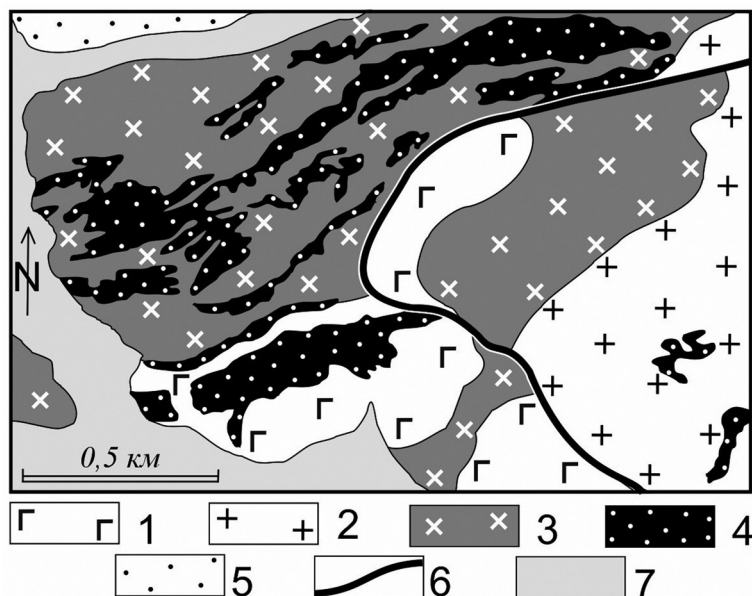


Рис. 1. Фрагмент геологической карты зоны Крестовской – Широкой [4] с кальцифир-габбро-гранитным минглингом. Условные обозначения: 1 – субщелочные габбро усть-крестовского комплекса; 2 – граниты малокрестовского комплекса; 3 – зоны габбро-гранитного минглинга; 4 – инъекционные силикатно-карбонатные породы; 5 – порфиры цаганзабинского комплекса; 6 – важнейшие швы; 7 – четвертичные отложения.

(Б) В жилах карбонатных и карбонатно-силикатных пород, прорывающих габброиды, сиениты Тажеранского массива, а также амфиболиты, встречаются фрагменты разорванных и будинированных даек долеритов, что интерпретируется как совместное внедрение порций карбонатной и базитовой магмы с более ранней кристаллизацией последней [5].

(В) В пределах Тажеранского массива широко распространены участки бруситовых «мраморов», насыщенные разноразмерными каплевидными телами нефелиновых сиенитов (от десятков метров до десятков сантиметров) с полным отсутствием следов пластических деформаций в краевых частях сиенитов [3,5]. Последнее, как и округлая форма сиенитовых тел, противоречит их формированию в результате будинажа и предполагает близкую вязкость порций сиенитового расплава и карбонатов, независимо от их состояния (жидкое или твердо-пластичное).

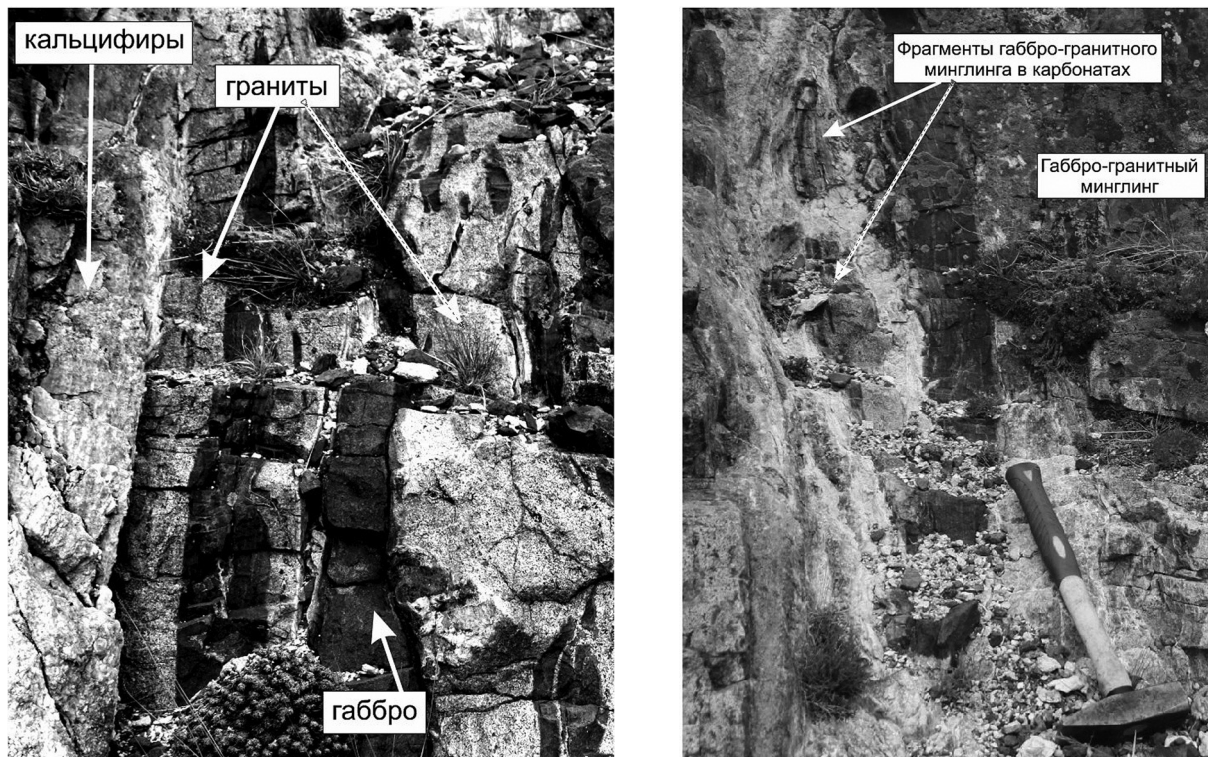


Рис. 2. Фрагменты тройного габбро-гранит-карбонатного минглинга.

(Г) В габброидах Бугульдейского массива и гнейсах о. Ольхон нередко наблюдается тесная ассоциация пегматитовых жил и кальцифиров, в последнем случае дискордантных по отношению к вмещающим гнейсам. Причем маломощные жилки кальцифиров пересекают пегматиты [5].

(Д) В районе пади Крестовской в краевой части Усть-Крестовского массива закартирована мощная зона, сложенная габброидами, гранитами и Fo-Di-кальцифирами, реже породами диоритового состава (рис. 1). Характер взаимоотношений этих пород отчетливо указывает на то, что кальцифиры не являются ксенолитами вмещающей рамы, а внедрялись совместно с гранитами и базитами. Отдельные тела гранитов и габброидов, как и мелкие тела кальцифиров, невозможно показать даже на детальной карте 1:12500 м-ба, поэтому поле совместного развития гранитов и габбро показано одним знаком (рис. 1). Соотношение гранитов и базитов, как и размеры отдельных тел варьируют от десятка сантиметров (рис. 2А) до десятков метров. Кальцифиры нередко содержат метасоматизированные фрагменты габбро, реже гранитов и комбинированных тел (рис. 2Б). Жильные тела кальцифиров и карбонатов присутствуют также в гранитах и субщелочных габброидах (рис. 1). Все это позволяет считать, что происходило совместное внедрение силикатных магм контрастного состава и карбонатного расплава. Интенсивные метаморфические и метасоматические изменения в процессе остывания всей системы привели к практически полному изменению первичного минерального состава и карбонатов, и силикатных пород.

Практически общепринятой является точка зрения о возможности появления карбонатных выплавок только в высокотемпературных условиях (верхняя мантия). Между тем, еще в ранних экспериментах было показано, что при высоком парциальном давлении воды температура плавления карбонатов разного состава может снижаться до 600-700 °С, что сопоставимо с температурами выплавления гранитов в нижней коре. Д.Р. Ленцем [7] была обоснована модель, предполагающая внедрение сиенитового расплава в карбонатную толщу, образование эндоконтактных метасоматитов с одновременным формированием карбонатных выплавок и их последующим внедрением в верхние горизонты. Модель применима не только для сиенитовых, но и для любых высокотемпературных мантийных магм при условии одновременного поступления водного флюида. Плавление карбонатного субстрата (если он присутствует в нижней коре) может быть таким же массовым явлением в коллизионных зонах, как и выплавление гранитов, поскольку эти процессы реализуются в сходных условиях. В настоящее время известно достаточное количество примеров интрузивных коровых карбонатитов, в том числе в докембрийских породах Северо-Китайского кратона, каледонидах Норвегии и Гималаях [см. ссылки в 5].

Широкое проявление разнообразных процессов минглинга в Ольхонской коллизионной системе обусловлено двумя главными факторами: 1) сдвиговым тектогенезом, обеспечивающим дренирование мантии (базитовые расплавы) и нижней коры (граниты, сиениты и коровые карбонатиты); 2) участием в коллизионном тектогенезе крупного кратонного блока (выплавление гранитов) с перекрывающимися карбонатными отложениями (выплавление коровых карбонатитов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья. // Доклады РАН, 2001, т. 381, № 4, с.
2. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47-64.
3. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1405-1423.
4. Скляр Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.) Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский - Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 ТИС
5. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника, 2013, № 2, с. 58-77

6. Федоровский В.С., Складов Е.В., Изох А.Э. и др. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 682-700

7. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999, vol. 27, pp. 335-338.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРНО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Скузоватов С.Ю.¹, Куликова К.В.², Складов Е.В.^{3,4}, Шацкий В.С.^{1,5}, Ванг К.-Л.⁶

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, skuzovатов@igc.irk.ru*

² *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

³ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

⁴ *Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

⁵ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

⁶ *Institute of Earth Science, Academia Sinica, Taipei, Taiwan*

Проведенные в последние годы интенсивные геохронологические исследования пород Байкало-Муйского складчатого пояса в значительной степени изменили существовавшие ранее представления. Определение возраста гнейсо-гранитов Северо-Муйской (786 ± 9 млн. лет) и Южно-Муйской (785,7 ± 9 млн. лет) глыб поставило под сомнение архейский возраст пород Муйской глыбы [1]. Геохронологические данные позволили Рыцк с соавторами [2, 3] обосновать рифейский возраст метаморфических толщ «фундамента» Байкало-Муйского пояса. В то же время датирование пород эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской глыбы [4] свидетельствует о значительно более молодом возрасте высокобарического метаморфизма (630 млн. лет). В этой связи представляет интерес датирование высокобарических гранулитов Южно-Муйской глыбы, встречающихся в породах киндиканской серии, представленной гнейсами с подчиненным количеством кристаллических сланцев и кальцифилов [5].

Нами были изучены цирконы из тела мафического гранулита в полосчатой толще в районе ручья Серебряковский Южно-Муйской глыбы. Ранний парагенезис включает в себя альмандин-гроссуляр-пироповый гранат ($f=86-88\%$), клинопироксен-авгит, единичные зерна ортопироксена, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, титанит, рутил, ильменит, кальцит. Порфиروبласты граната характеризуются прогрессивной зональностью со ростом X_{Grs} от 13 до 20 % и содержат мелкие включения кварца, ильменита, а также циркона и апатита. Циркон и апатит присутствуют и в матриксе породы. Поздний парагенезис – титанистая роговая обманка, биотит, хлорит, актинолит. В некоторых образцах плагиоклаз (An_{20}) замещается агрегатом мельчайших вторичных минералов – альбитом, эпидотом, слюдой. Петрохимически гранулиты соответствуют высококалиевым субщелочным базальтам ($K_2O=2,47$ вес.%, $Na_2O/K_2O=1,06$). Для изученных пород характерен отрицательный наклон спектра распределения редких элементов от легких к тяжелым на уровне 5-250 хондритовых единиц ($La/Yb_N=4,2$), со слабой Eu-аномалией ($Eu/Eu^*=0,8$), минимумами по Nb, Ta, Sr и Ti. По данным расчета с использованием программного модуля TWQ формирование первичного парагенезиса гранулитов происходило при $P = 9,5$ кбар и $T = 750$ °С, что соответствует тренду эволюции гранулитов киндиканской серии [5].

Из пробы гранулита было отобрано 31 зерно циркона различной (от призматической до субизометричной) морфологии, преимущественно бесцветные. В режиме катодлюминесценции исследованные цирконы не обнаруживают четкой зональности или структуры «ядро-оболочка», что указывает на их метаморфогенное происхождение. Высокое торий-урановое отношение у исследованных цирконов (0,4-0,9) нехарактерно для метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений, однако наряду со сложной внутренней структурой является распространенной чертой для цирконов гранулитов, 30 из 31 исследованного зерна имеют дискордантность на уровне не бо-

лее 15 %. Полученные неопротерозойские значения возраста варьируют в пределах 586-713 млн. лет со средневзвешенным значением 633 ± 13 млн. лет (рис.).

Исследованные цирконы характеризуются значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_m$ в диапазоне 0,282405-0,282561 ($1\sigma = 0,000450-0,007600$) и отрицательной величиной ϵ_{Hf_m} от -7,9 до -17,4. Первичные значения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$, определенные с использованием значения константы распада ^{176}Lu $1,865 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$, составляют 0,282392-0,282542. Рассчитанные с использованием полученных величин U-Pb-возраста и хондритовых отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0,282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0,0336) значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ имеют положительные значения, лежащие в пределах 0,4-6,0. Модельный возраст T_{DM} , рассчитанный по одностадийной модели относительно деплетированного мантийного источника с современным значением отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$, составляет 1,0-1,2 млрд. лет.

Изотопный состав гафния исследованных цирконов из гранулитов свидетельствует о значительном вкладе ювенильного компонента неопротерозойского возраста в протолите гранулита. Следует отметить, что рассчитанные значения Hf-модельного возраста T_{DM} (1,0-1,2 млрд. лет) близки к имеющимся датировкам наиболее древних толеитовых базальтов (1,05 млрд. лет), маркирующих начало раннебайкальского орогенеза и заложение Байкало-Муйской островной дуги [2, 6]. По данным Цыганкова [6], заложение Палеоазиатского океана и – соответственно – образование толеитовых базальтов (как возможного протолита гранулитов) до формирования активной окраины в южной периферии Сибирского кратона относится к диапазону 1350-1100 млн. лет. Однако геохимические характеристики гранулитов, наряду с вариациями величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, указывают на то, что наиболее вероятным протолитом изученных пород являлись островодужные базальты, контаминированные более древней корой, к примеру, породам киндиканской или джалтукской серий.

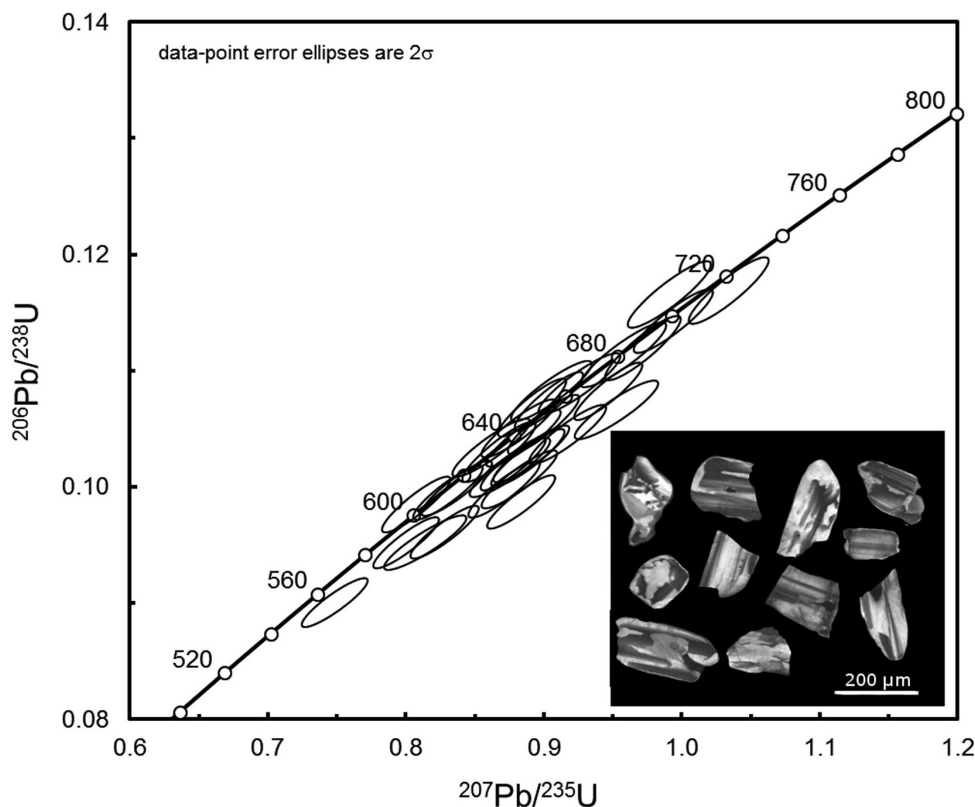


Рис. Диаграмма с конкордией для изученных цирконов из гранулитов Южно-Муйской глыбы. Приведены КЛ-микрофотографии отдельных зерен.

U-Pb-датировки по цирконам из эндробитов позволили определить возраст гранулитового метаморфизма, фиксирующего коллизионную стадию в развитии Байкало-Муйского пояса, в 617 ± 5 млн. лет [7]. Полученные нами данные о возрасте гранулитового метаморфизма (633 ± 13 млн. лет) согласуются с указанными данными, поскольку гранулитовый метаморфизм предшествует образованию эндробитов. Дискуссионным является вопрос о соотношении возраста и степени метаморфизма пород в Южно- и Северо-Муйском блоках Муйской глыбы. Для эклогитов и вмещающих пород Северо-Муйской глыбы ранее был определен возраст ~ 630 млн. лет [4], что близко к полученным в настоящей работе датировкам по гранулитам. РТ-параметры метаморфизма эклогитов Южно-Муйской глыбы были определены в диапазоне $900-950$ °С и 11-19 кбар [5], но данные геохронологических исследований для эклогитов данного блока отсутствуют. В то же время близкие возраста метаморфизма эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской и гранулитов Южно-Муйской глыб дают основание предполагать, что породы Южно-Муйской глыбы, как и породы Северо-Муйской глыбы, были вовлечены в процесс континентальной субдукции. Причина в различиях Р-Т трендов гранулитов и эклогитов требует дополнительных исследований. Одним из возможных объяснений может быть разная скорость эксгумации отдельных блоков в зоне континентальной субдукции.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (интеграционный проект № 49).

ЛИТЕРАТУРА

1. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. №4. С. 3-15.
2. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.
3. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17-51.
4. Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657-682.
5. Доронина Н.А., Склярв Е.В. // ДАН. 1995. Т. 340. №6. С. 793-796.
6. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембри. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.
7. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. // ДАН. 2000. Т. 371. №5. С. 652-654.

МЕЛИЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА

Старикова А.Е.¹, Склярв Е.В.^{2,3}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, starikova@igm.nsc.ru

²Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, skl@crust.irk.ru

³Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток

Тажеранский щелочной массив входит в структуру Ольхонской коллизионной зоны Западного Прибайкалья, которая относится к восточному флангу протяженной раннепалеозойской аккреционно-коллизионной системы в южном обрамлении Сибирского кратона по [2] или к Байкальскому коллизионному поясу [3]. Из-за слабой метаморфизованности магматических пород массив долгое время считался постколлизионным образованием [4] и только в 90-х годах были получены возраста, соответствующие основному этапу коллизионного тектоногенеза, – 470-450 млн. лет [1; 5]. Тажеранский массив сложен сиенитами и нефелиновыми сиенитами, также широко представлены дайки субщелочных габброидов. В его северной части картируется мощная толща роговиков по породам основного состава. Для южной части Тажерана характерно присутствие большого количества разноразмерных тел бруситовых мраморов. Доломитсодержащие кальцитовые мраморы развиты в центральной части. В пределах Тажерана широким распространением пользуются метасоматические породы разнообразного минерального состава, ранее считавшиеся продуктами одностадийного воздействия сиенитов на карбонатные останцы. Одна-

ко использование одноэтапной модели процессов метасоматоза не корректно для Тажеранского массива. Во-первых, внедрение сиенитов и нефелиновых сиенитов было не одноактным, а пульсационным (многократное внедрение небольших порций), во вторых, кроме сиенитов внедрялись еще субщелочные габброиды, и, в третьих, формирование и эволюция Тажеранского массива проходили при активном сдвиговом тектогенезе [5], значительно осложняющем идеальную модель процессов метасоматоза. Так мелилитсодержащие породы, отнесенные ранее к высокотемпературным известковым скарнам, не обнаруживают строгой пространственной приуроченности ни к мраморам, ни к сиенитам. К тому же химизм породообразующих минералов и специфика аксессуарных ставит под сомнение и чисто метасоматическую природу этих пород. Их образование происходило на ранних этапах становления Тажеранского массива, о чем свидетельствует их распространение в виде отдельных блоков, секущие контакты с магматическими породами, слагающими массив (дайки и силы сиенитов и субщелочных габброидов), и отсутствие какой-либо зональности относительно этих контактов и признаков метасоматических изменений в примыкающих к ним магматических породах.

Основными минералами, слагающими мелилитсодержащие породы Тажеранского массива, являются мелилит, гранат, волластонит и кальцит, процентное содержание которых в породе меняется в значительной степени, создавая большое число различных вариаций. В подчиненном количестве встречаются минералы ряда монтичеллит-кирштейнит, куспидин, диопсид, графит и более поздний нефелин. Из рудных минералов обычны перовскит и сульфиды, в том числе сложные сульфиды калия (джерфишерит, бартонит, хлорбартонит), реже арсениды (никелин, леллингит). Для пород характерно наличие большого количества кайм и симплектитовых структур, в составы которых, как правило, входит гранат. Мелилит практически не содержит геленитовую ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$) компоненту, характерную для метаморфических (и метасоматических пород) [7], и относится к ряду акерманит ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) – Na-мелилит ($\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$) с высокими содержаниями Na_2O (4-5,9 мас.%) (табл.). Подобные составы редки для мелилитов и были описаны в наиболее щелочных разностях сложных щелочно-ультраосновных массивов. Гранат по химическому составу относится к гроссуляр-андрадитовому ряду. Для него характерно зональное строение, где более ранняя генерация обогащена TiO_2 (до 4,5 мас.%).

К нетипичным для скарнов можно отнести и железистый монтичеллит, магнезиальный номер которого снижается до 50 %. Он является одними из наиболее поздних образований и чаще всего встречается в симплектитовых сростаниях с безтитановым гранатом. Остальные породообразующие минералы практически не содержат примесей.

Основные выходы тел гранат-мелилит-волластонитовых пород приурочены к западному продолжению полосы титанфассаитовых и нефелин-титанфассаитовых пород, картируемой в центральной части Тажеранского массива между кальцитовыми мраморами и высокотемпературными роговиками основного состава (г. Мраморная). В титанфассаитовых породах, примыкающих к мраморам, были обнаружены идиоморфные зерна мелилита, ассоциирующие с титанфассаитом и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Их составы характеризуются еще большими содержаниями натрия, чем составы мелилитов из гранат-мелилит-волластонитовых пород. Концентрация Na_2O достигает 6,9 мас.%, что близко к максимальным значениям, отмеченным как для природных [6], так и для искусственных мелилитов [7]. Здесь же в симплектитовых сростаниях был обнаружен железистый монтичеллит (FeO_{tot} до 14,5 мас.%). Предположение о генетической связи гранат-мелилит-волластонитовых и титанфассаитовых пород нашло подтверждение на Озерском массиве (Западное Прибайкалье), где в габбро и пироксенитах были обнаружены схожие породы с постепенным переходом от гранат-мелилит-волластонитовых ассоциаций со значимой долей кальцита до безкальцитовых мелилит-гранат-титанфассаитовых. Для составов мелилитов также наблюдалось постепенное увеличение содержаний Na_2O от 0,8 мас.% в гранат-мелилит-волластонитовых породах до 6,4 мас.% в титанфассаитовых (табл.).

Таблица. Химический состав мелилита, граната и монтичеллита из мелилитсодержащих пород Тажеранского и Озерского массивов (мас.%).

Мелилит				Гранат				Монтичеллит		
	1	2	3			n=60	max	min		n=10
	n=30	n=60	max	min						
					SiO₂	37.04	36.12	39.52	SiO₂	35.28
SiO₂	43.42	44.66	45.29	44.58	TiO₂	0.52	4.60		FeO	17.09
Al₂O₃	13.38	7.73	10.68	1.25	Al₂O₃	8.21	15.56	18.01	MnO	1.70
FeO	0.40	1.39	0.42	1.14	FeO	0.35	2.02	0.13	MgO	13.16
Fe₂O₃		0.28			Fe₂O₃	19.05	5.93	6.29	CaO	32.84
MgO	5.39	7.92	6.78	13.12	MgO			0.83	Сумма	100.06
CaO	30.94	33.19	30.42	38.16	CaO	34.66	35.36	35.63	Si	1.000
Na₂O	6.25	4.69	6.39	1.02	Сумма	99.83	99.59	100.41	Fe²⁺	0.405
Сумма	99.78	100.26	99.98	99.27	Si	2.997	2.834	3.011	Mn	0.041
Si	1.923	1.995	1.998	2.03	Ti	0.032	0.271	-	Mg	0.556
Al	0.700	0.407	0.555	0.067	Al	0.783	1.439	1.617	Ca	0.998
Fe²⁺	0.015	0.052	0.015	0.043	Fe²⁺	0.024	0.133	0.008	#fe	40.44
Fe³⁺	-	0.010	-	-	Fe³⁺	1.160	0.350	0.361	#mn	4.08
Mg	0.356	0.527	0.446	0.89	Mg	-	-	0.094	#mg	55.48
Ca	1.468	1.588	1.438	1.862	Ca	3.005	2.973	2.909		
Na	0.537	0.406	0.546	0.090						

Примечание: 1 – из титанфассаитовых пород Тажеранского массива; 2 – из гранат-мелилит-волластонитовых пород Тажеранского массива; 3 – мелилиты из пород Озерского массива. min и max: для мелилита – составы с минимальными и максимальными содержаниями Na₂O, для граната – с минимальными и максимальными содержаниями TiO₂, n – количество анализов. Формульные коэффициенты рассчитаны на 7 кислородов для мелилита, 8 катионов и 12 кислородов для граната, на 3 катиона для монтичеллита.

Однозначной интерпретации генезиса титанфассаитовых пород на данный момент нет. Ранее они интерпретировались в качестве метасоматитов, сформировавшихся по контактирующим с мраморами роговикам основного состава под воздействием сиенитовой магмы [4]. Проведенные геохимические исследования роговиков и титанфассаитовых пород показали сходство их редкоземельных спектров, однако резкие, прямые контакты между породами, нехарактерные для диффузионных биметасоматических скарнов, и отсутствие схожих с роговиками пород в Озерском массиве ставят гипотезу о преобразовании роговиков под сомнение. На одном из участков титанфассаитовых пород Тажеранского массива была обнаружена зона с реликтовой офитовой текстурой. В этой зоне наблюдается постепенный переход от пород, содержащих сохранившиеся лейсты плагиоклаза, до титанфассаитовых пород с обособлениями идиоморфных зерен нефелина. Можно сделать предположение о высокотемпературной метасоматической проработке ранее существовавших долеритов, относящихся к Бирхинскому комплексу (500 млн. лет), в результате которой и появились все различия ассоциаций: от титанфассаитовых до гранат-мелилит-волластонитовых. В этом случае долериты могли быть исходными породами и для роговиков. Из-за отсутствия пространственной связи с каким-либо типом магматических пород и сложной геодинамической обстановки, в которой происходило становление массива, вопрос о природе флюидов, действовавших на долериты, до сих пор остается открытым.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00229, 13-05-91173), а также в рамках интеграционных проектов СО РАН и ОНЗ-СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb, K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: «Наука», 1990, с. 170-183.
2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, т. 48, № 1, 2007, с. 96-108.
3. Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, т. 374 (7), 2000, с. 1075-1079.
4. Конев А.А., Самойлов С.В. Контактный метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Н-сиб.: «Наука», 1974, 244 с.
5. Скляр 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.
6. Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N. Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos, vol. 118, 2010, p. 112-118.
7. Yoder H.S., Jr. Melilite stability and paragenesis // Fortschr. Miner., vol. 50, 1973, p. 140-173.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ БРОВНИЧАНСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РФ)

Степнова Ю.А., Гребенников А.В., Гвоздев В.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, stepnova@fegi.ru

Определяющим фактором для изучения щелочного магматизма является его генетическая связь с крупнейшими по запасам месторождениями редкоземельных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y а также Sn и W). В этой связи проблема реконструкции геодинамических условий зарождения источников с расплавами, продуцирующими щелочные граниты и их последующая эволюция имеют большое теоретическое и практическое значение.

На территории Приморского края проявление щелочно-гранитного магматизма связано с формированием мел-палеогенового Бровничанского комплекса. По данным [1] в состав комплекса включены три крупных гипабиссальных интрузивных массивов (Бровничанский, Сицинский и Лазовский), расположенных на правом берегу р. Партизанская (Приморский край), а также ряд небольших штоков щелочных гранитов на мысе Орлова (бухта Валентин) и Красная Скала. Палеоценовый возраст интрузивных тел щелочных гранитов Бровничанского комплекса подтверждается изотопными данными (от 46 до 75 млн. лет; K-Ar метод), а также их активными контактами с вулканитами богопольской свиты [1].

Сицинский массив в северо-западной части сложен преимущественно крупнозенистыми эгирин-рибекитовыми редкоземельными (?) гранитами; в то время как в юго-восточной – преобладают порфиоровые, миароловые, более лейкократовые разновидности пород. Щелочные граниты состоят из калинатрового полевого шпата, кварца, альбита, эгирина, гастингсит-рибекитовых амфиболов и аксессуарных минералов: энigmatита, астрофиллита, циркона, малакона, апатита, анатаза, сфена, флюорита, магнетита, сфалерита, пирита, гематита, ксенотима, торита, паризита – $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2 \times [\text{CO}_3]_3 \text{F}_2$, ильмаюкита? – $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ba})_{10} \text{Ti}_5 \text{Si}_{14} \text{O}_{22} (\text{OH})_{44} \times n \text{H}_2\text{O}$, монацита, торнеболита?, бастнезита, рутила, также редко встречающиеся: колумбита – $\text{Fe}^{2+} \text{Nb}_2 \text{O}_6$, чевкинита – $\text{Ce}_4 (\text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5 \text{O}_8 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2$ и нарсарсукиита – $\text{Na}_2 (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Zr}) \text{Si}_4 (\text{O}, \text{F})_{11}$.

В петрохимическом отношении щелочные граниты Сицинского массива характеризуются повышенным содержанием окисей натрия, калия (от 8,8 до 10,8 мас.%) и железа (4,0-8,9 мас.%), незначительным кальция (от 0,15 до 1,06 мас.%) и магния (от 0,02 до 0,62 мас.%), в эгиринсодержащих разновидностях пород наблюдается преобладание Fe_2O_3 над FeO. По содержанию элементов примесей, щелочные граниты Сицинского массива характеризуются высокими содержаниями Y (до 109 г/т), Zr (900 г/т), Nb (61 г/т), Rb (160 г/т), Ba (142 г/т), Th (27 г/т) и высокими – легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu).

На дискриминантных геохимических диаграммах Дж. Пирса (1984), Н. Харриса (1986) точки состава щелочных гранитов Сицинского массива попадают в поле внутриплитных гранитоидов, а на классификационной диаграмме Дж. Вейлина (1987) – в поле гранитов А-типа. На петрогенетической классификационной диаграмме Nb-Y-Ce [4] граниты группируются в поле A2, что характеризует широкий диапазон геодинамических обстановок (в том числе и постколлизийные). Образование подобных расплавов может быть связано с базальтовым источником континентальных окраин и островных дуг (IAB) или в результате частичного плавления пород коры.

Бровничанский массив сложен преимущественно порфировидными гранитами, содержащими калинатровый полевой шпат, альбит (наблюдается замещение альбита калиевым полевым шпатом), незначительное количество кварца. В отличие от гранитов Сицинского массива, темноцветные силикаты (амфиболы и пироксены) не отмечены. Среди акцессорных минералов присутствуют: ильменит, апатит, сфен, титаномагнетит, рутил и циркон.

Химический состав щелочных гранитов характеризуется повышенными содержаниями суммы щелочей (более 9,0 мас.%), высокой железистостью (более 0,8) и группируются в области железистых «ferroan» гранитов [5]. В гранитоидах Бровничанского массива установлены высокие концентрации Sr (369 г/т) и Ba (1007 г/т), на фоне более низких значений Rb (81 г/т), Th (10 г/т), U (2 г/т), Y (30 г/т) и Nb (15 г/т), а также тяжелых редкоземельных элементов.

Лазовский массив сложен гранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, биотита, альбита, из акцессорных минералов присутствуют магнетит, ильменит, циркон, апатит, ксенотим, темноцветные силикаты – не обнаружены. Химический состав гранитоидов характеризуется высокой суммой щелочей ($\geq 9,3$ мас.%) с преобладанием K_2O над Na_2O и высокими содержаниями Rb (199 г/т), Ba (160 г/т), La (62 г/т), Ce (133 г/т), Pr (13 г/т), Nd (44 г/т) и пониженными – Nb (14 г/т).

На отмеченных выше дискриминантных диаграммах [5, 6, 7] граниты Лазовского комплекса характеризуются высокожелезистым, высокоглиноземистым и щелочным составом, соответствующим гранитам А-типа.

По результатам выполненных исследований можно сделать вывод, что все изученные породы Бровничанского магматического комплекса принадлежат к гранитам А-типа, которые могут быть перспективными на Nb, Ta, Zr, Hf, Y и Sn, W оруденение. Несмотря на то, что вопрос генезиса кремнекислых расплавов до настоящего мнения остается дискуссионным, подавляющее большинство исследователей склонно связывать происхождение гранитов А-типа с внутриконтинентальным растяжением земной коры при смене геодинамического режима. Эти данные наряду с результатами работ других исследователей [3, 2] косвенным образом подтверждают предположение о существовании режима скольжения литосферных плит в пределах континентальной окраины на рубеже мел-палеогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Белянский Г.С. и др.** Отчет по объекту № 14-10 «Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 площади листа L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); K-(52) (Владивосток), (53) (Находка) в 2-х книгах. Владивосток, 2006г.

2. **Гребенников А.В., Попов В.К.** Петрогеохимические аспекты позднемиоценового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 41-65.

3. **Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н.** Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы / Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32-37.

4. **Eby G.N.** Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication // Geology. 1992. V. 20. P. 641-644.

5. **Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Argulus, R.G., Ellis, D.J., Frost, C.D.** (2001) A geochemical classification for granite rocks. J. Petrology. V. 42, N. 11. P. 2033-2048.

6. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956-983.

7. **Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.M.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 95. N 4. P. 407-419.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЭЛСКОГО ТЕРРЕЙНА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВАНИИ ХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В ГРАНАТЕ

Сухоруков В.П., Полянский О.П., Зиновьев С.В.

*Институт геологии и минералогии им. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, Vasilij.Sukhorukov@gmail.com*

Цэлский террейн располагается в Юго-Западной Монголии и относится к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он протягивается более чем на 600 км вдоль южной границы Главного Монгольского линеймента, разделяющего ранне- и позднепадеозойские домены северной и южной Монголии [4]. Цэлский террейн сложен преимущественно глиноземистыми сланцами и амфиболитами и характеризуется широким проявлением гранитоидов. На основании геохимических данных было установлено, что породные комплексы террейна представляют собой фрагменты зрелой островной дуги и задугового бассейна [7]. Метаморфическая история террейна связывается с двумя последовательными этапами метаморфизма андалузит-силлиманитового (385 ± 5 млн. лет) и кианит-силлиманитового (365-371 млн. лет) типа [4,5], однако последние данные указывают на продолжение эндогенной активности до 260 млн. лет [2].

Нами изучение пород террейна производилось в районе Цогт-сомона. Здесь породы представлены преимущественно глиноземистыми сланцами и гранатовыми амфиболитами. Метаморфизм носит зональный характер, его степень возрастает с севера на юг. Последовательно в метapelитах можно выделить биотит-мусковитовую, гранатовую и ставролитовую зоны. В пределах ставролитовой зоны широко развиты кристаллы граната с резко зональным строением. На основании строения зерен, расположения и размеров минеральных включений, а также химического состава можно выделить несколько генераций граната, которые могут проявляться как последовательно в одном зерне, так и по отдельности или в разных сочетаниях. Гранат, как правило, имеет размеры до 2 мм в диаметре.

Гранат первой генерации, как правило, характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями, содержит небольшое количество мелких включений кварца и ильменита, часто расположенных секториально. Состав граната $Alm_{60-66}Py_{8-12}Grs_{5-10}Sps_{23-8}$. Концентрационный профиль по марганцу имеет колоколообразную форму с максимумом в центре зерен, содержание гроссулярового компонента постоянно, либо с повышением в краевых частях, содержание альмандина и пироба повышается к краям. Гранат этой генерации слагает ядра в многозонных кристаллах. Вторая генерация граната характеризуется обильными включениями кварца и ильменита размером в сотни микрон. Часто включения расположены ориентированно и образуют S-образную структуру. Отличительной чертой этой генерации является повышенное содержание гроссуляра (от 10 % в одних образцах до 20 % в других). Гранат этой генерации может слагать каймы вокруг граната первой генерации, ядра в зернах, обрастающие гранатом третьей генерации, а также самостоятельные зерна. Состав этой генерации $Alm_{60-70}Py_{5-12}Grs_{10-20}Sps_{8-17}$. В некоторых зернах проявлена третья генерация граната, которая характеризуется снижением содержания гроссулярового компонента до 8-9 %, а в остальном схожая по составу со второй генерацией. Гранат третьей генерации содержит мелкие включения рудного минерала размером первые микроны. Проявление граната четвертой генерации носит локальный характер. Он образует футлярные кристаллы в виде кайм вокруг граната ранних генераций, иногда частично соприкасающиеся с ними, а иногда полностью отделенные зернами кварца и биотита. Их состав $Alm_{60-70}Py_{12-13}Grs_{9-14}Sps_{4-6}$.

Оценки P-T-параметров метаморфизма производились с использованием комбинации гранат-биотитового термометра и гранат-биотит-плаггиоклаз-кварцевого барометра, а также моделирования в программе Perplex 668 [6]. Параметры образования первой генерации граната составляют около 570 °C и 3,5 кбар, второй генерации достигают 7,4 кбар при 560 °C, третья генерация сфор-

мировалась приблизительно при $T = 585\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4,6$ кбар. Формирование четвертой генерации граната в виде футлярных кристаллов могло происходить на стадии снижения давления (между вторым и третьим этапами) в результате дополнительного локального прогрева, связанного с внедрением гранитоидов.

Тектоническая история формирования региона может быть реконструирована следующим образом. Изначальная метаосадочная толща была метаморфизована в условиях низких давлений и умеренных температур (андалузит-силлиманитовый тип). Далее тип метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, происходит увеличение давления при постоянной температуре. Это могло произойти в результате надвигообразования при коллизии. Об этом свидетельствует тот факт, что все гранаты, имеющие структуру снежного кома, содержат повышенные концентрации гроссуляра, что свидетельствует об одновременности повышения давления и деформации. Завершающий этап характеризуется понижением давления в результате тектонической или эрозионной эксгумации. Эта концепция развития согласуется с данными И.К. Козакова о последовательности этапов метаморфизма [1] и данными о смене полиморфов силиката глинозема, установленные автором в районе Цэл-сомона [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.
2. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термоморфологических данных и P-T параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2011, т. 52(№9), с. 1256-1275.
3. Сухоруков В.П. Состав и условия образования андалузит-кианит-силлиманитовых пегматоидных обособлений в метаморфических породах Цэлского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2007, №6, с. 617-622.
4. Badarch, G., Gunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 87–110.
5. Bibikova, Y.E.V., Kirnozova, T.I., Kozakov, I.K., Kotov, A.B., Neymark, L.A., Gorkhovskiy, B.M., Shueleshko, I.K., 1992. U–Pb ages for polymetamorphic complexes on the southern flank of the Mongolian and Gobi Altai. *Geotectonics* 26, 166–172.
6. Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Science*, 1990, v. 290, p. 666–718.
7. Demoux, A., Kroner, A., Hegner, E., Badarch, G., 2009. Devonian arc-related magmatism in the Tseel terrane of SW Mongolia: chronological and geochemical evidence. *Journal of the Geological Society* 166, 459–471.

ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ СИАЛИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ФУНДАМЕНТА

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, itararin@mail.ru*

Данные по изотопии Sm, Nd, Rb, Sr и Pb, полученные для осадочных и магматических пород Охотского моря [2], а также последние материалы U-Pb SHRIMP датирования метатерригенных отложений и гранитоидов Срединнокамчатского кристаллического массива [3-5, 7, 8] свидетельствуют об эпиконтинентальном типе коры основания Охотского моря [2] и о поступлении терригенного материала в осадочные отложения Срединного хребта Камчатки при эрозии зрелой континентальной коры восточной окраины Азиатского континента.

Новым дополнением к этим материалам служат данные по основным вулканогенным породам из разрезов терригенных отложений Срединного хребта, показывающие, что накопление терригенных пород на дне осадочного бассейна на восточной окраине Азиатского континента сопровождалось активным базитовым вулканизмом, геохимические особенности которого обусловлены континентальной природой фундамента Западной и Центральной Камчатки [3, 4]. По времени этот магматизм синхронен с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] и

был связан с подъемом аномально прогретой мантии под утоненной литосферой осадочного бассейна и высокой проницаемостью корового фундамента.

Петрологические исследования метаморфических пород колпаковской серии Срединного хребта свидетельствуют, что исходные породы были регионально метаморфизованы в эоцене (52 ± 2 млн лет назад) [5, 8] в условиях кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации при температуре 560-660 °С и давлении $P_s=5,9-6,9$ кбар [6], что обусловило широкое развитие кианита в исходных высокоглиноземистых породах. В дальнейшем, интенсивная гранитизация и мигматизация плагиогнейсов, сопровождавшие метаморфические процессы, обусловили формирование гнейсово-купольных структур, их воздымание и резкое снижение давления (глубинности) метаморфизма до 2-3 кбар, минералогическим свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и жильных синметаморфических гранитах и пегматитах [6].

Метабазиты (амфиболиты, гранатовые амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы) формируют в плагиогнейсах и мигматитах колпаковской серии многочисленные пластовые тела и силы (нередко интенсивно будинированные) мощностью от первых до 50-100 метров и протяженностью до нескольких километров. По химическому составу они реконструируются как базальты и пикриты, претерпевшие метаморфизм, изофациальный с вмещающими их апотерригенными породами в условиях кианит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации [6].

Среди метабазитов преобладают амфиболиты и основные кристаллические сланцы, распространенные по всему разрезу колпаковской серии, тогда как гранатовые амфиболиты более типичны для верхних частей серии, где они переслаиваются с амфиболитами, основными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гранатсодержащими кварцитами. Метаультрабазиты (безплагиоклазовые амфиболиты) встречаются значительно реже в виде небольших будин размером от первых сантиметров до первых метров.

Наиболее распространенными базитовыми породами колпаковской серии являются амфиболиты – Ore+Hbl+Pl* и основные кристаллические сланцы – Ore+Cpx+Hbl+Pl±Grt.

Гранатовые амфиболиты – Ore+Grt+Hbl+Pl переслаиваются с кианит-гранат-биотитовыми Ky-Grt-Bt-Pl-Qtz±Sta и гранат-биотит-амфиболовыми Ore-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz±Or плагиогнейсами и Plm-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz кварцитами в составе верхней толщи колпаковской серии. Ультраосновные породы (метапикриты) характеризуются безплагиоклазовыми парагенезисами: Spl+Hbl+Opx, Spl+Ol+Hbl, Spl+Ol+Opx+Hbl.

Амфибол метабазитов представлен бурой или зеленовато-бурой ферроэденитовой, ферропаргаситовой и реже магнезиальной роговой обманкой, магнезиальность которой варьирует в пределах $X_{Mg}=0,35-0,49$, повышаясь в основных кристаллосланцах до 0,52-0,60. Клинопироксен основных кристаллосланцев – салит $Wo_{48-50}En_{30-35}Fs_{15-20}$.

Гранат характеризуется как прямой, так и обратной зональностью в зависимости от степени гранитизации и мигматизации исходных пород, что обуславливает вариации его компонентного состава: Alm – 40-45 %, Prp – 8-10 %, Sps – 5-7 %, Grs – 42-45 %. Наиболее высокие концентрации Mn-минала в гранатах отмечаются в гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсах и кварцитах.

Метапикриты состоят из оливина ($X_{Mg}=0,76-0,78$), ортопироксена ($X_{Mg}=0,80$), амфибола ($X_{Mg}=0,84-0,87$) и железисто-глиноземистой шпинели.

Возраст протолита плагиогнейсов серии по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов отвечает концу раннего-позднему мелу (90-100 млн лет) [5, 8] и аналогичен возрасту слабо метаморфизованных терригенных отложений кихчикской серии Срединного хребта, что позволяет рас-

* Здесь и ниже приняты следующие символы: Alm – альмандин, Bt – биотит, Cpx – моноклинный пироксен, En – энстатит, Fs – ферросилит, Hbl – роговая обманка, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Plm – ильменит, Opx – ортопироксен, Ol – оливин, Or – каликатровый полевой шпат, Ore – рудный, Pl – плагиоклаз, Prp – пироп, Qtz – кварц, Spl – шпинель, Sps – спессартин, Wo – волластонит, $X_{Mg}=Mg/(Fe+Mn+Mg)$.

смагивать терригенные породы этих серий как изофациальные осадочные отложения. Такой же возраст (граница раннего и позднего мела) принят для протолитов метабазитов, образующих прослой среди метатерригенных отложений колпаковской серии. Период времени 100-90 млн лет совпадает с началом формирования на Востоке Азии Охотско-Чукотского окраинноконтинентального вулканогенного пояса [1].

Метабазиты колпаковской серии обладают геохимическими чертами толеитовых базальтов различных геодинамических обстановок и включают как типично островодужные (низкотитанистые), так и типично океанические (умеренно- и высокотитанистые) толеиты, ассоциирующие с ультраосновными вулканитами – пикритами. Подобная специфика химизма основных пород характерна для окраинноконтинентальных зон растяжения, типа пул-аппарт, заложенных на коре сиалического типа и обусловленная процессами взаимодействия мантийных расплавов с породами континентальной коры.

Распределение содержаний РЗЭ в амфиболитах и основных кристаллических сланцах колпаковской серии свидетельствует, что в пределах Срединного хребта наибольшим распространением пользуются породы, геохимические характеристики которых отвечают толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и меньше островодужным толеитам. Породы характеризуются слабо фракционированным ($La_n/Sm_n=0,67-1,42$; $La_n/Yb_n=0,58-1,93$) распределением содержаний РЗЭ и слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией. Большинство спектров РЗЭ метабазитов примерно параллельно трендам толеитов срединно-океанических хребтов, отличаясь более высокими концентрациями редких земель.

Подъем мантийного вещества под зоной растяжения континентальной коры мелового осадочного бассейна и пересечение ее разломами, возникшими одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, послужили началом проявления базитового вулканизма в осадочном бассейне, обеспечив флюидное воздействие и повышение температур в коре с последующей гранитизацией и метаморфизмом вулканогенно-терригенных отложений (с образованием гнейсовых куполов) и, в конечном итоге, к формированию современной структуры Срединнокамчатского массива.

Меловой период развития Земли уникален спецификой развития её жидкого ядра, которое фиксируется инверсионностью магнитного поля планеты. В период 82-120 млн лет инверсионность магнитного поля практически прекратилась, обусловив интенсивный рост мантийных плюмажей, с которыми связано развитие магматизма и метаморфизма [5].

Предполагается, что интенсивный базитовый вулканизм и инициированный им гранитоидный магматизм позднего мела на Камчатке был обусловлен подъемом мантийных плюмажей, несущих водородные флюиды.

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. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316-332.
3. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конф. по изотопной геохронологии, 4-6 июня 2012 г, Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175-177.
4. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопных данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87-96.
5. Маракушев А.А. Природа сильного потепления в меловой период эволюции Земли // Вестник РАН. 2010. Т. 80, № 3. С. 270-272.
6. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М: Наука, 2008. 318 с.
7. Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207-224.

8. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. V. 110, N 3. P. 271-289.

9. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, N 5. P. 333-396.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕЛОВОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, itararin@mail.ru

Гранитоиды мелового возраста пользуются широким распространением среди метаморфических образований Срединного хребта Камчатки, образуя крупные тела площадью в несколько десятков и сотен кв. км, а также мелкие изолированные пластовые залежи и дайки мощностью до нескольких десятков метров, интрузирующие меловые метаосадочные отложения кихчинской, камчатской и колпаковской серий [3].

Исторически сложилось, что плутоны гранитоидов северной части региона были отнесены к крутогоровскому, а массивы южной и центральной его частей – к кольскому плутоническим комплексам.

Массивы крутогоровского интрузивного комплекса сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами – сланцеватыми породами, состоящими из железистого биотита ($X_{Mg}=0,3-0,4$)*, кислого плагиоклаза ($X_{An}=0,2-0,3$), калиевого полевого шпата, кварца и небольшого количества (около 1 об.%) железистого граната $X_{Mg}=0,08-0,20$, образующего цепочковидные выделения мелких кристаллов, обладающих регрессивной зональностью. Во многих образцах гранитоидов наблюдается мусковит, формирующийся при процессах кислотного выщелачивания заключительных стадий гранитизации и мигматизации пород. Распределение железа и магния между гранатом и биотитом свидетельствует, что разгнейсование и метаморфизм гранитоидов крутогоровского комплекса происходил при температуре 560-630 °С.

Гранитоиды кольского комплекса – среднезернистые породы как гнейсовидной, так и массивной текстуры, состоящие из биотита ($X_{Mg}=0,35-0,45$), кварца, плагиоклаза ($X_{An}=0,32-0,36$) и иногда граната ($X_{Mg}=0,007$). Текстурный облик кольских гранитоидов изменяется сопряжено с изменением степени метаморфизма слоистого обрамления. В низкотемпературных зонах Срединного хребта гранитоиды характеризуются массивной текстурой и типичной гипидиоморфно-зернистой магматической структурой, а в высокотемпературных зонах – гнейсовой текстурой и кристаллобластовой или бластомилонитовой структурой, подчеркиваемой скоплениями и струйчатыми выделениями биотита. В бластокатаклазитах первичные выделения кварца гранулированы; нередко грануляцией затрагиваются и кристаллы плагиоклаза.

Оригинальные петрологические, геологические и геохимические данные (табл.) и распределение в породах изотопов Sr, Nd и Pb свидетельствуют, что исходным протолитом для меловых гранитоидов служили вулканогенно-терригенные породы, формировавшиеся в пределах мелового окраинного бассейна на востоке Азиатского континента, снос материала в который происходил с восточной окраины Азиатского континента. Возраст протолита терригенных толщ по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов – конец раннего мела – поздний мел [2, 4]. Кристаллизация гранитоидов (U-Pb SHRIMP возраст около 80 млн лет) [2, 4] происходила в условиях андалузит-силлиманитовой фации глубинности, отвечающей давлению около 2 кбар, обусловив контактовый метаморфизм вмещающих толщ, представленных осадочными отложениями с пластовыми телами основных и ультраосновных вулканитов (кихчикская серия и ее метаморфизованные аналоги – колпаковская, камчатская и малкинская серии). Фиксируемая нижняя возрастная грани-

* $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg+Mn)$, $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$ мол. %.

Таблица. Состав гнейсовидных гранитоидов крутогоровского (1-6) и кольского (7-11) интрузивных комплексов.

Компонент	803-Б	805-В	815	830-В	946/3	989	179	409	275	313-Д	1192/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	69.68	72.33	68.39	69.22	61.80	65.47	64.70	64.90	64.10	68.70	70.58
TiO ₂	0.53	0.35	0.52	0.60	1.13	0.50	0.96	0.80	0.60	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	14.54	14.16	15.42	14.85	16.51	16.86	16.20	16.34	17.86	15.60	14.44
Fe ₂ O ₃ *	4.24	2.96	4.22	4.31	7.47	3.08	6.19	5.60	5.57	4.42	4.51
MnO	0.08	0.05	0.06	0.06	0.12	0.03	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
MgO	0.98	0.60	0.89	1.08	2.20	1.44	1.95	1.75	1.02	1.01	1.34
CaO	2.04	1.69	2.31	2.58	4.19	3.63	2.87	3.47	3.43	2.17	1.18
Na ₂ O	3.34	3.58	3.71	3.55	3.52	4.41	3.23	3.77	4.22	3.30	2.66
K ₂ O	3.59	3.74	3.23	3.18	1.82	1.97	2.99	2.42	2.33	3.34	2.98
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.20	0.20	0.31	0.20	0.29	0.20	0.31	0.22	0.08
П.п.п.	0.65	0.41	0.99	0.35	1.10	2.80	0.70	0.30	0.20	0.30	1.40
Сумма	99.83	100.02	99.95	99.98	100.19	100.40	100.14	99.63	99.71	99.73	99.83
Rb	109.5	122.0	100.6	102.0	69.65	142.3	124.6	93.4	120.6	142.1	147.8
Ba	752.5	499.5	605.5	723.5	234.2	363.9	537.4	392.8	450.8	660.4	579.9
Sr	174.6	107.6	147.3	178.5	239.2	356.4	216.38	235.1	239.6	178.4	213.5
Y	61.4	39.42	44.04	34.22	35.45	7.39	22.63	23.02	10.62	34.68	24.99
Zr	261.7	200.2	285.4	253.4	355.4	114.5	199.9	200.4	364.5	208.4	218
Nb	7.52	8.02	12.59	8.66	7.37	5.02	9.95	7.38	12.49	8.32	10.34
La	28.06	20.27	29.63	28.72	10.95	12.73	15.79	15.04	27.50	25.76	30.31
Ce	63.77	48.31	69.92	63.42	26.57	26.04	36.98	34.87	53.81	57.86	65.66
Pr	7.88	5.83	8.40	7.72	3.19	3.06	4.30	4.05	5.96	6.67	6.88
Nd	33.27	25.31	35.29	32.65	13.86	11.57	17.25	16.05	24.42	25.63	24.28
Sm	7.31	5.89	8.30	7.42	3.73	2.36	3.75	3.52	4.72	5.99	4.76
Eu	0.966	0.849	1.01	1.15	0.91	0.74	0.89	0.74	1.19	1.04	0.96
Gd	8.99	6.64	9.47	8.89	4.57	2.28	3.65	3.67	3.86	6.03	4.42
Tb	1.42	1.11	1.37	1.26	0.78	0.26	0.54	0.54	0.42	0.90	0.55
Dy	11.09	7.20	9.27	7.57	4.81	1.19	3.49	3.25	1.96	5.18	3.89
Ho	2.53	1.33	1.72	1.42	1.02	0.23	0.67	0.65	0.34	1.04	0.81
Er	9.37	4.04	5.20	3.96	3.13	0.62	1.95	1.99	1.08	3.01	2.64
Tm	1.32	0.571	0.743	0.544	0.05	0.08	0.27	0.26	0.20	0.38	0.43
Yb	9.41	3.75	4.18	3.75	0.49	0.49	1.63	1.98	1.71	2.62	3.11
Lu	1.369	0.58	0.659	0.498	0.06	0.08	0.19	0.25	0.25	0.36	0.38
Hf	8.55	7.42	9.69	8.38	1.71	3.14	4.48	3.85	10.04	5.58	6.30
Ta	0.572	0.763	0.863	0.662	0.20	0.26	0.56	0.46	0.64	0.51	0.68
Pb	30.25	33.21	28.22	19.38	10.24	12.33	11.65	8.31	10.70	13.53	18.06
Th	13.77	11.81	15.09	13.62	3.07	3.70	4.04	4.38	4.45	8.64	10.38
U	3.41	2.89	4.03	3.25	0.78	1.04	1.33	1.04	1.55	2.74	2.41

ца осадконакопления вмещающих отложений и время проявления базитового вулканизма совпадает с началом формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1]. Такая корреляция не случайна и отражает закономерную связь процессов магматической активизации, проявленных в окраинно-континентальном осадочном бассейне с формированием на востоке Азии мегаструктуры – окраинно-континентального вулканического пояса. Развитие основного вулканизма в зоне растяжения континентальной коры осадочного бассейна, сопровождаемое подъёмом глубинных флюидов, обусловило вовлечение в магматическую деятельность корового субстрата с образованием коровых магматических очагов, проявившихся излияниями средних и кислых лав и становлением малоглубинных гранитоидных интрузивов, имеющих широкое площадное распространение и обусловивших контактовый метаморфизм вмещающих вулканогенно-осадочных отложений.

В дальнейшем, коллизионные процессы эоцена (60-50 млн лет), связанные с обдукцией океанического сегмента коры на азиатскую континентальную окраину, привели к тектоническому скучиванию пород Центральной Камчатки и резкому увеличению мощности коры, создав благоприятные условия для ее метаморфического преобразования, достигавшего уровня амфиболитовой фации под воздействием термального фронта и глубинных флюидов, охвативших нижние горизонты коры. Региональный метаморфизм эоцена обусловил не только метаморфические изменения, мигматизацию и гранитизацию терригенно-вулканогенных отложений Срединного хребта, испытавших на первом этапе только контактовое ороговикование, но и метаморфизм, мигматизацию и интенсивное разгнейсование прорывающих эти отложения магматических пород кольского и крутогоровского комплексов, превратив их в гнейсовидные метаграниты.

Геологические, минералогические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о формировании гранитоидов окраинных бассейнов при процессах магматического замещения (гранитизации) терригенно-вулканогенных отложений, содержащих значительное количество базитового материала, обуславливающего «мантийные метки» в составе гранитоидных пород.

Современные классификации геодинамических типов гранитоидных пород не охватывают гранитоиды окраинных бассейнов и их палеоаналогов геологического прошлого, хотя гранитоидным породам в геологическом строении этих бассейнов принадлежит существенная роль, наряду с базитами. Геохимически гранитоиды окраинно-континентальных бассейнов сходны с коллизионными и аккреционными типами гранитоидов, но являются самостоятельным типом пород, типичных для окраинных прогибов сдвиговой рифтогенной природы типа Японского и Охотского морей.

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. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.
3. Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207-224.
4. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, N 5. P. 333-396.

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ СРЕДНЕГО УРАЛА
(ТАГИЛЬСКАЯ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНЫ)
НА ЭТАПАХ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В S_2 - D_1 И D_3 - C_2**

Холоднов В.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru*

В истории формирования активной континентальной окраины Уральского эпиокеанического орогена, в процессе причленения к окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК) островных палеодуг (Тагильской и Магнитогорской), выделены два этапа: S_2 - D_1 и D_3 - C_2 , которые характеризуют инверсию геодинамического режима этих палеодуг - с островодужного на аккреционно-коллизийный, с этапами внутриплитного магматизма и сдвиго-раздвиговой трансформный, характерный для зон скольжения литосферных плит. Появление последнего тектоно-геодинамического режима, характеризуется, как известно [6], значительным разнообразием продуктов магматизма, с широким проявлением субщелочного (и щелочного) магматизма внутриплитного типа. Первый из этих этапов S_2 - D_1 наиболее ярко проявлен на Среднем Урале в Тагильской островодужной мегазоне, а второй на Южном – в Магнитогорской.

На указанных выше рубежах в S_2 - D_1 на Среднем и Северном Урале, а затем позднее в D_3 - C_2 на Южном Урале, в процессе аккреционно-коллизийных, рифтогенных и трансформных событий, сопровождающих деструкцию Тагильской и Магнитогорской островодужных мегазон (палеодуг), часто происходит тесно сближенное во времени и пространстве, вплоть до субсинхронного, образование различных по составу и генезису, гетерогенных по магматическим источникам и флюидному режиму, гранитоидных серий (комплексов): производных внутриплитных мантийных магм и коровых анатектических серий диорит-гранодиорит-гранитного состава. Во времени, им обычно предшествует образование гранитоидов андезитовидного ряда. Для всех этих гетерогенных серий характерна связь с зонами палеосубдукции, что определяет их геохимические и металлогенические особенности.

На Среднем и Северном Урале – в Тагильской островодужной мегазоне – надсубдукционный рифтогенный магматизм близкий внутриплитному начинается с формирования позднесилурийской гороблагодатской толщи и позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты [4, 7]. Выполняемые вулканогенно-осадочными образованиями этих свит палеодепрессии и грабены на западе мегазоны закономерно вписываются в крупную субмеридиональную рифтогенно-сдвиговую зону, контролирующую размещение не только бимодальных вулканитов S_2 - D_1 , но и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса, датированного возрастом 425-405 млн. лет и связанных с ними крупных скарново-магнетитовых месторождений.

Аналогичная рифтогенно-сдвиговая структура (зона) на востоке Тагильской мегазоны контролирует размещение ранне-среднедевонских (400-411 млн. лет) вулканитов и интрузивных пород ауэрбаховского габбро-гранитоидного комплекса и сопровождающих их крупных железорудных, медно-скарновых и золоторудных месторождений Масловско-Ауэрбаховского рудного района. В том и другом случаях, габбро-(сиенит)-гранитный внутриплитный магматизм характеризуется высокой активностью хлора в составе магматогенных рудообразующих флюидов, что и определяет формирование крупных скарново-магнетитовых и медно-скарново-магнетитовых месторождений.

Одновременно с внутриплитным рифтогенным магматизмом, в Тагильской мегазоне, на субстрате Платиноносного пояса Урала (ППУ), в его восточной краевой части, произошло формирование надсубдукционно-коровой гранитоидной ассоциации. Она включает анатектическую лейкогаббро-анортозит-плагиогранитную (ЛАП) серию, детально охарактеризованную во многих публикациях, в том числе [5] и диорит-тоналит - гранитоидную серию горы Ермакова, с воз-

растом циркона 406 млн. лет. Коровому магматизму в составе ППУ во времени предшествовал этап формирования мантийно-коровых гранитоидов андезитоидного ряда. Небольшие по размерам диорит-гранодиорит-граносиенитовые интрузии этого типа образуют узкий по ширине, но сильно вытянутый на сотни км в меридиональном направлении пояс, также формирующийся в восточной краевой части комплексов ППУ. Ранее, интрузии этого пояса были отнесены к тагильскому гранитоидному комплексу, датированному по циркону возрастом 430 млн. лет.

Таким образом, в восточной краевой зоне комплексов ППУ, вдоль границы сочленения их с островодужными толщами Тагильской мегазоны, мантийно-коровые диорит-гранодиоритовые интрузии андезитоидного ряда совместно с коровыми гранитоидными анатектитами (ЛАП серия и др.) образуют единый узколинейный субмеридиональный пояс. Этот пояс тесно сближен в пространстве и во времени с поясом рифтогенных габбро-гранитных интрузий, также вытянутым в субмеридиональном направлении на сотни км. Сближенность в пространстве, узколинейный характер развития данных гетерогенных по магматическим источникам гранитоидных поясов, близкие возрастные диапазоны их формирования: мантийно-коровых андезитоидных 430 млн. лет, коровых 423-406 млн. лет и внутриплитных железоносных 425-405 млн. лет, является реальным свидетельством связи этих гранитоидных “парных” поясов с единым этапом смены геодинамических обстановок в S_2 - D_1 . Как известно, синхронное проявление корового и внутриплитного мантийного магматизма – это один из характерных признаков магматизма на границах скольжения литосферных плит. В условиях косоугольной коллизии, скольжение плит, способствовало разрыву субдуцированной океанической литосферы под Тагильской островной дугой и деформации ее фундамента, с внедрением в него крупного линейного астеносферного диапира, который и определял столь контрастный гранитоидный магматизм Тагильской мегазоны в позднем силуре и девоне. Этот диапир вызвал не только магматизм внутриплитного типа, но и прогрев, метаморфизм и анатексис восточной краевой части пояса ППУ, что и определило субсинхронный надсубдукционный коровый и внутриплитный магматизм Тагильской мегазоны.

Восточно-Уральская мегазона (Средний Урал). Восточно-Уральские мегазоны Урала (Восточно-Уральская, Зауральская мегазоны и др.) представляют собой коллаж блоков и террейнов, одни из которых имеют докембрийский фундамент, другие представляют фрагменты различных по возрасту островодужных комплексов от O_2 и S_1 до D_{1-2} , перекрытых надсубдукционными андезитоидными вулканоплутоническими поясами от S_2 - D_1 до D_3 - C_1 и осадочными породами карбона. Такая особенность геологического строения свидетельствует, что формирование Восточно-Уральской мегазоны активной окраины Урала также происходило в процессе неоднократной смены геодинамических обстановок, как в S_2 - D_1 , так и в D_3 - C_2 . В Восточно-Уральской мегазоне на Среднем Урале близкими возрастными и генетическими аналогами надсубдукционного андезитоидного диорит-гранодиорит-гранитного магматизма, развитого в краевой зоне массивов ППУ, являются тоналиты и плагиограниты Рефтинского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса, также датированных возрастом 425-430 млн лет, гипабиссальный Аверинский диорит-трондьемитовый комплекс с возрастом 420 млн лет [3], Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал меднопорфирирового типа с возрастом 404-406 млн лет [2], Гумешевское скарно-медно-порфирировое месторождение и др. На Среднем Урале, в Медведевско-Арамилской зоне, практически одновременно с мантийно-коровым андезитоидным магматизмом, формировался и небольшой по размерам надсубдукционно-коровый Курманский массив диорит-трондьемитового состава с возрастом 412-405 млн. лет [5].

Формирование Аверинского диорит-трондьемитового комплекса происходило в крупной трансформно-сдвиговой тектонической зоне северо-восточного простирания, что и определило сильно вытянутую в этом направлении линзовидную форму отдельных интрузивных тел этого комплекса. В этой сдвиговой зоне, в результате более позднего дислокационного метаморфизма, первичные интрузивные породы Аверинского комплекса были превращены в бластомилони-

ты и другие метаморфизованные породы, отвечающих по РТ-условиям зеленосланцевой фации метаморфизма, с возрастом дислокационного метаморфизма 357-360 млн лет [3]. В этой связи, следует отметить широкое распространение подобных вторичных (метаморфогенных) популяций циркона со значениями возраста (340-360 млн. лет) среди проанализированных более древних цирконов, характеризующих время формирования различных по составу, но додевонских по возрасту, магматических и метаморфических пород ППУ, Тагильской мегазоны и более восточных районов Среднего Урала (в дунитах Косьвинского Камня, в оливиновом габбро Тагило-Баранчинского массива, в габброидах Волковского и других массивов ППУ, в кварцевых диоритах Ауэрбаховского массива и др.). Эти значения возраста отражают время проявления самых ранних этапов герцинского орогенеза, характеризующих на Южном Урале время приращения Магнитогорской палеодуги к краю ВЕП. Это время начала формирования (365-360 млн. лет) и многих наиболее крупных позднедевонско-каменноугольных плутонов (батолитов) ГТГГ типа (Верхисетского, Челябинского и др.), составляющих наряду с более поздними коллизионными гранитными массивами джабыкского типа (этап гиперколлизии континентальных плит) Главную гранитную ось Урала.

В составе комплексов ППУ, этот этап герцинского орогенеза зафиксирован и в виде проявлений самостоятельных эпизодов корового магматизма и регионального метаморфизма. Так, на западном склоне горы Белой у пос. Уралец, известны плагиомигматиты, датируемые возрастом 348-353 млн лет. Конец же каледонского мегацикла, датируемый возрастом 412 млн. лет, был отмечен в Тагильской мегазоне пиком регионального метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации [1]. В восточной части ППУ метаморфизм в это позднекаледонское время достигал верхов амфиболитовой фации и сопровождался гранитоидным анатексисом. Это подтверждает предположение Ю.С. Каретина – о двух этапах регионального метаморфизма в Тагильской мегазоне, которое было высказано им ранее. Различие в уровне метаморфизма в позднекаледонское время на востоке в породах островодужной толщи, где региональный метаморфизм был на уровне пренит-пумпеллиитовой фации и на западе в восточном краю ППУ (верхи амфиболитовой фации с температурой анатексиса до 900 °С), свидетельствует о максимальном тепловом и флюидном потоке именно под восточной краевой частью комплексов ППУ, примыкающей с запада к крупной субмеридиональной рифтогенно-сдвиговой зоне, контролирующей размещение бимодальных внутриплитных вулканитов S_2 - D_1 и комагматических рудоносных интрузий тагило-кушвинского комплекса, датируемого возрастом 425-405 млн. лет.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015), совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В., Русинов В.Л. и др. Метаморфизм в разрезе Уральской сверхглуб. скв.: минеральные парагенезисы и эволюция флюидного режима // Результаты бурения и исследований Урал. сверхглуб. скв. (СГ-4). Сб. науч. тр. ФГУП НППЦ "Недра". - Ярославль, 1999. Вып. 5. С. 185-236
2. Грабежев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера. 2012. №6. С. 78-89.
3. Лобова Е.В. Силурийский интрузивный магматизм восточной зоны Среднего Урала. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург. 2013. 20 с.
4. Петров Г.А. Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования // Ежегодник -2012. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 56-61.
5. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосф. плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45-49.

ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Цыганков А.А.¹, Литвиновский Б.А.², Бурмакина Г.Н.¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, tsygan@gin.bscnet.ru

²Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Israel

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья представляет собой одну из немногих на Земле областей, где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Более того, гранитоидный магматизм сопровождался, а возможно и инициировался, мантийным мафическим магматизмом повышенной и высокой щелочности.

В последние 10 – 15 лет в регионе выполнен большой объем изотопно-геохронологических исследований, охватывающих как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда. Некоторым промежуточным итогом этих исследований стало признание того, что основной объем гранитоидов региона, включая гигантский (150 тыс. км²) Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сформировался в позднем палеозое (конец карбона, начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое как считалось ранее. В связи с этим особую актуальность приобрели проблемы, напрямую связанные с этим фактом, а именно: достоверность и разрешающая способность использованных геохронологических методов; общая продолжительность позднепалеозойского магматического цикла и правомерность его «подразделения» на отдельные этапы; источники магм разнотипных гранитоидов; взаимосвязь собственно корового гранитообразования и мантийного магматизма, в том числе щелочного; вещественная эволюция разнотипных салических магм, их рудный потенциал и т.д. Важно отметить, что среди всего многообразия проблем, связанных с формированием гигантских объемов гранитоидов, особое место занимает вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья, поскольку существующие точки зрения подчас диаметрально противоположны.

В Западном Забайкалье разновозрастные и разные по составу гранитоиды занимают не менее 80 % общей площади региона. Судя по имеющимся данным [3, 4 и ссылки в этих работах] подавляющая часть этих пород сформировалась в позднем палеозое, в период примерно с 330 до 275 млн. лет назад. Детальные U-Pb изотопно-геохронологические исследования, проведенные в юго-западной части Западно-Забайкальского магматического ареала, дополненные выполненными ранее определениями, позволили предложить следующую последовательность магматических событий [3].

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья начался с формирования известково-щелочных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс), суммарная площадь которого составляет около 150 000 км². Батолит (ареал-плутон) включает множество отдельных массивов как автохтонных, так и типично интрузивных гранитов близкого состава, различающихся внутренним строением и текстурно-структурными особенностями. Формирование гранитоидов баргузинского комплекса происходило в период примерно с 325 – 330 до 310 – 290 млн. лет назад [3].

В след за АВБ (баргузинский комплекс) одновременно, в период с 305 до 285 млн. лет назад, сформировались гранитоидов двух геохимических типов: а) высококалийные кварцевые монцитониты и кварцевые сиениты (с подчиненными габброидами), выделяемые нами в качестве чивыркуйского интрузивного комплекса; б) переходные от высококалийных известково-щелочных к

субщелочным кварцевыми сиенитами и лейкогранитами зазинского комплекса, также сопровождающиеся синплутоническими базитовыми интрузиями и комбинированными дайками.

Следующий этап – 285 – 278 млн. лет назад ознаменовался становлением шошонитовой монцонит-сиенит-кварцевосиенитовой интрузивной серии с синплутоническими высококалийевыми базитами. Типоморфными разностями пород этой серии являются монцонитоиды, обычно сопровождающиеся кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами с постепенными переходами между ними. Сопутствующие базиты представлены комбинированными дайками и синплутоническими интрузиями высококалийевых (шошонитовых) габбро, отмечаются мафические включения.

Позднепалеозойский магматизм завершился становлением щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского плутонов (ранне-куналейский комплекс, 280 – 273 млн. лет) [3]. Формированию щелочно-гранитоидных плутонов предшествовали дайки бимодальной трахибазальт – трахит – трахириолитовой серии, образующие протяженный (около 200 км) пояс, а также излияния трахидацит-трахириолитовых и трахибазальт-комендитовых лав. Следует отметить, что аналогичного состава щелочные гранитоиды и эффузивные образования составляют Монголо-Забайкальский вулcano-плутонический пояс, который только на территории Забайкалья включает более 350 отдельных массивов щелочных гранитов, а также обширные вулканические поля сложенные трахибазальтами, трахириолитами и комендитами. Возрастные данные по некоторым из них (Харитоновский, Мало-Куналейский массивы, вулканыты цаган-хуртейской свиты указывают на позднетриасовый (230 – 220 млн. лет) возраст, однако «количественные соотношения» вулcano-плутонических комплексов двух возрастных групп пока неизвестны.

Таким образом, позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья начавшись с формирования гигантского объема умеренно-калийевых известково-щелочных гранитов баргузинского комплекса (АВБ) эволюционировал в сторону возрастания щелочности однотипных пород (гранитоидов, базитов) и возрастания доли мантийного магматизма во времени.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, как отмечалось, дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [4], модель активной континентальной окраины [5], постколлизийная модель [3, 7]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизийного орогена [1]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных «независимых» от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее, целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились.

Плюмовая модель гранитообразования вероятно наиболее обоснована. Одним из надежных магматических индикаторов «плюмовой» геодинамики являются щелочные породы. В Западном Забайкалье, в контурах Ангаро-Витимского батолита, а в более широком смысле – в контурах позднепалеозойского магматического ареала, располагается Витимская щелочная провинция, включающая многочисленные массивы нефелиновых и щелочных сиенитов и ийолит-уртитов. Новые изотопно-геохронологические данные [2] показывают, что эта провинция включает две разновозрастные группы щелочных пород, сформировавшихся в раннем и позднем палеозое: 520 – 486 млн. лет и 303 – 293 млн. лет назад, соответственно. Из этих данных следует, что интересую-

щий нас второй этап щелочного мантийного магматизма начался после формирования основного объема позднепалеозойских гранитоидов, т.е. Ангаро-Витимского батолита, либо на заключительной стадии его становления, что явно противоречит эмпирически установленным закономерностям взаимосвязи щелочного и гранитоидного магматизма. Кроме того, следует подчеркнуть, что позднепалеозойские базиты появляются лишь в постбаргузинских гранитоидных комплексах, суммарный объем которых не менее чем в двое меньше объема коровых гранитов АВБ. Таким образом, плюмовая модель, при всей своей привлекательности, также не лишена трудностей.

Еще один вариант интерпретации геодинамики позднепалеозойского гранитообразования в Забайкалье предложен в [3, 7]. Мы предполагаем, что формирование АВБ происходило в посколлизионный этап развития Байкальской складчатой области, исходя из положения [6], что постколлизийный период начинается после завершения коллизии двух или более «континентальных» плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма. Постколлизийный магматизм происходит во внутриконтинентальных областях, но все ещё в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones). Такие перемещения предшествуют переходу к типично внутриплитному режиму с преобладанием условий растяжения и в пределе – континентальному рифтообразованию. Одной из важных характеристик постколлизийного магматизма является широкое распространение высококальциевых известково-щелочных гранитоидов. Формирование гранитоидов повышенной щелочности, включая щелочные, фиксирует переход к внутриплитному этапу. Аргументы, обосновывающие постколлизийную природу гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, приведены нами в недавних публикациях [3, 7]. Очевидно, что предлагаемая модель имеет право на жизнь лишь в том случае, если будут получены надежные свидетельства коллизийных событий, непосредственно предшествующих гранитообразованию и такие свидетельства начали появляться в последние годы.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционными проектами СО РАН № 37, 17.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В.** Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000-2001 гг. / Ред. Рундквист Д.В., М., 2003, с.185-199.
2. **Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А.** U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Доклады АН, 2012 а, т. 443, № 1, с. 73-77.
3. **Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010 а, т. 51, № 9, с. 1249-1276.
4. **Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5, с. 451-466.
5. **Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, v. 62, p. 79-97.
6. **Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos, 1998, v. 45, p. 1–28.
7. **Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be’eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125, p. 845-874.

НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Цыпукова С.С.¹, Перепелов А.Б.¹, Демонтерова Е.И.², Травин А.В.³, Иванов А.В.²,
Щербаков Ю.Д.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, svetats@igc.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, dem@crust.irk.ru

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

Дархатская впадина является одной из крупнейших тектонических структур субмеридианального заложения на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), ее восточный фланг находится в 40-50 км к западу от озера Хубсугул. Впадина представляет собой рифтогенный прогиб протяженностью до 120 км с севера на юг и до 35-45 км с запада на восток. В северном секторе впадины и на участках прилегающих к структуре с северо-запада локализованы неогеновые вулканогенные толщи (рис. 1).

В связи с полученными новыми данными изотопного датирования вулканических пород Дархатской впадины в докладе приводится иная интерпретация истории магматического развития структуры, принципиально отличающаяся от представленной ранее в работе [2].

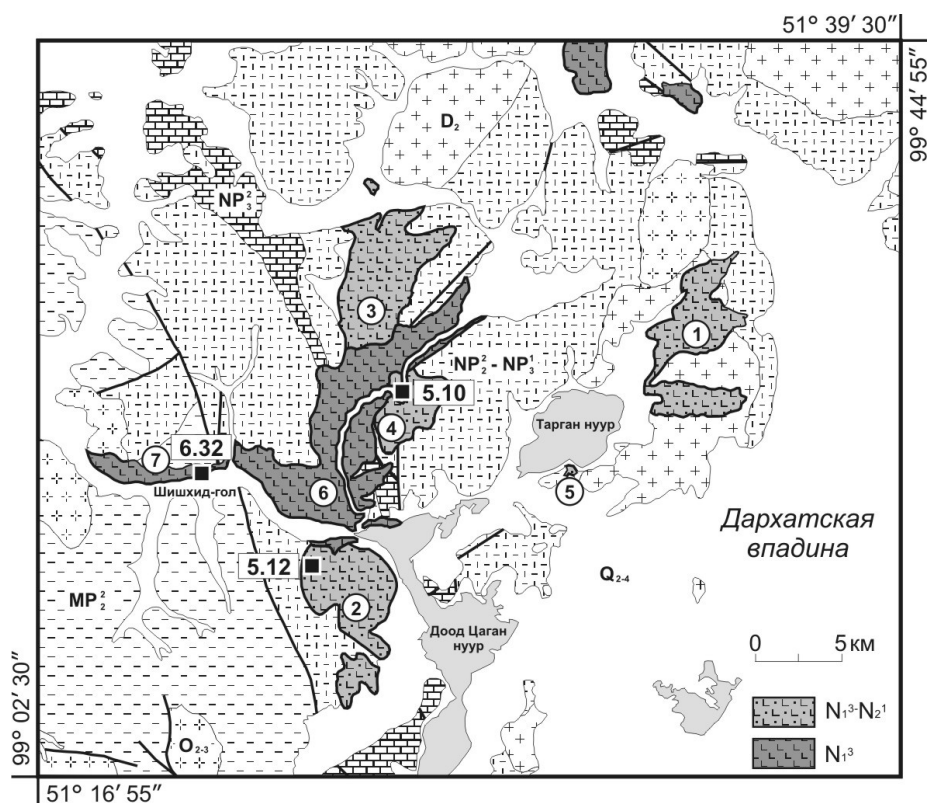


Рис. 1. Схема геологического строения северного сектора Дархатской впадины.

Схема составлена по данным геолого-съёмочных работ с изменениями и дополнениями авторов. Q_{24} – средне-позднеплейстоцен-голоценовые осадочные отложения; $N_1^3-N_2^1$ – позднемiocен-раннеплиоценовые лавовые комплексы (гавайиты, базаниты, фонотефриты, трахиандезибазальты); N_1^3 – позднемiocеновые лавовые комплексы (гавайиты); D_2 – среднедевонские интрузивные комплексы; O_{2-3} – средне-позднеордовикские интрузивные комплексы; NP_3 – позднeопротерозойские кремнисто-карбонатные осадочно-метаморфические комплексы; $NP_2^2-NP_3^1$ – средне-позднeопротерозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические комплексы; MP_2^2 – средне-мезопротерозойские метаморфические комплексы. Вулканические толщ и центры: 1 – район р. Бэдуурийн-гол, 2 – г. Их Усам-уул, 3 – г. Ноорт-уул, 4 – г. Даршт-уул, 5 – южный берег оз. Тарган нуур, 6 – р. Хогоргын-гол, 7 – долина р. Шишихид-гол. Утолщенные линии – разломы. На схеме показаны места отбора образцов на изотопное датирование и полученные даты (млн. лет).

Ранее в вулканическом развитии Дархатской впадины нами выделялись два этапа [2]. Основанием для выделения этапов были геоморфологические наблюдения и общие представления о развитии вулканизма в Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) [3]. При этом возраст первого этапа вулканизма, с которым связано развитие аппаратов центрального типа и лавовых плато, принимался как средне-позднемиоценовый, а возраст второго этапа устанавливался как позднемиоценовый, согласно опубликованным данным К/Аг изотопного датирования [3]. Как указывалось, лавы второго этапа заполняют выработанные долины рек и межгорные депрессии.

На основании новых результатов $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования 3-х образцов базальтоидов вулкано-генных толщ северного сегмента Дархатской впадины подтверждается выделение двух разновозрастных комплексов [2], но в обратной временной последовательности. Изотопное датирование показало, что вулкано-генные толщи ранее выделенного «первого» этапа вулканизма имеют более молодой возраст в сравнении с «поздним» этапом. Возраст раннего этапа развития вулканизма датируется по новым данным поздним миоценом $6,32 \pm 0,57$ млн. лет (N_1^3), а второго этапа, с учетом ошибок определений, границей позднего миоцена и раннего плиоцена $5,12 \pm 0,40 - 5,10 \pm 0,49$ ($N_1^3-N_2^1$) (рис. 2). Возраст раннего этапа вулканической активности совпадает с К/Аг датировками базальтов Дархатской впадины, приведенным в работе [3] – $6,8-5,75$ млн. лет и с $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировкой, приведенной в работе [5] – $6,17 \pm 0,22$ млн. лет.

Таким образом, первый, позднемиоценовый этап вулканизма Дархатской впадины представлен протяженными лавовыми потоками гавайитов в долине реки Шишхид-гол и лавовыми покровами гавайитов в бассейне ее правого притока, реки Хогоргын-гол (рис. 1, рис. 3). На этом этапе извержения носили трещинный характер и были связаны с началом тектонического и магматического развития Дархатской структуры. На втором этапе вулканической активности в конце позднего миоцена и начале раннего плиоцена были образованы лавовые толщи вблизи западного борта оз. Доод Цаган нуур (г. Их Эсам-уул), на водораздельных поднятиях бассейна р. Хогоргын-гол в ее среднем течении (левобережье, г. Ноорт-уул; правобережье, г. Даршт-уул) и в бассейне р. Бэдуурийн-гол, северо-восточного притока оз. Тарган нуур (рис. 1). Лавы этих толщ представ-

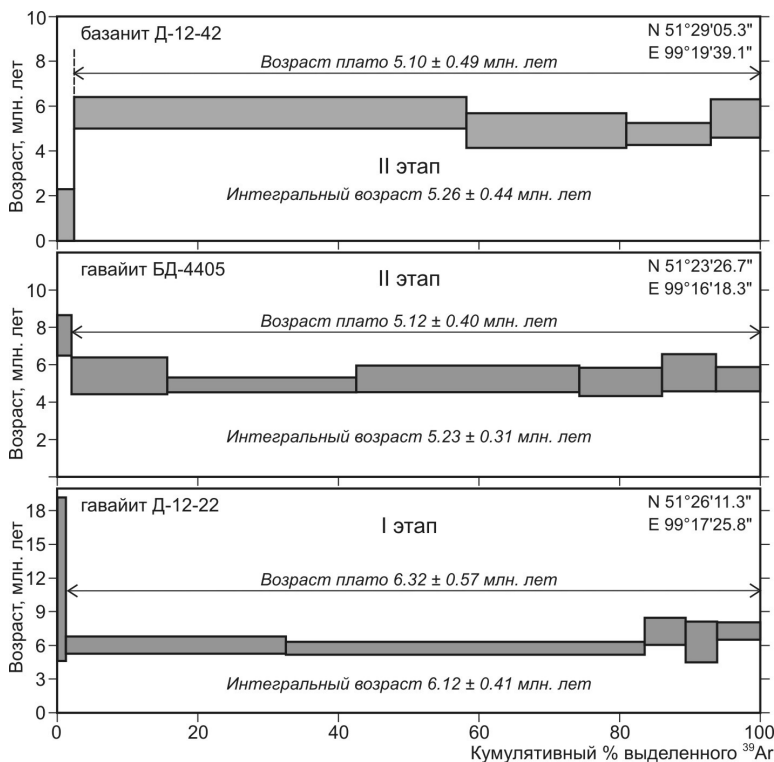


Рис. 2. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования неогеновых базальтоидов Дархатской впадины.

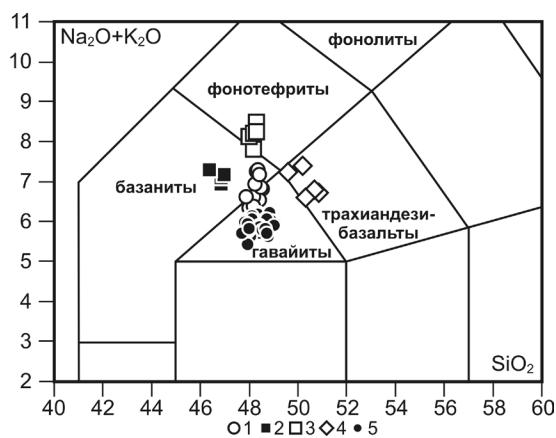


Рис. 3. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мас.%) для неогеновых базальтоидов Дархатской впадины.

Точки составов пород позднемиоцен-раннеплиоценового (1-4) и позднемиоценового (5) этапов: 1 – гавайиты, 2 – фанотефриты, 3 – трахиандезитбазальты, 4 – гавайиты, 5 – базаниты.

лены в основном гавайитами и в меньшей степени базанитами, фонотефритами и трахиандези-базальтами (рис. 3).

Данные о морфологии фрагментов лавовых толщ, различиях вещественного состава и минералогические характеристики лав позволяют предполагать, что на втором этапе вулканического развития в северном сегменте Дархатской впадины существовало, по меньшей мере, четыре центра извержений, локализованных на месте горных поднятий Даршт-улл, Ноорт-улл, Их Эсам-уул и в бассейне р. Бэдуурийн-гол. Формирование вулканогенных толщ второго этапа происходит на бортах рифтогенной впадины и, согласно работе [1], связано с процессами «быстрого рифтинга». Важно отметить, что вулканизм второго этапа непосредственно предшествовал эпизоду активного формирования Хубсугульской впадины, выявленному по изучению деформаций в осадках оз. Хубсугул [4].

Неогеновые базальтоиды Дархатской впадины относятся к субщелочной и щелочной К-На серии внутриплитного геохимического типа ($Ba/Nb=6,1-9,4$). Все без исключения породы структуры имеют $Ne_N=1,2-14,3$ %).

Вещественные характеристики базальтоидов первого и второго этапов магматического развития структуры существенно различаются (рис. 3). Гавайиты второго этапа в сравнении с гавайитами первого этапа обладают более высокими содержаниями Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 и элементов LILE, LREE и HFSE групп ($La/Yb=16,9-19,5$ против $12,0-16,6$) и отличаются более низкой магнезиальностью. Базаниты и фонотефриты второго этапа выделяются высокой суммарной щелочностью, высокими концентрациями в них Al_2O_3 , P_2O_5 и большинства LILE, LREE и HFSE редких элементов ($La/Yb=20,6-22,3$). Трахиандезибазальты этой возрастной группы имеют специфические вещественные характеристики. Они выражаются в значительно более низких содержаниях в них Al_2O_3 , CaO и Y по отношению к гавайитам, базанитам и фонотефритам. Породы этого типа отличаются также значительно более высокими концентрациями в них TiO_2 , P_2O_5 , Sr, и высокой степенью фракционирования REE ($La/Yb=27,9-32,0$).

Гавайиты второго этапа имеют Pl-Ol-Cpx парагенезис минералов вкрапленников и плагиопорфировые структуры, тогда как в гавайитах первого этапа преобладают вкрапленники Ol и в меньшей степени Cpx. Фонотефриты имеют Ol-Pl-Cpx-Lct-Ne парагенезис вкрапленников, а трахиандезибазальты, напротив, характеризуются развитием среди вкрапленников минералов исключительно Ol.

Результаты геолого-геохимических и геохронологических исследований неогеновых базальтов Дархатской впадины указывают на достаточно контрастную смену типов базальтоидного магматизма во времени с последовательным проявлением гавайитовых магм на раннем этапе и затем гавайит-базанит-фонотефритовых магм на заключительном этапе магматического развития структуры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 13-05-12026-офи_м, Президиума СО РАН (интеграционные проекты №№ 11, 87, проект СО РАН – АНМ № 16.) и Президиума РАН (проект № 4.3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391 - 406.
2. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Канакин С.В., Одгэрэл Д. Неогеновый щелочно-базальтовый вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия): новые геолого-геохимические данные // Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы». Иркутск. 2013. Т. 2. С. 159-163.
3. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3 - 34.
4. Fedotov A., San'kov V., De Batist M., Kazansky A., Parfeevets A., Miroshnitchenko A., Pouls T. Chronology of the Baikal rift system // Eos. 2006. V. 87. P. 246-250.

5. Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress / Ivanov A.V., Coulter G., Timoshkin O.A., Riedel F., eds. // Berliner paläobiologische abhandlungen. Special «SIAL III» issue. 2003. B4. P. 33-48.

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

АДАКИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Чащин А.А.¹, Чекрыжов И.Ю.¹, Йокояма К.², Цуцуми Ю.², Блохин М.Г.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, *achashchin@mail.ru*

²Национальный музей Природы и Науки, г. Цукуба, Япония

Благодаря исследованиям последних лет [1 и др.], в геологической литературе появились многочисленные публикации, содержащие достаточно подробные сведения по геохронологии, минералогии и петрогеохимии поздне меловых вулканитов Восточно Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Между тем меловые магматические образования, удаленные к западу от побережья и развитые по обрамлению внутриконтинентальных меловых впадин ввиду их ограниченного распространения изучены значительно слабее [4]. Для того чтобы, в какой-то мере, восполнить данный пробел, нами было выполнено геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение меловых вулканитов, получивших распространение на южном борту Ханкайского бассейна.

Геологическое строение и структурная позиция. Ханкайский (Приханкайский) бассейн содвигового растяжения расположен в северо-западной части Ханкайского массива на участке сочленения Алчанского и Уссурийского разломов, являющихся крупными левыми сдвигами регионального значения. [5]. Бассейн имеет клиновидную форму, и вытянут в северо-восточном направлении от оз. Ханка до р. Усури на расстояние около 250 км. Его площадь составляет ~ 6500 км². При этом северо-восточная, главная его часть, находится на территории Китая, и лишь незначительная, юго-западная – в России.

Фундамент бассейна сложен протерозойско-фанерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива, которые перекрыты толщей преимущественно осадочных и реже вулканогенно-осадочных отложений мезозойского и кайнозойского возрастов. Разрез завершается мощным чехлом (до 100 м) рыхлых осадков четвертичного возраста. Магматические образования в пределах бассейна пользуются весьма ограниченным распространением и представлены, главным образом, андезитами и дацитами. Они встречаются, в основном, в южной и юго-западной российской части Ханкайского бассейна, слагая единичные изолированные малообъемные субинтрузивные тела, а также отдельные эруптивные вулканические постройки.

Объектом наших исследований являлись породы, относительно небольшого безымянного вулканического сооружения (далее – вулкан Новодевица), расположенного на южном берегу оз. Ханка, вблизи поселка Новодевица. В современном виде вулканический массив представляет собой эродированное эруптивно-экструзивное сооружение размером ~ 7 × 5 км. В его строении принимают участие потоки лав и лавобрекчий $Pl-Crx\pm Nb$ и $Pl-Nb\pm Crx$ андезитов и дацитов, иногда с прослоями туфов. На периферической части вулкана располагаются фрагменты экструзивных тел $Pl-Nb\pm Crx$ и $Pl-Crx\pm Nb$ андезитов и дацитов, иногда с короткими маломощными лавовыми потоками.

Возраст изученного вулканического массива. До последнего времени из-за отсутствия изотопных датировок, а также отложений, содержащих растительные остатки, возраст вулканического массива корректно не был обоснован. На карте полезных ископаемых листа L-53-XXXI масштаба 1:200 000 породы, слагающие палеопостройку, были отнесены к барабашской свите пермского возраста. На геологической карте Приморского края масштаба 1:500 000 они обозначены как самаргинская свита маастрихта. Изотопно-геохронологическое изучение андезитов и дацитов,

эруптивно-экструзивного сооружения было выполнено К-Аг методом по валу пород и монофракциям амфиболов в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Данные, полученные по валовым пробам андезидцитов, охватывают интервал 91,5 – 100 млн. лет, а возраст амфибола из андезитов составляет 95 ± 4 млн. лет. Параллельно с К-Аг датированием было осуществлено U-Pb изотопное датирование андезитов по цирконам с применением метода лазерной абляции ICP-MS в Национальном музее Геологии и Палеонтологии г. Цукуба, Япония по методике описанной в работе [9]. Всего было датировано 3 индивидуальных кристалла циркона (в каждом проанализировано по 2 точки, всего 6), выделенных из андезитов. Средневзвешенный возраст измеренных кристаллов составил $99,1 \pm 4,5$ млн. лет при СКВО=1,9, P=0,95, Th/U=0,67-1,25. Высокая величина СКВО может быть вызвана как небольшой потерей радиогенного свинца, так и захватом в процессе микроанализа унаследованной реликтовой компоненты кристалла.

Петрохимический, редкоэлементный и изотопный состав. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ фигуративные точки составов пород вулкана Новодевица располагаются в полях андезитов и дацитов повышенной и реже, нормальной щелочности, с существенно натровой спецификой ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,20-0,59$; $\text{Na}_2\text{O} = 4,53-6,38$ %). Для них характерны относительно высокие содержания Al_2O_3 (15,53-20,41 %), а также высокие величины коэффициента глиноземистости ($al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$) от 2,5 до 3,3, что указывает на их принадлежность к весьма высокоглиноземистому типу. Андезитам и дацитам присущи низкие содержания TiO_2 (0,56-0,80 %), умеренные концентрации K_2O (0,94–2,43 %), и MgO (1,41 – 3,06 %) при коэффициенте магнезиальности $\text{Mg} \# = (0,41-0,68)$.

Концентрации Ni (21-65 г/т) и Cr (26-119 г/т) в андезитах и дацитах палеопостройки существенно варьируют, не проявляя четкой зависимости от содержания магния. Характерны повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, Pb, Cs) и дефицит в отношении некоторых высокозарядных элементов (Nb, Ta, Hf). Спектры распределения микроэлементов, нормализованных к примитивной мантии, демонстрируют ярко выраженные минимумы по Nb, Ta, Ti и максимумы по Ba, K и Sr, типичные для пород надсубдукционного происхождения. На дискриминационных диаграммах (Y+Nb)–Rb и (Yb+Ta)–Rb составы изученных вулканитов также располагаются в полях магматических пород островных дуг.

Важной геохимической особенностью исследуемых пород является низкое содержание HREE и Y (8-11 г/т), при высоких концентрациях LREE, а также высокие значения Sr/Y (126-193) и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (17,3-37,3) отношений, что типично для производных адакитовых магм. Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93-1,07$) в изученных образцах отсутствует.

На классификационных диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ и Sr/Y – Y, используемых для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм [7], фигуративные точки рассматриваемых пород располагаются в поле адакитов. Согласно классификации, предложенной [8], большинство проанализированных образцов андезитов и дацитов по ряду вещественных параметров (а именно: $\text{SiO}_2 = 60-66$ %; $\text{MgO} = 1,32-2,87$; $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = 8,45-10,9$; $\text{TiO}_2 < 0,9$) могут быть отнесены к высококремнистым адакитам (HAS). В то же время, в отличие от типичных HAS, они обладают более высокими концентрациями Ba, Sr, Ni и LREE, что сближает их с низкокремнистыми адакитами (LAS).

Следует отметить, что по уровню содержаний большинства микроэлементов, а также конфигурации спектров распределения HFSE и REE, изученные андезиты и дациты близки к эоценовым адакитам, обнаруженным нами ранее в 34 километрах к югу от рассматриваемой эруптивно-экструзивной палеопостройки [6]. От последних они отличаются более высокими концентрациями Sr, Cs, Ni, Cr и Na_2O . Помимо этого, им присущи несколько повышенные значения Sr/Y и низкие - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношений.

Андезиты и дациты палеовулкана Новодевица характеризуются незначительными вариациями инициальных изотопных отношений Sr и Nd. Величина отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в андезитах и да-

цитах меняется в узком интервале от 0,705928 до 0,706129, в целом приближаясь к составу эоценовых адакитов р. Илистая (0,705804 – 0,705828). Значения отношений ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i в изученных породах составляют 0,512520-0,512524 и не выходят за пределы значений, установленных для эоценовых адакитов (0,512474-0,512571). На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd фигуративные точки всех изученных пород палеопостройки Новодевица, локализируются вблизи источника BSE, образуя совместно с эоценовыми адакитами р. Илистая, достаточно компактное поле, что указывает на возможное тождество изотопных (Sr и Nd) характеристик в источниках этих пород.

В отличие от радиогенных изотопов (Sr, Nd), изотопный состав кислорода в рассматриваемых вулканитах проявляет более выраженные вариации от 8,3 до 9,8 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, что в целом превышает интервал значений, характерных для неизмененных пород мантийного генезиса (6-8 ‰ по [10]).

Обсуждение результатов. Хотя возраст пород, слагающих эруптивно-экструзивную постройку Новодевица до последнего времени считался пермским или поздне меловым, полученные нами геохронологические данные свидетельствуют о формировании андезитов и дацитов в альб-сеномане.

Геохимические особенности пород вулкана Новодевица указывают на их происхождение в результате непосредственного выплавления из мантийного субстрата, либо при переплавлении метабазитов мантийного происхождения. В то же время, им свойственны изотопно-геохимические признаки, свидетельствующие об участии в магмогенезисе зрелого, кислого корового материала. Например, все проанализированные образцы андезитов и дацитов обогащены радиогенным стронцием (0,705928-0,706129) и имеют низкие и даже отрицательные значения ϵNd (0.25...-0.01). Влияние корового материала подтверждают также повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (8,3 - 9,8 ‰). На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, положение фигуративных точек составов пород указывает на значительную роль коровой контаминации в магмогенезисе этих пород.

Полученные нами модельные Sm-Nd датировки протолита (T_{DM1}) и – (T_{DM2}), для андезитов и дацитов, лежат в интервале 754-839 млн. лет и 896-912 млн. лет соответственно, что значительно превышает их геологический возраст. Несоответствие величин T_{DM} реальному времени образования также указывает на участие в петрогенезисе андезитов и дацитов древнего корового материала, представленного в рассматриваемом регионе протерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива. Последние выходят на земную поверхность, главным образом к востоку и северу от озера Ханка где они представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, содержащими прослойки амфиболитов (метабазальтов) и редкие линзы мраморов (нахимовская свита). По имеющимся данным геологический возраст пород нахимовской свиты составляет $1398,5 \pm 184$ млн. лет [3]. Модельный Nd возраст пород метаморфических комплексов Ханкайского массива соответствует 1,8-1,9 млрд лет для метапелитов и 1,7 млрд лет для метабазитов [2, 3]. Возможно, что именно эти метаморфизованные мафические породы низов коры являлись протолитом для выплавления изученных андезитоидов. Омоложение модельного возраста вулканитов по отношению к их протолитам, по-видимому, связано с участием в генезисе этих пород “молодого” мантийного вещества.

Следует добавить, что необычно высокие содержания Ba и Sr, а также повышенные величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в изученных андезитах и дацитах могут отражать присутствие в составе плавящегося корового субстрата некоторой доли карбонатного вещества, что также подтверждает вероятность участия в их генезисе протолита нахимовской свиты.

Таким образом, совокупность геологических и изотопно-геохимических данных позволяет предположить, что формирование адакитоподобных андезитов и дацитов палеовулкана Новодевица происходило с участием нижнекоровых метабазитов Ханкайского массива.

Выявленное сходство геохимических характеристик андезитов постройки Новодевица и эоценовых адакитов р. Илистая указывает на близкий геохимический состав источников исходных расплавов для этих разновозрастных андезитов.

В заключение можно отметить, что пространственная близость палеовулкана Новодевица к региональной сдвиговой зоне (Уссурийская), и петрологические особенности его пород позволяют предположить, что формирование массива, вероятно, происходило в обстановке сосдвигового растяжения и локального декомпрессионного плавления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. 572 с.
2. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Лаврик С.Н., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б. Первые данные по изотопному составу неодиима метаморфических породах Южного Приморья // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: Изд-во ИТИГ ДВО РАН, 2011. С. 66-68.
3. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.Н. Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // ДАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813-815.
4. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. №1. С. 95-99.
5. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. № 3. С. 21-43.
6. Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // ДАН. 2011. Том 438, № 5. С.1-6.
7. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662-665.
8. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.
9. Tsutsumi Y., Horie K., Sano T. et al. LA-ICP-MS and SHRIMP age of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan // Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Ser. 2012. C, 38. P.15-32.
10. Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy // Mineral. Soc. of America. 1986. V. 16. P. 250.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН СРЕДНЕГО-ЮЖНОГО УРАЛА

Шардакова Г.Ю.¹, Савельев В.П.²

¹Институт геологии и геохимии ИГГ УрО РАН

г. Екатеринбург, shardakova@igg.uran.ru

²ОАО «Челябинскгеосъемка», г. Челябинск

Одним из финальных этапов, приведших к формированию Уральского орогена, является коллизия, возраст которой маркируется внедрением гранитоидных интрузий. Граниты пермско-триасового возраста широко развиты на Среднем и Южном Урале, от области сочленения с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) до границы с Казахстанским континентом [2, 4, 6 и др.]. При этом геохимические характеристики коллизионных гранитов закономерно варьируют в зависимости от состава субстрата для их выплавления [4, 6]. Нами в процессе геологической съемки на площади Кыштымского листа (1:200 000, Челябинская область) получены новые геохимические и возрастные данные для ряда гранитоидных комплексов из разных структурных зон Урала и его обрамления.

Кизильский комплекс развит в пределах Уфалейского блока, расположенного западнее зоны Главного Уральского разлома, и претерпевшего длительную эволюцию, которая фиксируется эпизодами гранитного магматизма. Здесь широко развиты докембрийские (1100-900 млн лет [3]) гнейсы в ассоциации с амфиболитами, которые секутся гранитами венд-кембрийского (битимский комплекс), карбонового (уфалейкинский) и пермского (см. далее) возрастов. Граниты кизильского комплекса образуют рои даек, а также входят в состав полихронных плутонов (Нижнеуфалейский и Никольский). Граниты имеют очковую гнейсовидную и полосчатую текстуру, порфировидную структуру (ПВ – плагиоклаз и микроклин); участками катаклазированы. Состоят из

кварца, плагиоклаза и микроклина (примерно в равных соотношениях), биотита (3-5 %), вторичного мусковита; акцессории – сфен, гранат, циркон, магнетит. Относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий; это среднекалиевые, металюминиевые разности. По соотношениям Rb и Sr – отвечают производным орогенной андезитовой [4] магмы; попадают в поле [3] синколлизийных образований. Имеют суммы РЗЭ 50-70 г/т, La/Yb=10-40, негативные аномалии Eu. По указанным параметрам породы данного комплекса близки к коллизийным гранитным сериям Среднего Урала [2, 4, 6]. Rb-Sr возраст кизильских гранитов составляет $267,6 \pm 1,3$ млн. лет, K-Ar несколько омоложен (206 ± 20 млн лет). Это первые достоверные цифры, указывающие на то, что даже древние блоки западного склона Урала (отторженцы ВЕП?) были вовлечены в коллизийные процессы «уральского» этапа развития.

Кыштымский комплекс находится в центральной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, среди пород кыштымской метаморфической толщи (PR₁) (древний гнейсово-мигматитовый комплекс). Породы представлены массивными или гнейсовидными мелко-среднезернистыми мусковитовыми (иногда с гранатом) гранитами. Средний состав (об.%): калишпат (40-60), плагиоклаз № 18-20 (10-40), кварц (20-30), биотит (1-4), акцессорные: апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. Граниты относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий, имеют повышенную щёлочность (8,4-8,6 %) при преобладании K₂O (средне-высококалиевые), относятся к пералюминиевому типу. По соотношениям Rb и Sr породы кыштымского комплекса отвечают производным орогенной андезитовой магмы; лежат в поле синколлизийных серий. Сумма РЗЭ – 50-70 г/т, La/Yb – 3-10, присутствует небольшая негативная аномалия Eu. Ar-Ar возраст гранитов кыштымского комплекса (по биотиту) составляет $253,1 \pm 24$ млн. лет, K-Ar – 227 ± 15 млн лет. Положение в разрезе, структуры пород, особенности состава минералов, характер распределения РЗЭ позволяют предполагать их анатектическую природу, выплавление из пород кыштымской толщи.

Увильдинско-кисегачский комплекс представлен на площади съёмки Увильдинским и Аргазинским массивами. Вмещающими являются метаморфические образования сайтовской и кыштымской толщ (PR₁) (сланцевое обрамление ильменогорского полиметаморфического комплекса). I фаза комплекса – монцогаббро, монцодиориты; II (главная) – граносиениты, порфиоровидные граниты; III – граниты биотитовые двуполевошпатовые, дайки гранитов и пегматитов. Подробно строение, состав серий и геохимические особенности плутонов данного комплекса, относимого к монцодиорит-гранитной формации, описаны в работах [4, 5 и др.].

Нами рассмотрены кислые разности. Породы II фазы состоят (об.%) из плагиоклаза (20-40), КПШ (20-40), кварца (10-15), сфена (1-2), апатита (1-2); биотита (5 %); акцессории – циркон, магнетит, ильменит. Полевые шпаты образуют широкотаблитчатые зёрна размером 2-3 мм, представленные зональным плагиоклазом и нерешетчатым микроклином с пертитовыми вростками плагиоклаза; характерны мирмекиты. Плагиоклаз из вкрапленников имеет состав An₁₋₁₅, в базисе породы – An₈₋₁₅.

Граниты (III фаза) образуют малые тела, секущие ранние члены серии и вмещающие породы. Имеют мелко-среднезернистую порфиоровидную структуру, состоят (об.%) из плагиоклаза (35-40), КПШ (25-35), кварца (30-35), биотита (3-5); акцессории – апатит, циркон, магнетит, сфен и ильменит. Отмечаются также аплиты и пегматиты. Гранитоиды относятся к субщелочному типу серий; они высококалиевые; характерна повышенная суммарная щёлочность при некотором преобладании Na₂O (Увильдинский массив). Сумма РЗЭ в гранитоидах II-III фаз – 200-600 г/т, La/Yb=50-100, аномалия Eu имеет переменный знак, иногда ее нет. Характерны несколько повышенные (относительно других описываемых объектов) содержания Nb, Zr, Sr, Rb, Ba, Be, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Nb, Th, а также P. Граниты увильдинско-кисегачского комплекса на диаграмме Rb-K₂O отвечают гранитоидам базальтоидного происхождения, содержания Sr и Rb указывают на латитовый состав исходной магмы. На геотектонических диаграммах данные породы отвечают синколлизийным сериям.

По данным [1], K-Ar возраст комплекса (по биотиту) составляет 274-260 млн. лет, Rb-Sr – 263 ± 21 млн. лет [5]. По нашим данным, Ar-Ar возраст гранитов Аргазинского массива (по биотиту) составил 251-247 млн. лет. Возрастные датировки гранитоидов увильдинско-кисегачского комплекса в интервале от ранней-средней перми до раннего триаса могут отражать длительное время становления.

Сабанайский комплекс представлен Акакульским и Сабанайским массивами, секущими породы кыштымской (PR_1) и булатовской (S_1-P_1) толщ обрамления ильменогорского комплекса. Граниты имеют массивную текстуру, среднезернистую, часто порфириовидную структуру, с гипидиоморфным базисом. Средний минеральный состав (об.%): плагиоклаз № 13-18 (27-33), калишпат (29-40), кварц (25-30), биотит (1-5), мусковит (0,5); акцессорная ассоциация: гранат, апатит, циркон, монацит, молибденит, магнетит, ильменит, пирит, изредка – флюорит. В протолочках установлены также рутил, торит, пироклор, урановая смолка, колумбит.

Гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий, высококальциевым, умереннощелочным разностям (сумма щелочей 8,37-11,16 %); это металлюминиевые породы. По соотношению Rb и Sr породы сабанайского комплекса попадают в поля производных андезитовой и латитовой магм, на геотектонических диаграммах лежат в поле синколлизиионных серий. Сумма РЗЭ в сабанайских гранитах 100-150 г/т, La/Yb=40-50, характерна негативная аномалия Eu. Получен Ar-Ar возраст (по биотиту) $248,8 \pm 3,4$ млн. лет и $251,2 \pm 2,4$ млн. лет. Возраст и петрогеохимические особенности указывают на связь с процессом коллизии.

Петуховский комплекс на площади листа представлен Аллакиозёрским массивом и несколькими мелкими гранитными телами, которые секут метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы булатовской толщи (S_1-D_2), вероятно, имеющие островодужную природу. Породы данного комплекса входят в состав полихронных плутонов монцодиорит-гранитного ряда [2, 5 и др.].

I фаза комплекса – средне-крупнозернистые мезо- и лейкократовые адамеллиты, иногда порфириовидные (ПВ – КПШ и плагиоклаз), с гипидиоморфнозернистым «базисом». Состоят (об. %) из плагиоклаза (40-44), калиевого полевого шпата (25-31), кварца (15-20) и биотита (не более 5). Акцессорная ассоциация представлена апатитом, сфеном, эпидотом, ортитом, магнетитом. II фаза – граниты и граносиениты гипидиоморфнозернистой среднезернистой структуры; по сравнению с породами I фазы они обогащены кварцем (до 30 %), содержат 2 слюды (до 3 %).

Гранитоиды петуховского комплекса относятся к известково-щелочному типу серий, субщелочному ряду, металлюминиевым, высокощелочным разностям с незначительным преобладанием Na над K. На геотектонических диаграммах лежат в поле синколлизиионных образований, по соотношению Rb и Sr отвечают производным высокощелочных базальтоидных, андезитовых или латитовых магм [4]. Суммы РЗЭ варьируют от 78 до 329 г/т, La/Yb=42-90, аномалия Eu – слабая (негативная или позитивная). По типу и уровню распределения РЗЭ граниты петуховского комплекса близки к породам коллизиионных серий. Ar-Ar возраст (по биотиту) порфириовидных гранитов составил $249,0 \pm 2,3$ и $249,9 \pm 2,3$ млн. лет. Отметим, что на описываемой площади Ar-Ar возраст метаморфизма древних плагиогнейсов верхнесаитовской свиты также отражает их преобразования в ходе коллизиионных процессов ($245,1 \pm 3,3$ млн лет).

Геохимические особенности гранитоидов всех описанных комплексов указывают на связь с коллизиионной стадией развития Урала и, по-видимому, существенно коровый состав субстрата. Несмотря на то, что площадь работ имеет сложное блоковое строение, граниты разных комплексов приурочены к фрагментам с корой изначально разной природы, и описываемый набор комплексов не является четким латеральным рядом, тем не менее, отметим общую тенденцию возрастания величин La/Yb, суммы РЗЭ, Zr, Nb, Th (а также ряда других «коровых» компонентов) в восточном направлении, что, очевидно, указывает на рост в субстрате для выплавления гранитоидов доли сиалического материала. Полученный диапазон изотопных датировок (267-247 млн. лет) также укладывается во временной интервал, в течение которого имела место

коллизийная обстановка на Урале, и расширяет представления о масштабе проявления этого тектоно-магматического события.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1994. С. 107-110.

2. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизийной стадии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 36-108.

3. Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 201-203.

4. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.

5. Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Лепихина О.П., Щекунова О.С. Возрастное положение и генезис монцодиорит-гранитной формации восточного склона Среднего Урала: Rb-Sr изотопные ограничения // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. Докл. VI Уральского петрографического совещания. Часть 2. Екатеринбург, 1997. С. 193-196.

6. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С.62-85.

ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

НА ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

(НА ПРИМЕРЕ В. ГОЛОВНИНА, ОСТРОВ КУНАШИР, РОССИЯ)

Шевко Е.П.^{1,2}, Бортникова С.Б.^{2,3}, Жарков Р.В.⁴

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, liza@igm.nsc.ru*

²*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск*

³*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
г. Новосибирск, bortnikovaSB@ipgg.nsc.ru*

⁴*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, rafael_zharkov@mail.ru*

Представлены результаты полевых и лабораторных исследований и построенная на основании фактических данных модель по перераспределению химических элементов в подповерхностном пространстве термальных полей в результате фазовых переходов во флюиде.

Объект исследования. Кальдера Головнина находится на юге острова Кунашир, ее диаметр более 10 км. в основании и 4,5 км. по гребню. Стенки кальдеры сложены в основном туфогенно-осадочными породами. В центре кальдеры расположено несколько экструзивных куполов андезидацитового состава. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее.

Предметом изучения были термальные поля на берегах оз. Кипящее. Исследованные термальные источники характеризуются большим разбросом физико-химических параметров, даже в пределах отдельных полей (рис. 1).

Общая особенность растворов из кипящих котлов заключается в относительно низком значении Eh, обстановка в них соответствует слабоокислительным, или даже – слабовосстановительным условиям. При этом кислотность среды изменяется в широких пределах: на термальных полях, на расстоянии буквально в несколько метров друг от друга проявлены кислые и ультракислые воды и рядом – нейтральные и субщелочные. Исследование глубинного строения термальных полей оз. Кипящее методом электротомографии продемонстрировало наличие мощных каналов, поставляющих гидротермальные флюиды к поверхности. Конфигурация каналов доволь-

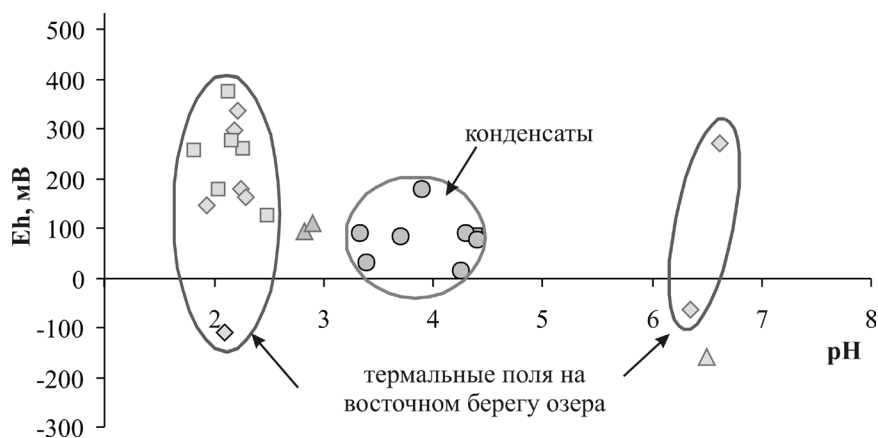


Рис. 1. pH-Eh параметры растворов термальных источников в кальдере Головнина.

но изменчива, она определяется наличием горизонтов или блоков плохопроницаемых пород. Разнообразие составов в поверхностных разгрузках в большой степени определяется внутренней структурой полей.

Методы. Полевые исследования включали в себя отбор проб растворов термальных источников, и по специально отработанной методике отбирались конденсаты фумарольных газов. При отборе проб на месте замерялись неустойчивые параметры (pH, Eh, T, Cl⁻, F⁻, Fe²⁺/Fe³⁺). Растворы котлов и источников после фильтрования через фильтр 0,45 мкм анализировались методом ИСП-АЭС для определения содержаний основных катионов и примесных элементов, прибор IRIS фирмы Jarell Ash Corporation (США). Анионный состав (содержания SO₄²⁻, Cl⁻, F⁻, HCO₃³⁻) определялся методом ионной хроматографии. Анализ на содержание широкого спектра элементов в твердом веществе проводился на станции элементного анализа на базе синхротронного излучения ВЭПП-3 (ИЯФ СО РАН). Чувствительность определения составляет 0,1 г/т, ошибка определения – 15%. Физико-химическое моделирование проводилось с помощью ПК Селектор.

Геохимический состав источников. По катионному составу растворы термальных источников могут быть разделены на несколько типов:

I. Кальций-натрий-магниевого типа низкоминерализованных вод. К этому типу относятся почти все источники с субнейтральной-слабощелочной средой. Во всех калий составляет несколько процентов, однако, концентрации Fe и Al низкие (< 1 %). К этому же типу можно отнести растворы пяти котлов, в которых алюминий и железо могут считаться макрокомпонентами (Al 8 – 20 мг-экв%; Fe 1 – 4 мг-экв%). Эти кислые котлы, сформированные, видимо, тоже из поверхностных вод, но при заметном участии глубинных гидротерм. Для этого типа характерны сравнительно повышенные концентрации примесных породообразующих: Mn-Ba-Sr и анионогенов: Sb-Se-Te-As. Поскольку предположительно воды формируются из поверхностных резервуаров, выщелачивание примесей из породообразующих минералов может происходить при длительном взаимодействии «раствор – вмещающая порода», тем самым, переводя в раствор некоторые химические элементы. Подвижные анионогены способны поставляться в поверхностные воды с паро-газовой фазой.

II. Натриево-кальциевый тип. Содержания катионов в растворах наиболее высоки из всех (особенно выделяется Na), хотя общая минерализация по уровню составляет среднее среди изучаемых растворов. Доля железа и алюминия составляет целые проценты в кислых растворах этого типа, но практически отсутствуют в субнейтральном котле. Из микрокомпонентов выделяются ассоциации: В-Li-Be и металлы: Cr-Ni-Zn-Ag. Высокое содержание натрия в водах этого типа, возможно, связано с прониканием морских вод в подземные резервуары, а вместе с ними – В. Повышенные концентрации лития и бериллия, как правило, указывают на присутствие во вмещающих породах ореолов метасоматитов, обогащенных слюдами (мусковитом-серицитом) – основными минералами-концентраторами этих элементов. Ассоциация металлов, включающая хром и никель, свойственна гидротермалитам со значительной долей магматического флюида.

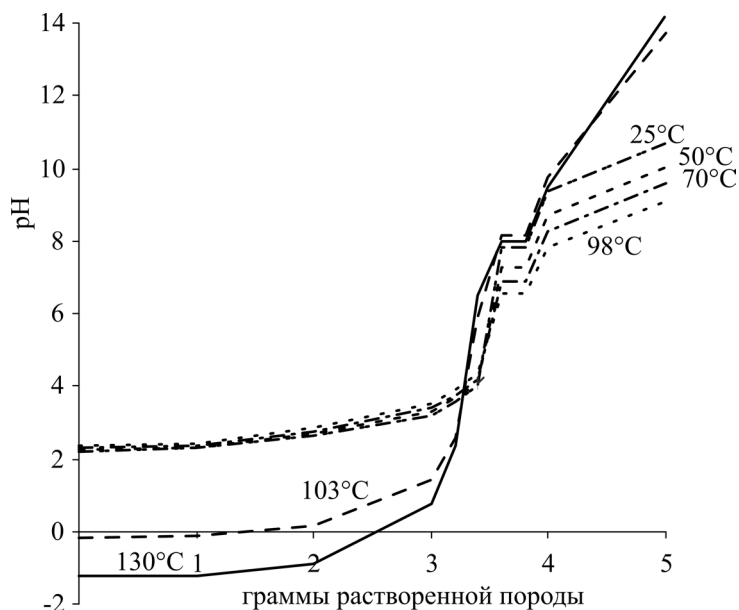


Рис. 2. Расчетная зависимость кислотности термальных растворов от количества растворенной породы и температуры.

III. Натриево-кальциево-глиноземный тип. В растворах этого типа доля алюминия составляет 16 – 24 мг-экв% с заметным участием в катионном составе железа (0,4 – 4 мг-экв%). Так же сравнительно повышенные концентрации Pb-Cd и Rb-As.

Большое разнообразие в составе указывает на сложные процессы формирования поверхностных термальных разгрузок с участием растворов, отличающихся по составу, генезису и механизму транспорта к поверхности.

Физико-химическое моделирование. Первая схема физико-химической модели – растворение ультракислым флюидом разного количества андезита (соотношение В/П от 1000/1 до 1000/5) при разных температурах. В результате формируются растворы от щелочных до ультракислых (рис. 2). Интересно отметить формирование растворов с отрицательными рН за счет кипения. Их количество ограничивается десятыми долями процентов от общей массы флюида, однако, при взаимодействии с породами такие растворы предполагают совсем иной тип выщелачивания.

На следующем этапе рассмотрены два варианта выхода на поверхность газогидротерм: А) подъем магматогенного флюида в виде высокотемпературного раствора и последующее вскипание; Б) подъем высокотемпературных магматогенных газов и конденсация в приповерхностном

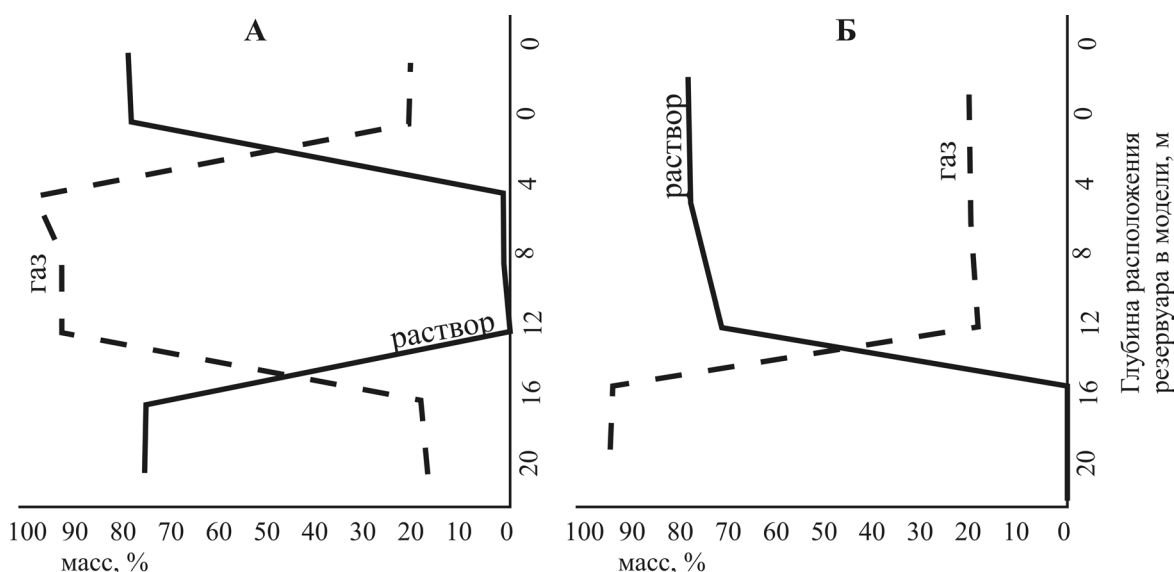


Рис. 3. Фазовый состав модели в зависимости от глубины для двух вариантов распределения температуры и давления.

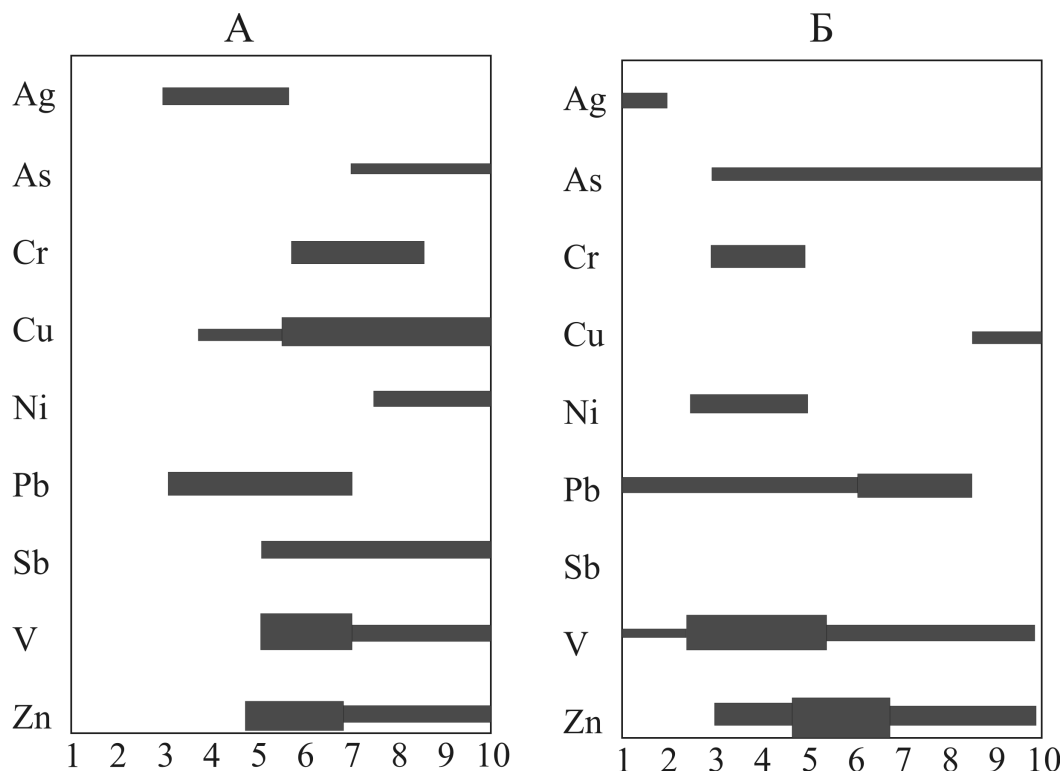


Рис. 4. Накопление рудных элементов в подповерхностной зоне в зависимости от времени существования гидротермальной системы и типа пути миграции.

пространстве. Расчетное распределение содержания фаз во флюиде показано на рис. 3. Безусловно, геологические системы могут совмещать и несколько раз повторять описываемые ситуации.

Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. Но кроме того, отложение элементов в зависимости от свойств флюида будет идти по-разному (рис. 4).

В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитеральные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами, встречающимися на его пути.

Выводы:

- Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей;
- Широкий спектр составов термальных вод связан не с различными источниками вещества, а с формами переноса элементов (газ/раствор) и степенью взаимодействия с породами, слагающими каналы транспорта флюидов;
- В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитеральные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами встречающимися на его пути.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант №14-05-00798.

**ПОВЕДЕНИЕ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ
ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМ НА ПРИМЕРЕ ТОЛЕИТОВОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ОФИОЛИТОВ ТРООДОС (О. КИПР)**

Шишкина Т.А.¹, Портнягин М.В.^{1,2}, Гарбе-Шёнберг Д.³, Миронов Н.Л.¹

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
г. Москва, shikotanya@mail.ru*

² *Центр исследования океана им. Гельмгольца, ГЕОМАР, г. Киль, ФРГ*

³ *Институт наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта, г. Киль, ФРГ*

Геохимия халькофильных элементов в магматических процессах остается слабо изученной вследствие их низких концентраций в магмах, аналитических трудностей и возможности контаминации валовых образцов пород сульфидами или вторичными минералами. Развитие локального микроэлементного анализа методом LA-ICP-MS сделало изучение халькофильных элементов более доступным. В этой работе нами представлены новые данные анализа халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi) в закалочных стеклах пород офиолитов Троодос. Эти данные были получены с использованием специально разработанной методики высокоточного анализа методом LA-ICP-MS. Анализы проводились в Институте наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборе Agilent 7500s совмещенном с 193 нм Nd-YAG эксимерным лазером фирмы Coherent в системе GEOLAS Pro. Тщательный тюнинг прибора, длительные времена измерения фона, использование лазерного пучка диаметром 140 мкм, добавка водорода в несущий газ, мониторинг наложения комплексных ионов с использованием специальных стандартов позволили добиться очень низкого порога обнаружения для многих халькофильных элементов и обеспечить их воспроизводимый анализ на уровне природных концентраций. Например, порог обнаружения Au при данных условиях анализа составил 0,3 мг/т, что является лучшим результатом в мире для данного метода. Все образцы изученные в данной работе анализировались 3-6 раз, в том числе в различные аналитические сессии. На графиках представлены средние значения полученных концентраций.

В данной работе были изучены 70 образцов закалочных стекол (стекловатые корки подушечных лав, гиалокластиты) из северной части офиолитового массива Троодос, представляющих низко-К серию островодужных толеитов, варьирующих по составу от примитивных высокомагнезиальных базальтов (~9,0 мас.% MgO; ~52 мас.% SiO₂) до риолитов (~0,5 мас.% MgO; ~72 мас.% SiO₂). Особенностью стекол Троодоса является толеитовый тренд дифференциации обусловленный накоплением железа (и титана) при кристаллизации. Резкое падение концентраций этих элементов наблюдается при MgO ~ 3,5 – 4,0 мас.%, что вызвано началом кристаллизации магнетита (рис.).

Полученные в работе результаты по содержанию халькофильных элементов в стеклах показаны на рис. По сравнению с составами стекол базальтов СОХ [1, 2] примитивные стекла массива Троодос (MgO > 6 мас.%) содержат более высокие концентрации мышьяка (250-1400 мг/т), сурьмы (18-150 мг/т), таллия (15-110 мг/т), висмута (10-100 мг/т). Концентрации цинка (55-93 г/т) – ниже, чем в базальтах СОХ. Содержания меди (60-112 г/т) и серебра (20-40 мг/т) в целом близки к концентрациям этих элементов в базальтах СОХ (в среднем 87 г/т и 24 мг/т [2]). Концентрации золота в примитивных стеклах Троодоса варьируют в широком диапазоне (0,7-4 мг/т) и сходны с типичными значениями содержания золота в базальтах СОХ в области концентраций 0,5 – 1 мг/т.

В интервале MgO=4-6 мас.% все халькофильные элементы ведут себя как типичные несовместимые элементы (например, К, Rb, Ва, ЛРЗЭ). В стеклах с наблюдается значительное накопление данных компонентов, например, меди до значений 160 г/т, серебра – до 50 мг/т, золота – до 5 мг/т, что характерно для островодужных серий пород [3].

При появлении магнетита на ликвидусе расплавов при MgO ~ 3,5 – 4,0 мас.%, происходит резкое падение концентраций этих элементов до значений 50 г/т Cu, 16 мг/т Ag, <1 мг/т Au. В ходе последующей дифференциации расплава вплоть до дацитов и риолитов с 0,5 мас.% MgO наблю-

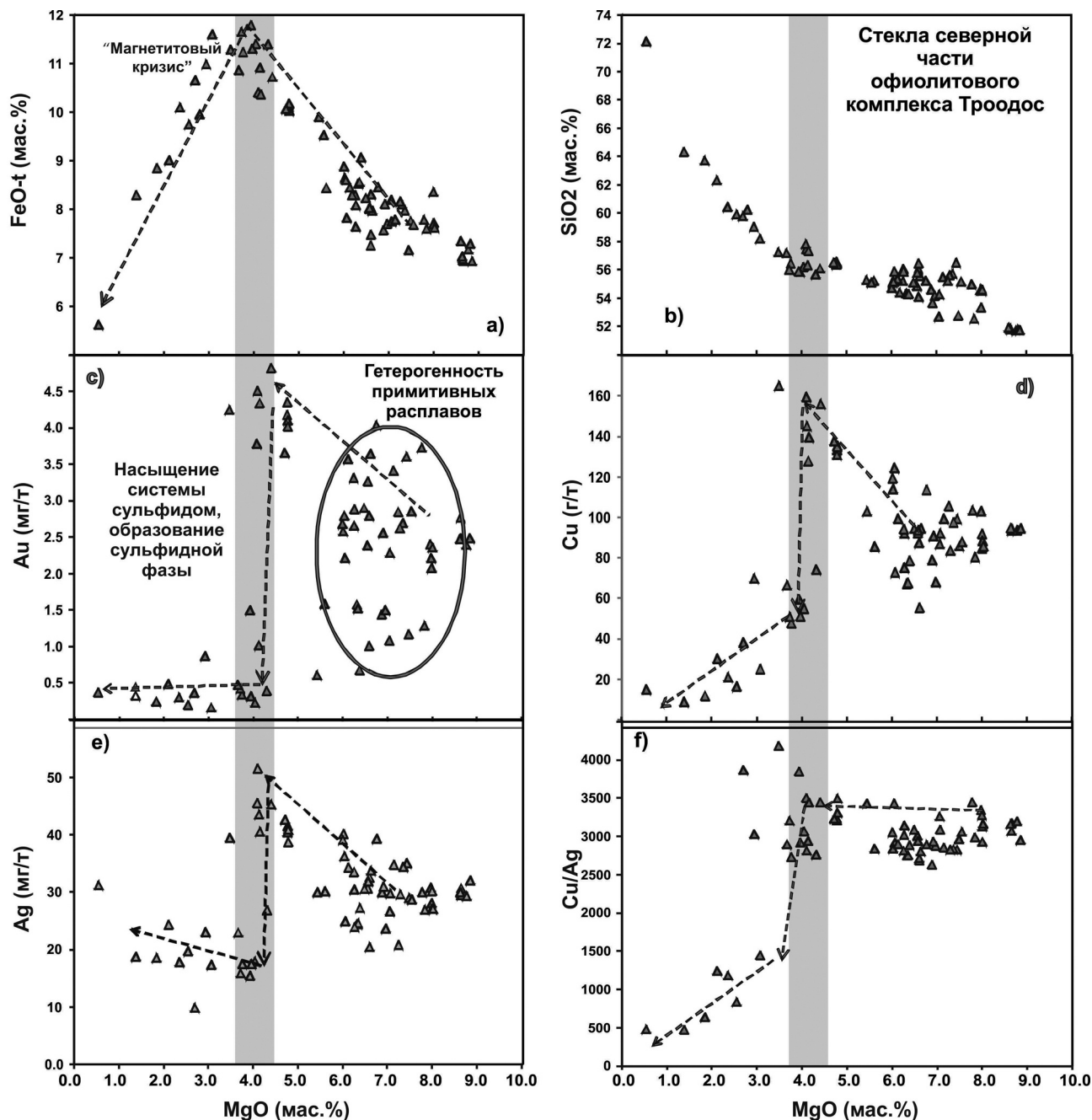


Рис. Вариации содержаний главных (FeO , SiO_2) и халькофильных (Au , Ag , Cu) элементов и отношения Cu/Ag в закалочных стеклах из офиолитов Северной части массива Троодос, Кипр. Серым полем отмечен диапазон составов, в котором наблюдается резкое падение Au , Ag , Cu , связанное с «магнетитовым кризисом». Стрелки показывают путь эволюции расплавов. На рисунке с дополнительно отмечена область наиболее примитивных составов, в которой наблюдаются сильные вариации содержания золота, что может быть связано с гетерогенностью источников исходных магм.

дается постоянное снижение концентрации меди (до 10-15 г/т) при относительно постоянных содержаниях золота и незначительном накоплении серебра (рис.). Подобное поведение Au , Ag и Cu в ходе дифференциации расплава принципиально отличается от расплавов COX, в которых наблюдается постоянно снижение концентраций этих элементов на фоне роста концентраций железа (и титана). Поведение других халькофильных элементов (Zn , As , Sb , Tl , Bi) отличается от Au , Ag и Cu . Эти элементы накапливаются в ходе всей эволюции исходного расплава от базальтов до риолитов и являются несовместимыми даже после появления на ликвидусе магнетита.

Резкое падение концентраций Au, Ag и Cu при появлении на ликвидусе магнетита было ранее описано для базальтов задугового бассейна Манус и получило название «магнетитового кризиса» [1]. Суть «магнетитового кризиса» заключается в понижении концентраций железа в расплаве в результате кристаллизации магнетита, что также понижает растворимость серы в расплаве и вызывает появление на ликвидусе сульфида. Au, Ag и Cu обладают наиболее сильным сродством к сульфидной фазе ($D_{\text{сульфид-расплав}} > 20$). При появлении на ликвидусе сульфида эти элементы концентрируются в нем, а их содержание в силикатном расплаве падает.

Моделирование, проведенное на основании экспериментальных данных [3, 4] показало, что для воспроизведения наблюдаемых концентраций и трендов эволюции содержаний Au, Ag и Cu в ходе дифференциации расплавов массива Троодос, в момент насыщения расплавов сульфидом необходимо присутствие ~5 % сульфидной фазы, которая бы состояла преимущественно из твердой сульфидной фазы (моносульфид, MSS) и незначительного количества сульфидной жидкости (SL) (100-90 % MSS и 0-10 % SL).

Процессы накопления рудных халькофильных элементов в ходе дифференциации родоначальных островодужных магм, а также обогащенность исходных расплавов являются важными начальными звеньями для образования месторождений этих элементов в надсубдукционных обстановках.

Аналитические исследования по данному проекту проводились в рамках проекта РФФИ № 12-05-33053_мол-а-вед. Систематизация данных и участие авторов в конференции стали возможными при поддержке Российского Научного Фонда (проект № 04-17-00582).

ЛИТЕРАТУРА

1. Jenner, F. E., O'Neill, H. S. T. C., Arculus, R. J., and Mavrogenes, J. A., 2010, The Magnetite Crisis in the Evolution of Arc-related Magmas and the Initial Concentration of Au, Ag and Cu: *Journal of Petrology*, v. 51, no. 12, p. 2445-2464.
2. Jenner, F.E., and O'Neill, H.S.C., 2012, Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 13, p. Q02005, doi:02010.01029/02011GC004009.
3. Lee, C.-T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q.-z., and Jin, D., 2012, Copper Systematics in Arc Magmas and Implications for Crust-Mantle Differentiation: *Science*, v. 336, no. 6077, p. 64-68.
4. Li, Y., and Audétat, A., 2012, Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 355, p. 327-340.
5. Li, Y., and Audétat, A., 2013, Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust-mantle differentiation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 118, p. 247-262.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ КИСЛЫХ МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

г. Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Проблема происхождения кислых магм долгое время не имела убедительного решения. Это связано с тем, что по экспериментальным данным [1] в первичном ультраосновном веществе Земли кислые выплавки могли возникать лишь при плавлении его на 3 – 5 % в условиях давления менее 3 – 4 кбар. Однако по принимаемой в геологии гипотезе холодной аккреции нашей планеты на глубине, соответствующей этому давлению (менее 10 – 15 км), никогда не существовала температура (1000 – 1100 °С), необходимая для начала плавления этого вещества. По экспериментальным данным [4] выплавки из перидотитов начинают отделяться от твердых фаз лишь при расплавлении их более, чем на 35 – 45 %, после разрушения каркаса сросшихся кристаллов. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 40 – 45 % [3]. Отсутствие в тысячах изученных ксенолитов эклогитов из кимберлитов кислых по составу обособлений опровергает предположение [2] о выплавлении кислых магм из этих пород.

Выход из тупика намечился после установления доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы. К числу таких доказательств относятся магматическое происхождение и древний возраст всех пород Луны, присутствие тренда магматического фракционирования в земных мантийных породах из ксенолитов в кимберлитах, уменьшение изотопных возрастов и температуры кристаллизации разных по составу мантийных пород в полном соответствии с последовательностью их образования при фракционировании и множество других данных [3].

По разработанной модели в период аккреции Земли происходило импактное плавление выпадавшего вещества и кристаллизация придонных частей возникшего магматического океана под влиянием роста давления его новообразованных верхних частей. Кумулаты формировали породы нижней мантии. Вследствие небольшой еще глубины раннего магматического океана и низкой силы тяжести на небольшой Земле давление на его дне длительное время было меньше 3 – 4 кбар. Поэтому остаточные расплавы, возникавшие при придонной компрессионной кристаллизации, имели состав от толеитов до дацитов. Наиболее легкие кислые расплавы накапливались в верхней части магматического океана. Образование таким путем большей части нижней мантии мощностью почти три тысячи километров обусловило возникновение огромного объема кислых остаточных расплавов и сформировавшихся из них раннедокембрийских ортогнейсов и гранитоидов, высокоглиноземистых в верхней части коры и субщелочных – в нижней.

По мере опускания фронта кристаллизации в нижние более мафические слои магматического океана в результате высокотемпературного фракционирования преимущественно в протерозое возникали щелочногранитные, монцонитовые и сиенитовые остаточные расплавы и магмы. В фанерозое фракционирование нижнего ультраосновного слоя привело к образованию большинства лампроитовых, карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов и пород.

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что еще полностью незатвердевшие гранитогнейсы глубинных метаморфических комплексов всплывали и выжимались в процессе тек-

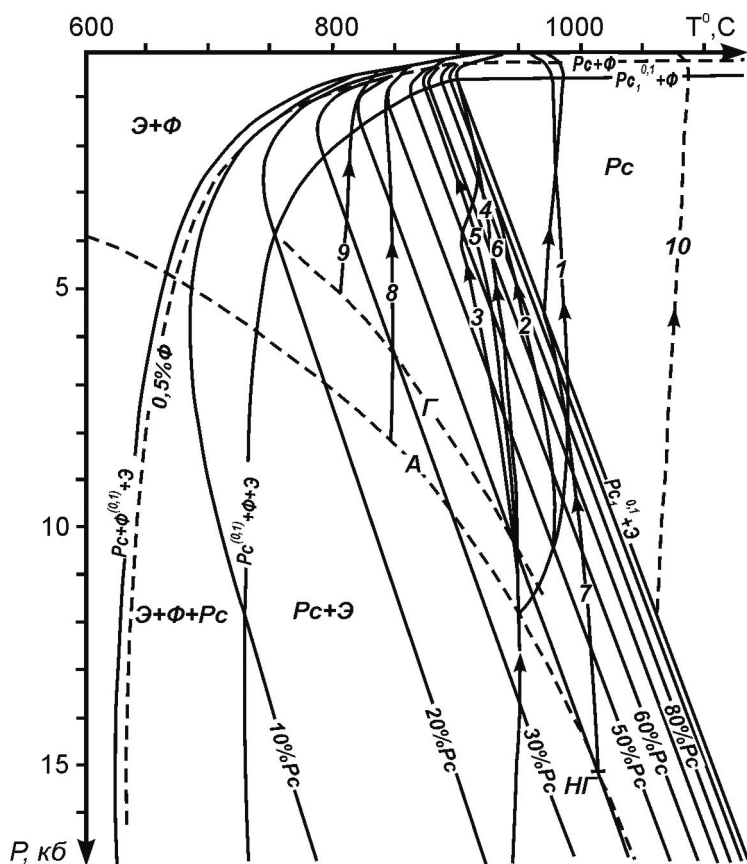


Рис. 1. P-T диаграмма фазового состава гранитных магм с содержанием 1 мас.% H₂O и 0,1 мас.% CO₂.

Линии со стрелками – различные варианты эволюции магм при подъеме. А – геотермический палеоградиент Алданского щита, Г – более высокотемпературный градиент, НГ – предполагаемая нижняя граница распространения кислых метаморфических пород в земной коре. Pc – расплав, Φ – флюид, Э – кварц и полевые шпаты в эвтектических соотношениях. Нижний и верхний индексы – содержание соответственно воды и углекислоты в расплаве, в скобках – отношение углекислоты к воде [3].

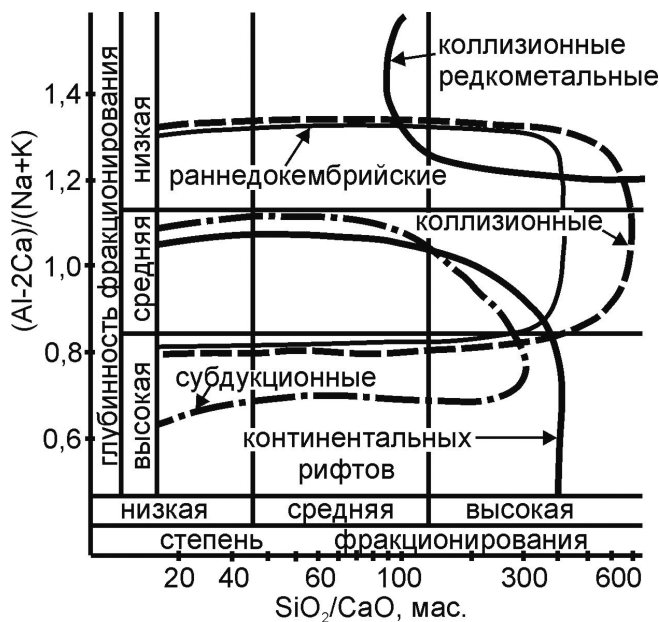


Рис. 2. Соотношение $K_{Al} = (Al-2Ca)/(Na+K)$ и SiO_2/CaO в гранитоидах: раннедокембрийских Алданского щита; коллизийных и редкометальных Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области; субдукционных и континентальных рифтов различных регионов [3].

тонических деформаций [3]. По мере подъема их метаморфическая структура постепенно преобразовывалась в гипидиоморфнозернистую и по облику они приближались к магматическим гранитам, что свидетельствует об их плавлении под влиянием декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения. Выполненные расчеты подтвердили возможность декомпрессионно-фрикционного (реоморфического) преобразования гранитогнейсов в кислые магмы. Как иллюстрирует рис. 1, в случае выжимания гранитогнейсов под влиянием тектонического давления в 3 кбар (линии 1 – 5) содержание расплава в них увеличивалось на 65 %. Таким образом, в складчатых областях с кислой кристаллической корой в результате выделения тепла трения вязкого течения под влиянием одностороннего давления происходило преобразование наиболее легкоплавких пород этой коры в кислые магмы. Мощность кристаллической коры на континентах обычно составляет несколько десятков километров. Следовательно, объем возникавших в ней кислых магм чаще всего был колоссальным, поэтому формировались гранитные батолиты.

Образование таким путем батолитов подтверждается идентичностью их состава с раннедокембрийскими гранитоидами. Это иллюстрирует рис. 2, на котором величина SiO_2/CaO по горизонтальной оси является чутким показателем степени фракционирования при образовании исходных магм, а значение $(Al-2Ca)/(Na+K)$ по вертикальной оси обратно величине щелочности при формировании гранитоидов. На рисунке поле состава гранитоидов коллизийного Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области почти идеально точно совпадает с полем раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита, расположенного примерно в тысяче километров от него. Продуктом очень глубокого малобарического внутрикамерного фракционирования кислых магм являются редкометальные литий-фтористые граниты, которые образуются на постскладчатой стадии эволюции коллизийных областей.

При подъеме нижнемантийных плюмов содержащиеся в них тела эклогитов в первую очередь переплавлялись под влиянием огромной декомпрессии с формированием толеитовых и кварцтолеитовых магм. Очаги таких магм в мантии кристаллизовались и фракционировали при остывании. В случае относительно малоглубинных условий в них формировались кислые остаточные расплавы и магматические породы такого состава, встречающихся на океанических островах, в континентальных рифтах и в зонах субдукции. Эти магмы формировались в условиях наиболее высокого давления, что является причиной их повышенной щелочности. Таким образом, только процессы магматического фракционирования приводили к образованию кислых магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.
2. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131
3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

ПРОЦЕССЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИТ–КОМЕНДИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПОРОД ВУЛКАНА БЕЛОГОЛОВСКИЙ (КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ EDS И LA-ICP-MS ИССЛЕДОВАНИЙ Щербakov Ю.Д.¹, Перепелов А.Б.¹, Карманов Н.С.², Брянский Н.В.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

г. Иркутск, scherb@igc.irk.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

г. Новосибирск, krm@igm.nsc.ru

Для расшифровки процессов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов и установления их роли в распределении редких элементов в вулканических породах методами моделирования необходимы данные о содержаниях петрогенных и редких элементов в пороодообразующих минералах. Эти данные могут быть получены при помощи EDS и WDS спектроскопии и методом LA-ICP-MS.

Нами с использованием указанных методов проведен минералого-геохимический анализ трахиандезит-трахит-комендитовой ассоциации пород, входящей в состав щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулкана Белоголовский вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Целью работы было установить возможность образования кремнекислых щелочных пород – трахитов, комендитовых трахитов и комендитов в процессах дифференциации трахиандезитовых и трахитовых магм.

Трахиандезиты вулкана Белоголовский имеют $Pl+Cpx+Ol+Orx\pm Amph$ или $Pl+Orx+Cpx\pm Ol\pm Amph+Mgt$ парагенезисы минералов-вкрапленников. Трахиты этого вулканического сооружения представляют собой плагиопорфировые породы, минералы-вкрапленники в которых представлены, как правило, ассоциацией $Pl+Fsp+Cpx+Bt$ с участием в некоторых разностях Orx , $Amph$, Mgt и Plm в трахитовой, фельзитовой или гиалопилитовой основной массе. Крайне редко в трахитах отмечается Ol . Редкопорфировая структура комендитовых трахитов характеризуется $Pl+Fsp+Kfs+Bt$ парагенезисом вкрапленников в фельзитовой основной массе. Комендиты вулкана обычно представлены стекловатыми или субафировыми разностями с незначительным количеством вкрапленников $Kfs+Bt$ и еще более редкого Mgt .

Составы минералов-вкрапленников были установлены EDS методом, а их редкоэлементный состав определен с использованием системы лазерной абляции UP213A/S фирмы PerkinElmer (США) и квадрупольного масс-спектрометра LA-ICP-MS NexION 300Q фирмы Agilent Technologies Inc. (США). Для контроля качества LA-ICP-MS анализа минералов использованы международные стандарты NIST-610, 612, 614 и «внутренние» стандарты по концентрациям в минералах Si или Ca. Составы и микроэлементные характеристики исследованных пород установлены методами RFA и ICP-MS (ELEMENT 2 фирмы Finnigan MAT, Германия).

Как показано на примере распределения редкоземельных элементов в минералах трахитов (рис.), полевые шпаты трахитов имеют умеренные концентрации REE с высокой степенью их фракционирования и ярко выраженными максимумами нормированных концентраций Eu. Близики к ним по содержаниям REE биотиты, для которых Eu аномалия не характерна. Пироксены тра-

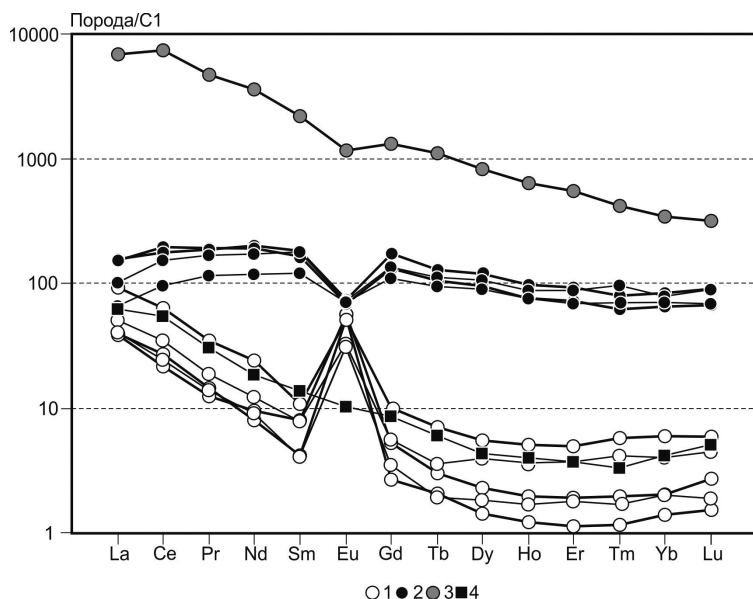


Рис. Распределение REE в трахитах вулкана Белоголовский по данным LA-ICP-MS. Содержания нормированы на C1 [2]. Условные обозначения. 1 – плагиоклазы, 2 – пироксены, 3 – апатит, 4 – биотит.

хитов отчетливо обогащены как легкими, так и тяжелыми элементами редкоземельной группы и REE в сравнении с полевыми шпатами. Для графиков распределения REE в пироксенах характерен отчетливый Eu минимум. Наиболее высокими концентрациями лантаноидов обладают апатиты. Уровни концентраций в них REE на 1-2 порядка выше, чем в других исследованных ми-

нералах. Для апатитов наблюдается высокая степень фракционирования REE и слабо выраженная отрицательная Eu аномалия. Из других примечательных особенностей в распределении редких элементов в минералах трахитов следует отметить высокие концентрации в полевых шпатах Ba (1500-2800 ppm), в пироксенах Sc (174-338 ppm) и Y (89-143 ppm), в биотитах Ba (3260 ppm) и Nb (73 ppm), в апатитах, помимо REE, также Y (824 ppm), Th (18 ppm) и U (6 ppm).

Таблица 1. Коэффициенты распределения редких элементов «минералов/расплав» для трахитов вулкана Белоголовский.

№ Обр.	ПП-2591			ПП-3102		
	Pl	Cpx	Ap	Pl	Cpx	Ap
Ba	2.11	0.03	н.о.	2.17	н.о.	н.о.
Sr	н.о.	0.07	1.15	н.о.	0.10	27.57
Th	0.22	0.10	4.12	0.05	н.о.	2.30
U	0.36	0.38	7.20	0.11	н.о.	2.13
Y	0.11	3.44	24.32	2.41	3.43	1.34
La	0.23	0.94	41.92	0.26	0.41	42.83
Ce	0.17	1.40	59.11	0.19	0.74	56.58
Pr	0.12	1.83	45.95	0.15	1.21	48.90
Nd	0.10	2.54	44.72	0.14	1.62	48.08
Sm	0.07	3.75	43.24	0.09	2.85	49.45
Eu	1.41	1.87	29.15	1.08	2.60	42.41
Gd	0.39	5.69	43.56	0.13	4.14	49.81
Tb	0.11	4.71	40.31	0.08	4.08	46.30
Dy	0.10	5.16	35.90	0.09	4.40	40.33
Ho	0.09	4.44	28.72	0.09	4.10	34.32
Er	0.08	4.43	26.37	0.11	3.50	27.61
Tm	0.10	4.07	21.06	0.08	3.50	20.34
Yb	0.10	4.09	16.85	0.10	3.41	15.88
Lu	0.13	4.13	14.65	0.08	3.08	13.90

Примечание. ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3102 – Вт-трахит. н.о. – не определено. Мин. – минералы.

В таблице 1 показаны коэффициенты распределения редких элементов для системы «минерал/расплав». В соответствии с отмеченным обогащением минералов из трахитов рядом редких элементов, коэффициенты распределения «минерал/расплав» значительно выше «1» для Ba и Eu в полевых шпатах, Y и HREE в пироксенах и Th, U, Y и REE в апатитах.

С использованием полученных нами и заимствованных из литературы коэффициентов распределения редких элементов для кислых магматических пород, а также данных о составах породообразующих минералов проведено моделирование процессов дифференциации трахиандезит-трахитовых магм.

Методами баланса масс и микроэлементного моделирования показано, что формирование трахинадезит-трахит-комендитового ряда пород в

составе щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии определяется реализацией процессов кристаллизационной дифференциации или «фильтр-прессинга» в малоглубинных магматических камерах с участием минерального парагенезиса Pl-Kfs-Cpx-Opx-Amph-Bt-Mgt-Ilm-Ap и преобладающей ролью полевошпатового компонента. Удовлетворительные результаты получены при расчете модели формирования трахитов в результате дифференциации трахиандезитовой магмы, а также при расчете модели Amph-трахит – комендитовый трахит и модели Bt-трахит – комендит. Для формирования трахитов из трахиандезитовой магмы необходимо допускать удаление из расплава Pl ~21, Ol ~4, Cpx ~4, Mgt ~2, Ilm ~2, Ap <2 об.%. Объем полученного трахитового расплава составляет в этом случае ~65 об.%. При фракционировании минералов из Amph-трахитов возможно получение ~48 об.% комендитового трахита (Pl ~21, Kfs ~23, Opx ~3, Cpx ~1%, Mgt ~3, Ilm ~1, Ap <1 об.%). Для того чтобы в результате дифференциации трахитовой магмы сформировался комендитовый остаточный расплав, необходимо фракционирование минералов Bt-трахита в количестве Pl ~13, Kfs ~33, Opx ~2, Mgt ~2, Ilm ~1, Ap <1 об.%. Объем комендитового остаточного расплава достигает при этом ~48 об.%.

Ранее О.Н. Волынцом с соавторами [1] было проведено моделирование формирования трахиандезибаазальт-трахиандезит-трахит-комендитовой серии пород вулкана Белоголовский в процессе кристаллизационной дифференциации. Авторы пришли к выводу о существовании двух линий дифференциации магм: 1. трахиандезибаазальт-трахиандезит-трахит-комендитовая, и 2. трахиандезибаазальт-трахиандезит-трахитовая. Как показывают результаты проведенного нами моделирования с использованием данных о распределении редких элементов в минералах из пород серии, схема дифференциации по [1] подтверждается. Исключение составляет лишь наш вывод о формировании комендитовых трахитов из Amph-трахитов и отсутствие связи этой группы расплавов с комендитами, тогда как в цитируемой работе указывалось, что этот тип пород имеет с ними генетическое родство. Возможно, это связано с отсутствием в тот период у авторов данных о распределении редких элементов в минералах исследуемых пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-12026-офи_м, 14-05-00717, и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия. 1990. № 4. С. 506–525.
2. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

МАГМАТИЗМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ, СФОРМИРОВАННЫХ НАД ГОРЯЧИМИ ПОЛЯМИ МАНТИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ – КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ)

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, yarm@igem.ru*

Выделен Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ, который отличается широкой зоной проявления конвергентных процессов (в поперечнике более 1000 км) и особым строением, определяемым рядом закономерно сменяющих друг друга от океана к континенту структур: островные дуги → окраинные моря → рифтовые зоны краевой части континента → области внутриплитного магматизма. Соответственно с порядком структур изменяется характер магматизма от известково-щелочного на фронте конвергентной границы к субщелочному и щелочному внутриплитной специфике в тыловой ее части. Показано, что такой тип границ формируется в обстановках конвергенции над горячими полями мантии (Yarmolyuk et al., 2013)

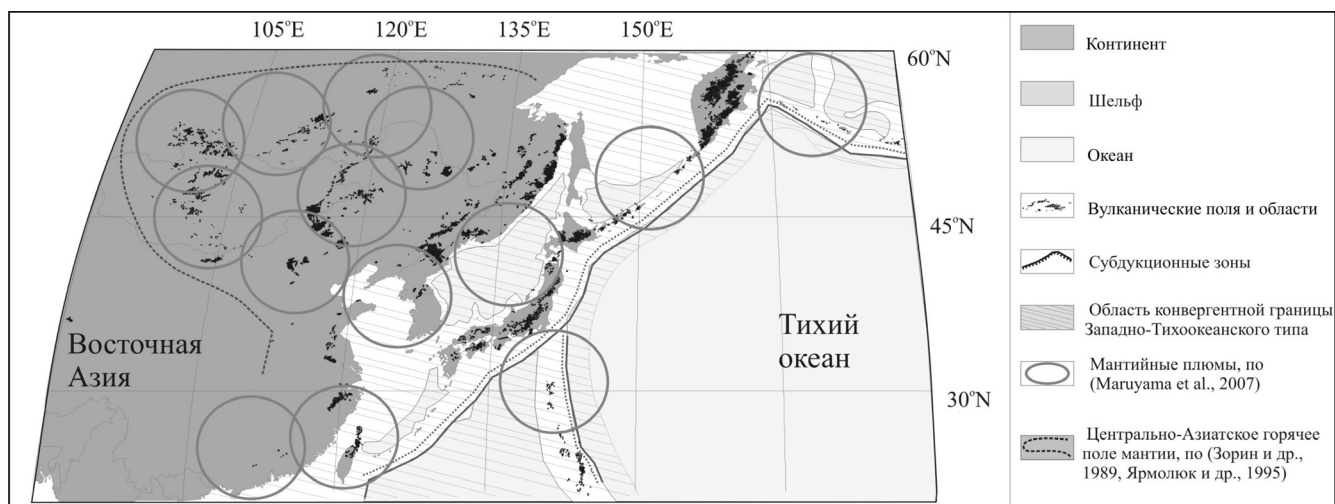


Рис. Магматические области Востока Азии: Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ и распределение в его пределах областей новейшего вулканизма.

Особенности строения и закономерности формирования этого типа конвергентных границ и причины образования в их пределах окраинных и задуговых бассейнов рассматривались разными исследователями (Molnar P., Tapponnier P., 1975; Зоненшайн, Савостин, 1979; Ханчук и др., 2006; Miashiro, 1994; Maruyama et al., 2007; Zhao, 2009 и др.). Особые геодинамические условия этой обстановки отражены в вещественном составе соответствующих магматических пород (Федоров, 2006, Филатова, Федоров, 2001). В островодужных системах океанического края конвергентной области, например, Марианской, Идзу-Бонинской островных дугах, широко развиты породы толеитовой (островодужной) и известково-щелочные серий, характеризующиеся низким содержанием большинства несовместимых элементов, особенно высоkozарядных Ti, Nb, Ta и др.. В островных дугах, приближенных к краю континента (Япония, Камчатка), преобладают породы известково-щелочной серии, но, кроме того, появляются породы субщелочной серии. Для задуговых бассейнов характерны рифты (зоны спрединга), а состав их магматизма определяют базальты MORB типа, базальты, относительно обогащенные несовместимыми элементами (BAВ - back arc basalt), а также базальты OIB типа (например, в Японском море).

Особое место в строении конвергентной границы занимает внутриконтинентальная магматическая провинция Востока Азии. Она прослеживается от края континента далеко вглубь его (~3000 км) вплоть до Алтайских гор (рис.). В строении провинции различаются Дальневосточная и Центрально-Азиатская субпровинции (Ярмолюк и др., 2011).

Дальневосточная субпровинция (Северо-Восточный Китай, Хабаровский и Приморский края) охватывает равнинную и низкогорную окраину континента, образующую опущенную ступень относительно внутриконтинентальных (в том числе, Центрально-Азиатского) его участков. Она характеризуется развитием системы северо-восточных грабенов, которые протягиваются вдоль края континента и определяет линейный (рифтогенный) характер распределения вулканических полей. Внутриплитный характер магматической активности в пределах субпровинции не вызывает сомнений для позднекайнозойского этапа развития территории. Более ранние, например, меловые проявления вулканической активности в значительной степени контролировались процессами конвергенции на границе континентальной и океанической литосферных плит.

Для Центрально-Азиатской субпровинции характерны пространственно изолированные вулканические области, выделяющиеся длительным и многоэтапным развитием. История развития, по крайней мере, некоторых из них прослеживается, начиная с поздней юры в интервале времени около 160 млн. лет. На протяжении раннего мела в развитие этих областей преобладали процессы рифтогенеза и платоизлияния больших объемов. Повсеместное ослабление вулканической де-

тельности произошло в позднем мелу и раннем кайнозое. Общая активизация внутриплитного вулканизма намечается с конца раннего кайнозоя, когда в регионе возникло несколько новых вулканических областей. Позднекайнозойская вспышка вулканизма стала объединяющей для вулканических областей Дальневосточной и Центрально-Азиатской субпровинций.

Для магматизма провинции в целом типичны основные высококалийевые породы. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОІВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) источники вулканизма в Центрально-Азиатской субпровинции формировались при участии умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а также обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. По своим параметрам этот совокупный источник расплавов сопоставляется с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океаническое плато Кергелен.

Оценены закономерности миграции вулканизма в пределах вулканических областей. На примере Южно-Хангайской области показано, что разновозрастные проявления вулканизма образуют закономерно построенную цепь лавовых полей, палеогеографическая позиция которых остается постоянной во времени. Подобные следы остаются в литосферной плите при ее миграции над не меняющим свое положение источником магматизма (горячей точкой). Поэтому развитие области было связано с активностью мантийного плюма. Близкие закономерности развития, включая миграции центров вулканизма, установлены для ряда других позднемезозойских – кайнозойских вулканических областей Центральной Азии. Их сходство с ЮХВО подчеркивается близким составом пород вулканических ассоциаций, а также большой продолжительностью и многоэтапностью формирования. С учетом структурной независимости вулканических областей в пределах провинции можно предположить, что их формирование контролировалось обособленными горячими точками мантии (мантийными плюмами). Концентрация таких горячих точек мантии в пределах востока Азии и их синхронизированная вулканическая активность позволяют сделать вывод о существовании общего горячего поля мантии, регулировавшего деятельность этих изолированных плюмов.

Представления о наличии горячего поля мантии и отдельных мантийных плюмов в основании Ц. Азии подтверждаются данными гравиметрических (Зорин, Турутанов, 2005) и сейсмо-томографических (Мордвинова и др., 2007) исследований. Под районами новейшего вулканизма выявлены локальные выступы астеносферы, поднимающиеся до глубин менее 50 км от поверхности Земли (Зорин, Турутанов, 2005). Астеносферному выступу в основании Хангайского нагорья соответствует узкая низкоскоростная аномалия, которая прослежена до глубин 450–600 км (Мордвинова и др., 2007). Такие выступы астеносферы зафиксированы под другими вулканическими областями.

Вопросы формирования внутриплитной провинции широко обсуждались в последние десятилетия. Впервые на совмещение конвергентной границы на западе Тихого океана с Тихоокеанским суперплюмом обратил внимание Maquyama (Maquyama, 1994). Одна из наиболее обсуждаемых точек зрения на происхождение конвергентной границы и, в частности, ее внутриконтинентальной части была высказана в работах Д. Жао (Zhao, 2004, 2009) и Ю.А. Зорина (Зорин и др., 2006, 2005). В этих работах возникновение провинции связывается с особым типом субдукции под окраину Азии, в результате которой субдуцированный слэб образует слой, прослеживающийся в основании верхней мантии далеко под континент, в том числе под край вулканической провинции. Считается, что переработка мантии, связанная с участием стагнированной части слэба, является причиной зарождения мантийных струй, питающих внутриплитный магматизм. Наши данные существенно ограничивают достоверность этой модели. Во-первых, Центрально-Азиатская часть провинции расположена вне зоны возможного влияния стагнированного слэба. Во-вторых, в соответствие с сейсмотомографическими данными, мантийные плюмы под вулканическими об-

ластями прослеживаются до границы с нижней мантией и ниже, то есть ниже переходного слоя. В-третьих, за время существования вулканических областей Центрально-Азиатской субпровинции (~160 млн. лет) субдукционная система на восточной окраине континента неоднократно перестраивалась, менялся характер конвергенции, происходило смещение зон субдукции в сторону океана. Но эти перестройки никак не сказывались на размещении центров внутриплитного магматизма в Центрально-Азиатской части провинции. Независимость мантийных плюмов Центральной Азии от процессов субдукции позволяет предполагать их связь с оболочками Земли более глубинными, чем уровень стагнации субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии.

Учитывая эти результаты, нами сделан вывод, что причиной образования конвергентных границ Западно-Тихоокеанского типа является взаимодействие субдуцируемых плит с горячей мантией Тихоокеанского суперплюма (или низкоскоростной Тихоокеанской мантийной провинции) (Kuzmin et al., 2010). В результате этого формирование зон конвергенции здесь происходило не на границе между принципиально различными литосферными плитами – океанической и континентальной, а внутри океанической плиты. Можно предположить, что подобное их образование было связано с падением плавучести «холодной» океанической плиты на «горячей» и менее плотной мантией, вследствие чего происходил излом и погружение океанической плиты в мантию с образованием внутриокеанических субдукционных границ с широким развитием вулканических пород повышенной щелочности. «Горячее» вещество мантии влияет также на характер развития внутренних участков области конвергенции. Оно участвует в образовании зон спрединга в окраинных морях, а также определяет характер рифтогенного магматизма в краевой и внутренней частях континента.

**РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ,
КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ С БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Бердников Н.В.¹, Невструев В.Г.¹, Нечаев В.П.²

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

г. Хабаровск, nick@itig.as.khb.ru

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, nechaev@fegi.ru

Исследования углеродистых осадочных толщ на Дальнем Востоке России [4 и др.] показали, что с ними связан новый тип благороднометальной (золото, платиноиды) минерализации. Поэтому такие породы требуют тщательного изучения с целью разработки способов выявления и локализации экономически значимых источников золота и платиноидов. В работе рассматриваются геохимические характеристики углеродистых пород кимканской и сутырской толщ на востоке Буреинского массива.

Буреинский массив является частью раннепалеозойского орогенного пояса [1]. На севере он граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом, на западе и в центральной части перекрыт отложениями мезо-кайнозойских терригенных впадин, на востоке по сложной системе глубинных разломов сочленяется с Сихотэ-Алинским орогенным поясом, а на юге примыкает к Ханкайскому блоку.

В настоящее время Цзямуси-Буреинский и Ханкайский массивы рассматриваются как фрагменты позднепротерозойских-нижнепалеозойских аккреционных комплексов (террейнов) [1], претерпевших в раннем палеозое интенсивный орогенез и метаморфические преобразования до уровней амфиболитовой и гранулитовой фаций, с остатками зеленосланцевых пород в некоторых тектонических блоках. Самые крупные из этих остатков ранее считались внутрикратонными прогибами верхнепротерозойско-кембрийского возраста. Массивы инъецированы многочисленными гранитными интрузиями палеозойского и мезозойского возраста.

Буреинский массив сложен преимущественно осадочными толщами, метаморфизованными в условиях низких фаций. Пелагические отложения (кремни, яшмы, фтаниты, железо-марганцевые образования, известняки) залегают среди терригенных песчано-сланцевых комплексов на разных стратиграфических уровнях, образуя изолированные тела мощностью от нескольких метров до нескольких километров.

Сутырская толща слагает протяженный (до 75 км) и узкий (до 5 км) тектонический блок в зоне Хинганского разлома. Возраст толщи дискусионен и по мнению ряда исследователей сопоставим с возрастом кимканской толщи, в которой установлена нижнекембрийская фауна. В составе толщи ведущая роль принадлежит серицит-кварц-графитовым сланцам, среди которых встречаются мраморы и кварциты, а также пласто- и линзообразные тела углеродистых сланцев мощностью от 4 до 150 м и протяжённостью до 900 м с содержанием углеродистого материала на отдельных участках до 80 %. Общая мощность толщи оценена в 1500 метров.

На отдельных участках породы толщи подверглись контактовому воздействию палеозойских гранитоидных интрузий. Наложенные изменения углеродистых сланцев проявлены в развитии катклаза, тонкопрожилкового окварцевания и незначительной сульфидизации (пирит, халькопирит).

Кимканская толща завершает разрез венд-нижнекембрийской хинганской серии кимканского прогиба. Она залегают на известковистой лондоковской свите, в которой установлена кембрийская фауна. В составе толщи распространены алевролиты, углеродистые глинистые сланцы, местами превращенные в углеродистые филлиты; встречаются слюдяно-кварцевые сланцы, мраморы, кварциты и пачки высокоуглеродистых сланцев (2,8–25,7 % C_{орг.}) мощностью от 30 до 100 м и протяжённостью до 2500 м. В связи с формированием ордовикских интрузий гранитов породы толщи контактно метаморфизованы в условиях амфибол- и мусковит-роговиковой фаций.

Ее суммарная мощность около 1000 метров. В единичных пробах углеродистых сланцев кимканской толщи отмечены повышенные содержания платины (до 10 г/т) и палладия (до 0,6 г/т) [2].

Сланцы пересечены беспорядочными прожилками (0,05-1,0 мм) деформированного мелкозернистого кварца и слабо катаклазированы с образованием извилистых зон перетёртого материала.

Углерод сланцев изученных толщ различается по изотопному составу. Для сланцев сутырской толщи характерны значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}}$ от -20,7 до -23,7 ‰, Типичные для углерода биогенного происхождения. Сланцы кимканской толщи имеют утяжеленный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}} = -15,6 \div -19,1$ ‰), что, по-видимому, является следствием привноса мантийного углерода при формировании металлоносных осадков. Дополнительное вторичное обогащение тяжелым углеродом в процессе декарбонатизации в присутствии железа также вероятно.

Геохимическая характеристика изученных толщ основана на анализе средних содержаний редких, редкоземельных и рассеянных элементов в выборках, сформированных как из проб по практически неизменным породам, так и из пород, подвергшихся гидротермальным изменениям. Для кимканской толщи также составлена выборка из металлоносных разностей углеродистых сланцев.

Для оценки условий формирования исходных осадков толщ использованы дискриминационные диаграммы $\text{La}_n/\text{Ce}_n - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$ [7], $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [9] и $\text{La}/\text{Sm} - \text{Yb}/\text{Sm}$ [8]. На них фигуративные точки углеродистых сланцев сутырской и кимканской толщ тяготеют к полям активных континентальных окраин при влиянии надсубдукционного вулканизма и гидротермальной деятельности (повышенные значения HREE), а также морской воды (слабая отрицательная аномалия Ce).

Распределение и соотношения главных окислов и REE свидетельствуют о формировании отложений сутырской толщи в гемипелагической обстановке, возможно, в надсубдукционном желобе. Именно здесь накопление преимущественно тяжелых лантаноидов, связанное с сильным влиянием надсубдукционного вулканизма и морской воды [8] может сочетаться с привносом продуктов размыва континента, отраженном на графиках низкими значениями отношения La/Ce и высокими Al/Fe . Впрочем, такие же условия могут создаваться и в центральных частях окраинных морей.

Осадки кимканской толщи также, вероятно, являются гемипелагическими, но отложенными под большим влиянием терригенного сноса (выше на приконтинентальном склоне желоба или ближе к континентальному склону окраинного моря). Кроме того, принимая во внимание утяжеленный изотопный состав углерода, можно предположить, что в их образовании участвовал привнос глубинного материала.

В пробах железистых сланцев кимканского железорудного месторождения установлены низкие (< 1 %) содержания глинозема, значения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, близкие к таковым у рудоносных интервалов тим-ястребовской рифтогенной структуры с высокой платиноносностью, а также у никель-молибденовых с благородными металлами месторождений кнр в углеродистых сланцах [2]. Такие характеристики типичны для подавляющего большинства металлоносных осадков современных срединно-океанических хребтов и зон субдукции. При этом показательно, что кимканские руды имеют положительную европиевую аномалию, которая характерна для гидротермальных отложений, проявляющихся в связи с офиолитами рифтовых зон океанов, от надсубдукционных, связанных с более кислыми магмами [3]. В последних европиевая аномалия обычно имеет отрицательный характер. Поэтому наиболее вероятное место образования кимканских отложений – зона активной континентальной окраины или рифт в тылу вулканической дуги.

Высказанные выше предположения не вписываются в «фиксированные» представления о строении и истории региона и соответствуют современной концепции об аккреционной природе буреинского массива. В то же время они не подтверждают некоторые конкретные реконструкции,

в частности, приписывающие железные руды кимканской толщи к отложениям пассивной континентальной окраины на юго-восточном обрамлении северо-азиатского (сибирского) кратона [1].

Для выяснения источников сноса при формировании осадков изученных толщ использованы отношения Al_2O_3/TiO_2-SiO_2 [5] и $Zr/Sc-Th/Sc$ [6]. Их анализ свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником сноса для обеих толщ были породы от кислого до среднего состава, и подтверждает наши предположения о позиции осадконакопления между источниками вулканогенной и терригенной кластики. Металлоносные осадки кимканской толщи формировались при участии пород мафического состава. Известная модель гидротермальной конвекционной системы между толщей морской воды и офиолитами хорошо объясняет увеличение в составе кимканских руд доли металлов восьмой группы элементов, включая железо и платиноиды.

На диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ фигуративные точки выборок группируются в интервале составов от средних магматических пород до верхних горизонтов постархейской континентальной коры. Отсутствие обогащения цирконом свидетельствует в пользу того, что их образование за счет перетложения осадочных пород маловероятно.

Проведенные исследования показали, что углеродистые породы кимканской и сутырской толщ имеют специфические геохимические характеристики, которые могут быть полезны при постановке поисковых работ на золото и платиноиды в пределах распространения терригенно-осадочных комплексов.

Авторы не считают проблему происхождения нажнепалеозойских углеродсодержащих толщ региона окончательно решенной. Для однозначного отнесения их к аккреционным комплексам необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект 12-1-П27-03), интеграционных проектов 12-11-СУ-08-011 и 12-11-УО-08-017.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. Кн. 2. 981 с.
2. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
3. Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В. Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки (к проблеме генезиса современных магматогенных флюидных потоков) // Петрология, 2013. Т. 21. № 2. С. 163-176.
4. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю. и др. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010. № 3. С. 3-12.
5. Hayashi K., Fujisawa H., Holland H.D. et al. Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. N. 19. P. 4115-4137.
6. McLennan S.M., Bock B., Hemming S.R. et al. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks // Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz. Geol. Assoc. Canada: GEOFtext St. John's, 2003. V. 5. P. 1-31.
7. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sedimentary Geology, 1994. V. 90. P. 213-232.
8. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology, 1998. V. 145. N. 3-4. P. 325-394.
9. Roser B.P. and 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. P. 635-650.

**КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
ПРИ СТАНОВЛЕНИИ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

**Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Крук Н.Н.¹, Косарев А.М.⁴, Салихов Д.Н.⁴, Дьячков Б.А.⁵,
Гаськов И.В.^{1,2}, Гусев Н.И.⁶, Мартынов Ю.А.⁷, Осипова Т.А.⁸, Анникова И.Ю.^{1,2}**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, vladimir@igm.nsc.ru*

²*Томский государственный университет, г. Томск, labspm@ggf.tsu.ru*

³*Новосибирский государственный университет
г. Новосибирск, pashkova@ggb.nsc.ru*

⁴*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, amkosarev@mail.ru*

⁵*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева
г. Усть-Каменогорск, bdyachkov@mail.ru*

⁶*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
г. Санкт-Петербург, nikolai_gusev@vsegei.ru*

⁷*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, martynov@fegi.ru*

⁸*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, osipova@igg.uran.ru*

В докладе предпринята попытка провести сравнительный анализ основных рубежей тектонической перестройки, произошедших на Южном Урале и Алтае в средне-позднепалеозойский период времени. В основу положены опубликованные обзорные авторские материалы [1-5], результаты совместных экспедиционных работ [5-7], а также доклады авторов на двух научных конференциях «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» (27-28 августа 2012 г., г. Новосибирск-Усть-Каменогорск; 1-4 апреля 2014 г. Новосибирск).

В средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных (калифонийского типа) и коллизионных обстановок. С субдукционными и трансформными обстановками связан главный объем вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, в Рудном Алтае и Зайсанской сутурной зоне, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и эндогенному оруденению. Особое место занимают трансформные обстановки, которые, вероятнее всего, отвечают сдвигово-раздвиговым трансляциям с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину и(или) островную дугу в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы. Астеносферные окна («slab-windows») обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, РЭ и РЗЭ). Намечены принципиальные отличия астеносферных окон («slab-windows») и крупных изверженных провинций (LIPs), что является основанием для ревизии металлогенического районирования Урало-Монголо-Тяньшанского внутриконтинентального складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3, № 27П), партнерских проектов СО РАН, УрО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН (№ 12-С-5-1022, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», № 79 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени»), проектов РФФИ № 12-05-31470, 14-05-00747, 14-05-00712, фундаментального проекта Комитета науки МОН РК № 1171; гранта Комитета науки МОН РК (тема № 57-313-14), инновационного грант АО «НАТР РК» № 403-313-411, а также в рамках про-

грамм повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского государственных университетов и Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Под ред. академика Щербы Г.Н. Алматы: РИО ВАК РК, 2000.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. № 7. С. 621-636.
3. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационного и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. 2002. 313 с.
4. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.
5. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, 2012. № 6. С. 66-72.
6. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 10. С. 1648-1667.
7. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101-134.

МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Прокопьев А.В.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, ggn@igem.ru

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск

Территория Южно-Верхоянского синклинория (или южно-верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса) относится к Яно-Колымской субпровинции Верхояно-Чукотской минерагенической многометалльной провинции. Мезозойская металлогения Южно-Верхоянского синклинория определяется широким распространением на его площади месторождений золота и серебра различных генетических типов (рис.) приуроченные к различным структурно-фациальным зонам. На золото специализирована Аллах-Юньская зона, в которой выделяются две подзоны – Присеттедабанская и Центральная, разделяемые крупным Миноркидерикинским глубинным разломом. В Присеттедабанской зоне месторождения приурочены к нижне-верхнепермским породам метаморфизованным в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и представлены стратифицированным структурно-морфологическим (Дуэт, Юр, Булар) типом. Жилы выполняют полости отслоения в замках и крыльях линейных складок, нередко тяготея к местам их периклинального замыкания. В них выделяется несколько продуктивных пачек с согласными жилами различной мощности (до 1 м), образующими по простиранию рудные ленты с горизонтальными рудными столбами «карандашного» типа протяженностью до 2 км. Месторождения представлены убого-сульфидным типом. В их составе преобладает кварц (95 %) с примесью альбита и карбонатов, количество сульфидов не превышает 1 %. Среди последних наибольшее распространение имеет арсенопирит при заметно меньших концентрациях пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды и крупного среднепробного золота. Центральная подзона также протягивается в меридиональном направлении (300 км) и сложена теми же метаморфизованными породами, что и Присеттедабанская зона. В Центральной подзоне интенсивно проявлен разновозрастный магматизм – от диоритовых и габбро-диоритовых даек, массивов амфибол-биотитовых гранитоидов раннемелового возраста (125-120 млн. лет, [1])

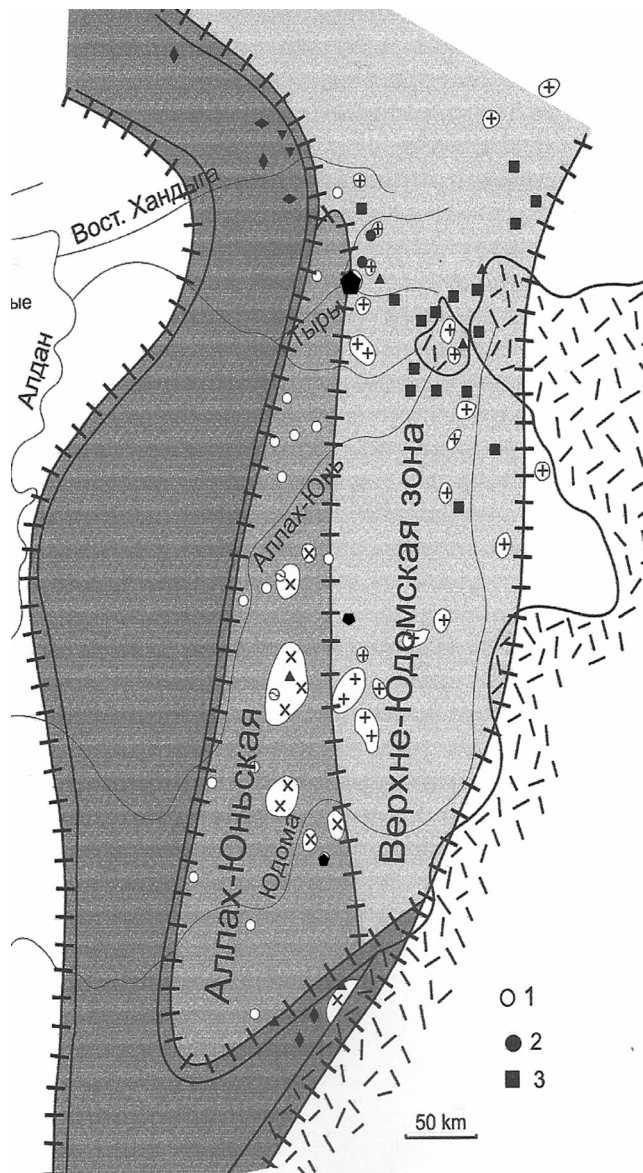


Рис. Металлогеническая карта Южно-Верхоянского синклиория.
 Месторождения золота: 1. Стратифицированные.
 2. Жильные и минерализованных зон. 3. Серебро-олово-полиметаллические месторождения.

ны в Юдомской металлогенической зоне. Зона начинается на востоке Южно-Верхоянского синклиория к западу от Юдомского разлома, разделяющего структуры синклиория и Охотско-Чукотского вулканического пояса, и продолжается на северо-восток, в верховья р. Индигирки. На юго-западе она сочленяется с Центральной золотоносной подзоной, причем в северной части синклиория происходит их существенное перекрытие. Зона отчетливо трассируется серией поперечных разломов и цепочками выходов мелких гранитоидных массивов. Центральная часть зоны имеет заметный изгиб, что связано с воздействием Охотского террейна в связи с позднемеловой Охотской субдукцией. В зоне преимущественно распространены месторождения олово-полиметаллических и серебро-полиметаллических руд. Они тесно связаны с мелкими выходами позднемеловых гранитоидов гранит-лейкогранитового и граносиенитового составов. К их числу относятся серебро-сульфидно-оловянные месторождения Менкече, Алтайское, Кутинское, Джа-

до мелких штоков диоритов, гранодиоритов и даек лампрофиров позднемелового возраста (100-94 млн. лет, [1]). Месторождения представлены тремя структурно-морфологическими типами: жильным (Восход, Тарбаганах), минерализованных зон дробления (Нежданское, Задержное, Лазурное) и штокверковым (Дыбинское). Выделяются два генетических типа: малосульфидный золото-кварцевый и золото-висмутовый. Малосульфидный тип представлен первыми двумя структурно-морфологическими типами. Жильный тип это секущие жилы различной мощности (0,2–10 м) и протяженности (до 500 м). Состав их полностью идентичен со стратифицированным типом. Минерализованные зоны дробления выдержаны по простиранию (до 10 км), мощности (до 30 м), сульфидности руд (до 3-4 %), разнообразию минерального состава, присутствию разнообразных сульфосолей, равномерности распределения золота. Нередко на них накладывается молодое оруденение серебро-полиметаллического или золото-серебряного типа. Золото-висмутовый генетический тип месторождений локализуется непосредственно в мелких штоках гранитоидов и их роговиковом ореоле. В кварцевых маломощных жилах и многочисленных прожилках развиты ранние Fe–Co–Ni арсениды, диарсениды и комплекс висмутовых минералов, представленный висмутином, разнообразными сульфотеллуридами висмута, самородным висмутом и высокопробным (> 900 ‰) золотом. Характерно, что этот тип оруденения на основании возрастных датировок [2] локализуется в гранитоидах как с возрастом 120 млн. лет (Дыбинский массив), так и 100 млн. лет (Курумский массив). Месторождения серебра сосредото-

тонское, Высокогорное и другие. По своим масштабам это мелкие и средние месторождения, но с высокими содержаниями олова (до 3 %), свинца (до 8 %), цинка (до 10 %) и серебра (до 2 кг/т). Руды ряда месторождений имеют повышенные концентрации индия (Высокогорное). Рудные тела представлены главным образом минерализованными зонами дробления, карбонат-сульфидными жилами, реже системой штоккверкоподобных маломощных сульфидных прожилков. По простиранию рудные тела прослеживаются до 1,5 км (Менкекче, Высокогорное), по вертикали отдельные месторождения разведаны на глубину до 500 м. Месторождение Высокогорное естественным взрезом вскрыто на 800 м. Мощность рудных тел весьма изменчива – от первых см. до 12 м. Ранняя касситерит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация продуктивна на олово, карбонат-галенит-сфалеритовые ассоциации – на полиметаллы, блеклорудно-сульфоантимонитовые – на серебро. Месторождения этой минерагенической зоны относятся к постаккреционным.

На генезис золотого оруденения, особенно стратиформного типа, существуют разные точки зрения. Ряд геологов относят его исключительно к гидротермально-метаморфогенному типу, сформированному в процессе регионально-дислокационного метаморфизма (150-140 млн. лет). Другие считают, что в формировании этого типа на раннем этапе участвовали метаморфогенные флюиды и на позднем магматогенные флюиды и парагенетически это связывается с функционированием гранито-гнейсовых куполов. Третьи считают их производными золотоносных РМС, а их стратиформный характер обусловлен своеобразием литологического строения и его реакцией на запад-северо-западное движение Тихоокеанской литосферной плиты, приведших к формированию полостей отслоения. В пользу формирования всех типов золоторудных месторождений региона из однотипного источника свидетельствует и аналогичный изотопный состав серы сульфидов, лежащий в интервале: для стратифицированных месторождений от -3,5 до +3,7 ‰ (15 ан.), для месторождений минерализованных зон от -6,7 до +5,6 ‰ (83 ан.), для золото-висмутитового типа от -5,6 до +0,2 ‰ (25 ан.). При пересчетах этих данных по известным зарубежным методикам на тип источника флюида, то в качестве такового практически однозначно выступает магматический источник. Близкие величины изотопного состава кислорода кварца всех типов золоторудных месторождений ложатся в интервал значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 14,7-16,9 ‰, тогда как изотопный состав кислорода кварца из рассеянных метаморфогенных прожилков района Долгучана составляет 19,6–20,4 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$. Изотопный состав изотопов кислорода и углерода карбонатов для стратифицированных месторождений лежит в интервале для углерода: -1,2 – -3,9 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; для кислорода: 12,7–16,8 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$; для месторождений минерализованных зон соответственно: для углерода: -5,0 – -5,9 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; для кислорода: 15,3–16,9 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$. Повидимому, роль гидротермально-метаморфогенного золотого оруденения для региона представляется преувеличенной. По нашему мнению, золоторудные месторождения всех типов являются производными золотоносных РМС, с флюидами промежуточных камер которых (15-18 м) связано образование малосульфидно-кварцевых месторождений, а с малоглубинными (до 2 км) – золото-висмутитовые месторождения.

Месторождения серебра связаны с функционированием оловорудных рудномагматических систем, которые продуцируют сереброносные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения и наиболее продуктивные серебро-полиметаллические.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 12-05-00623а и 12-05-98506 а- восток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). «МАИК», 2001. 571с.
2. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*, 2001. Vol. 29. P. 167-170.

МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МАЛИНОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Гвоздев В.И.¹, Доброшевский К.Н.², Степанов В.А.³, Горячев Н.А.⁴, Вах А.С.¹.

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, gvozdev@fegi.ru, vakh@fegi.ru

²ЗАО «Приморзолото»

г. Владивосток, kdobroshevskij@yandex.ru

³Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН

г. Благовещенск, vstpanov@yandex.ru

⁴Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ)

г. Магадан, goryachev@neisri.ru

Рудное поле Малиновского месторождения расположено в верховье реки Малиновки и занимает площадь около 30 км². Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет выделить внешние и внутренние кольцевые, а также радиальные разрывные нарушения, что характерно для интрузивно-купольных структур центрального типа. Образованное этой структуры (диаметр около 5 км) произошло в результате внедрения Водораздельного интрузива габбро-монцодиоритов мелового возраста (102 млн. лет; [7, 8]), строение которой в маастрихтское время осложнено субвулканической интрузией умеренно-кислого и дайками пестрого состава.

Вмещающие породы на месторождении представлены осадками мелового возраста: в южной части купольной структуры – песчано-сланцевыми журавлевской свиты (берриас); в северо-восточной – песчаниками и алевролитами ключевской свиты; в северо-западной – вулканогенно-осадочными образованиями дорофеевской свиты.

Золотоносные зоны Малиновского месторождения располагается как в приядерной, так и в периферической части структуры [10]. Это линейные штокверковые зоны, состоящие из одной, двух сульфидно-кварцевых, сульфидно-карбонатно-кварцевых или сульфидных жил, которые сопровождающихся метасоматическими зонами (с турмалином, хлоритом, мусковитом) с прожилково-вкрапленной минерализацией такого же состава. Ориентировка рудных зон чаще совпадает с простираем кольцевых (зоны Меридиональная, Малахитовая, Маячная, Серебряная), реже радиальных (Контактная и др.) разломов. В целом, рудные зоны часто имеют простираем близкое к субмеридианальному, северо-восточному и крутое (на запад или восток) падение. Их протяжённость варьирует от 100 до 225 метров, при мощности от 0,1 до 20,3 метра в раздувах. Некоторые из них прослежены скважинами колонкового бурения на глубину до 250 м. Наиболее распространены на месторождении золотоносные жилы сульфидно-кварцевого состава, а сульфидно-карбонатно-кварцевые и сульфидные – встречаются редко.

В минеральном составе жил и прожилков из породобразующих минералов преобладают кварц, карбонат, хлорит и турмалин, реже встречаются полевые шпаты, мусковит, эпидот, флюорит, апатит. Количество сульфидных минералов варьирует от 5-7 до 30-40 %, в среднем составляя 10-15 %. Из рудных минералов наиболее часто встречаются халькопирит, пирит, арсенопирит и пирротин; в небольшом количестве распространены сфалерит, шеелит, магнетит, галенит, блеклая руда (тетраэдрит), самородный висмут, золото, сульфотеллуриды (группы жозеитов) и теллуриды (хедлейит) висмута, сложные Pb–Bi–Sb (кобеллит, Sb-козалит), Pb–Cu–Sb (бурнонит) и Pb–Bi–Ag (лиллианит-густавит) сульфосоли, висмутин, икунолит, молибденит. В окисленных рудах широко распространены гидроксиды железа, ковеллин, халькозин, малахит, скородит.

Содержание полезных компонентов меняется в широких пределах: от 0,1 до 80,1 г/т Au, от 1,8 до 105,2 г/т Ag, от 0,024 до 8,55 % Cu. В некоторых пробах наблюдаются высокие содержания WO₃ (до 0,95 %) и висмута (до 0,26 %). Такие вариации компонентов в рудных телах обусловлены крайне неравномерным распределением рудных минералов по массе прожилков, в которых часто

наблюдаются участки и гнезда (до 10-15 см) арсенопиритового, халькопиритового, халькопирит-пирротинового и пиритового состава. В этой связи по преобладающему составу сульфидов выделяются следующие разновидности руд: арсенопирит-кварцевые, арсенопирит-хлорит-кварцевые, халькопирит-арсенопирит-кварцевые, халькопирит-кварцевые и пирит-кварцевые. Во всех разновидностях руд последовательность кристаллизации сульфидных минералов одинаковая. Одним из первых кристаллизуются арсенопирит (реже пирит) и халькопирит со «звездочками» сфалерита (структура распада твердого раствора), пирротин; чуть позднее – блеклые руды (тетраэдрит) и сложные Pb–Bi–Sb (кобеллит), Pb–Cu–Sb (бурнонит) сульфосоли; еще позднее (выполняют микротрещины и микропрожилки в арсенопирите) – пирит (основная масса), сфалерит (с эмульсионной вкрапленностью халькопирита – распад твердого раствора), Pb–Bi (Sb-козалит) и Pb–Bi–Ag (лиллианит-густавит) сульфосоли, галенит, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута, самородный висмут, золото, мальдонит, аурустибит.

Интересно отметить, что однотипные минералы из прожилков разного минерального состава имеют разные типоморфные особенности. Так арсенопириты в жилах сульфидно-кварцевого состава часто содержат примесь кобальта (от 0,8 до более 6 мас.%), и пространственно ассоциируют с глаукодотом, иногда с кобальтином. Здесь содержания серебра в золоте варьируют в широком диапазоне. А именно, наиболее низкопробное (24-31 мас.% Ag) золото наблюдалось в сростках с кобеллитом; более высокопробное (16-20 мас.% Ag) – в сростках с козалитом, висмутином, сульфотеллуридами висмута и самородным висмутом. Самое высокопробное золото встречается в сростках с аурустибитом (8 мас.% Ag) и мальдонитом (4 мас.% Ag). В сульфидно-карбонатно-кварцевых жилах самородное золото наблюдалось в тесных сростаниях с Sb-козалитом, галенитом, густавитом и самородным висмутом; реже в арсенопирите встречаются сростания золота с висмутином, сульфотеллуридом висмута, самородным висмутом и галенитом. В этих прожилках иногда встречается арсенопирит с примесью до 1,78 мас.% Sb, а золото содержит 15-18 мас.% Ag. В сульфидных (халькопирит-пирротиновых) жилах золото наблюдалось в сростках с самородным висмутом, хедлейитом, и галенитом. Содержания в нем серебра варьирует от 27 до 38 мас.%. Интересно отметить, что здесь вместо арсенопирита встречаются мелкие (не более 0,1 мм), часто идиоморфные зерна гудмундита, брейтгауптита, ульманита и паракостибита. Следует так же отметить, что блеклые руды (тетраэдрит), галенит, Pb–Bi и Pb–Sb–Bi сульфосоли часто содержат примесь серебра до 1-2 мас.%.

Взаимоотношения минералов и их локализация в разных структурах предполагают формирование минеральных комплексов в рудах Малиновского месторождения в три стадии.

В первую стадию отлагались прожилки шеелит-сульфидно-кварцевого и, вероятно, молибденит-кварцевого состава с арсенопиритом (без примеси кобальта), пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, висмутином (без примеси сурьмы), висмутом, золотом. В прожилках такого состава часто встречается фторапатит (более 3 мас.% F), что сближает их с жилами продуктивными на вольфрамовое оруденение. В минеральном составе околожилных метасоматитах преобладают кварц, полевые шпаты, мусковит и хлорит; турмалин – встречается редко. Здесь кристаллизация минералов происходила из растворов повышенной фосфорноносности, при температурах более 350 °С и вариациях pH от 6,3 до 7,7 (присутствие шеелита; [1]).

Во вторую стадию формировались сульфидно-кварцевые и сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы, в околожилных метасоматитах которых часто преобладает турмалин, а хлорит и кварц имеют подчиненное распространение. В прожилках этой стадии широко распространены арсенопирит (с примесью кобальта), пирит, халькопирит (со звездчатыми структурами распада твердого раствора сфалерита) и сфалерит (с эмульсионной структурой распада твердого раствора халькопирита), сложные сульфосоли разного элементного состава, висмут и золото. Судя по наличию структур распада твердых растворов сфалерита и халькопирита температура кристаллизации этих минералов 300-400 °С. Результаты изучения изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) пиритов и

халькопиритов (пирит – 0,8 ‰; халькопирит – 0,5 ‰) этой стадии минерализации указывают на их близость к значениям состава серы в метеоритном стандарте, что характерно для оловорудных месторождений (Забывое, Тигриное) Приморского региона, генетически ассоциирующих с гранитоидным магматизмом Татибинского комплекса.

В третью стадию формировались сульфидные жилы и микропрожилки, с Cu–Fe (пирротин, халькопирит – преобладают) и Ni–Sb–Co (гудмундит, брейтгауптит, ульманит, паракостибит – подчиненное распространение) минерализацией, пространственно локализованные в монцогаббродиоритах. Судя по присутствию в прожилках пирротина, редких зерен флюорита и самородного висмута, можно предположить, что здесь кристаллизация минералов происходила из восстановленных, высокофтористых растворов при температурах от более 350 (распад твердого раствора сфалерита в халькопирите) до 271 °С (температура кристаллизации самородного висмута по экспериментальным данным [5]).

Сопоставляя полученные результаты с данными по золоторудным месторождениям Востока России можно сделать вывод, что в целом изученные руды Малиновского месторождения являются комплексными и их следует относить к золото-висмутовому типу [2, 3], который в большинстве случаев характеризует рудно-магматические системы с минерализацией, генетически связанной с магматическими комплексами I-S типа [4]. По стадийности минералообразования и типоморфным признакам минералов месторождение имеет большое сходство с Дарасунским, Кировским, Дмитриевским и Средне-Голготайским месторождениями золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого формационного типа [6, 9].

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 12-II-CO-08-030, № 12-III-A-08-146, № 12-III-A-08-145, № 12-III-B-08-165.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брызгалин Д.В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа // Геохимия, 1958. № 3. С. 195-204.
2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золото-редкометальное оруденение Северо-Востока России // Тихоокеанская геология, 1998. № 3. С. 88-94.
3. Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитоидов юго-восточной части мезозойд Северо-Востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 40-52.
4. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометальные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 50-62.
5. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука СО АН СССР. 1971. Т. VI. С. 15-25.
6. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000. № 6. С. 526-548.
7. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петро-геохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Докл. РАН, 2013. Т. 452. № 1. С. 1-8.
8. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрам-овых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP) датирование, изотопная характеристика (³He/⁴He) руд // Доклады РАН, 2012. Т. 443. С. 84-91.
9. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2006. 291 с.
10. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы, 2013. № 3. С. 26-33.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Горячев Н.А.¹, Гвоздев В.И.², Вах А.С.²

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, goryachev@neisri.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, gvozdev@fegi.ru, vakh@fegi.ru

Российский Дальний Восток (РДВ) сложен разнородными тектоническими блоками. Среди них выделяются следующие структуры, обсуждаемые в докладе: (1) докембрийский Сибирский кратон и его деформированная в МЗ пассивная верхоянская окраина; (2) Омолонский и Охотский докембрийские микроконтиненты; (3) Аргунский, Солонкерский и Бурей-Ханкайский супертеррейны РЗ Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП); (4) Монголо-Охотский (МООП), Охотско-Корякский (ОКОП), Яно-Колымский (ЯКОП), Арктический (АОП), Сихотэ-Алинский – Северо-Сахалинский (ССОП), Корякский (КОП) позднемезозойские орогены и (5) Сахалинско-Камчатский (СКОП) и Восточных берегов Камчатки (ВКОП) кайнозойские орогены.

Месторождения мирового класса составляют основу металлогенического потенциала этих структур. Среди них выделяются месторождения: Au (Наталка), Sn (Депутатское, Правое-Урмийское), Ag (Дукат, Прогноз), REE (Томтор), Sb (Сарылах, Сентачан), W (Восток-2, Лермонтовское). Они и много других крупных, средних и мелких месторождений сформировались в течение восьми крупных металлогенических эпох обсуждаемых ниже.

Докембрийская эпоха (Алдано-Становой блок Сибирского кратона, Омолонский микроконтинент, Приколымский террейн, обрамление Охотского микроконтинента). Она характеризуется широким распространением протерозойских месторождений Fe (типа железистых кварцитов) и Ti–P руд, заметным присутствием неопротерозойской Cu (медистые сланцы и медистые песчаники), REE (Томтор) и слабым проявлением Au.

Раннепалеозойская эпоха (венд – силур) проявилась более широко. Это время формирования месторождений Fe и полиметаллов (преобладают), W, Au. Доаккреционные месторождения Fe характерны для структур Бурей-Ханкайского супертеррейна и Галамского террейна МООП. Месторождения полиметаллов распространены в пределах Бурей-Ханкайского террейна на юге и Омудевского террейна ЯКОП на севере. Орогенные месторождения Sn и редких металлов (Ярославка, Вознесенка) характерны для Бурей-Ханкайского супертеррейна, а для Омудевского – стратиформное W оруденение альпийского типа. Небольшие орогенные месторождения Au известны на Омолонском микроконтиненте. В хребте Сеттэ-Дабан (фрагмент пассивной окраины Сибирского кратона) известны венд-силурийские уровни локализации стратиформного флюорит-полиметаллического оруденения. Лено-Анабарский пояс стратиформного Pb–Zn и Cu оруденения выделен в центральной части Сибирского кратона. Оруденение сформировано в прибрежно-морских и лагунных обстановках формирования платформенного чехла в раннем РЗ.

Среднепалеозойская эпоха (девон – ранний карбон) характеризуется формированием эпитептермальных месторождений Au и порфирировых Cu в пределах Кедонской активной окраины Омолонского микроконтинента, стратиформных медистых песчаников и самородной меди в базальтах хр. Сеттэ-Дабан и в Омудевском террейне, полиметаллов (куроко) в обрамлении Омолонского микроконтинента, стратиформных полиметаллов хребта Улахан-Тас (АОП) на севере Якутии. Рудные месторождения формировались в эту эпоху в обстановках активных и пассивных окраин континента.

Позднепалеозойская эпоха (поздний карбон – пермь). Месторождения хромитовых руд, связанные с ультрамафитами сформировались в Яракваамском и Пенжинско-Анадырском террейнах (КОП) в эту эпоху. Позднепалеозойские месторождения эпитептермальных Au и порфирировых Cu руд известны в Лаоелин-Гродековском островодужном террейне (ЦАОП) южной части территории.

Стратифицированные месторождения Pb–Zn, Hg и Mn руд формировались в Омудевском террейне ЯКОП в это же время.

Раннемезозойская эпоха (триас-ранняя юра) слабо проявилась на рассматриваемой территории. Небольшие орогенные месторождения W–Mo–Be руд и Au известны в связи с триасовыми гранитоидами в пределах Аргунского супертеррейна.

Месторождения **позднемезозойской эпохи** (средняя юра-мел) максимально распространены на РДВ. Основные орогенные пояса территории (позднеюрско-раннемеловые МООП и ЯКОП, раннемеловые ОКОП и АОП, средне-позднемеловой ССОП и позднемеловой КОП) и грандиозный окраинно-континентальный постакреционный позднемеловой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) были сформированы в это время. Они определили современный тектонический план и основной металлогенический потенциал территории. Au месторождения орогенного и интрузион-релейтед типов широко распространены во всех орогенных поясах. Около 6000 т Au было добыто из этих месторождений и из россыпей. Они ассоциируют с разнотипными месторождениями Sn, W, Sb и полиметаллов (ЯКОП, ССОП), W, Cu, Mo, эпитеpmального Au и редко Sb–Hg (АОП, МООП, ОКОП). Металлогения ОЧВП характеризуется преимущественно ассоциацией эпитеpmального Au–Ag оруденения (Карамкен, Дукаг) с Mo–Cu–порфировым, Ag–Pb–Zn, W и Sn–Ag. КОП характеризуется ассоциацией орогенного Au с доаккреционными месторождениями хромитов с ЭПГ в ультрамафитах Таловского и Майницкого террейнов (колчеданные руды), а также присутствием доаккреционных руд Mn в кремнистых толщах Янранайского террейна. Хромит-ЭПГ руды известны также на южном фланге ОКОП (Кондер). Доаккреционные позднеюрские месторождения Ti–Fe–V руд (Ариадное) известны в пределах Самаркинского террейна ССОП. Сочетание трех трендов локализации тектонических структур и металлогенических поясов: арктического, монголо-охотского и пацифического характерно для данной эпохи. Первые два преобладали в юре – раннем мелу, пацифический – в позднем мелу.

Раннекайнозойская эпоха (маастрихт – палеоген). СКОП и ВКОП и сопутствующее им орогенное Au оруденение (Сахалина и Корякии) сформировались в этот период. Hg–W и Cu–Ni (Камчатка), редко Sn (Корякия) оруденение также ассоциирует с ними. Окраинно-континентальные палеогеновые вулканические пояса (Аньюско-Беринговский эпитеpmального Hg и Au–Ag оруденения и Восточно-Сихотэ-Алиньский эпитеpmального Au–Ag, порфирового Cu–Mo и борного оруденения) ассоциируют с этими орогенными структурами. Пацифический тренд в локализации орогенных и посторогенных поясов преобладает уже в эту эпоху.

Позднекайнозойская эпоха (неоген-квартер). Это время господства тихоокеанского тренда формирования тектонических структур и металлогенических поясов. Они локализованы в пределах Камчатки и Курильских островов. Это типичная субдукционная окраинно-континентальная и островодужная обстановка формирования эпитеpmальных Au–Ag руд Камчатки (три импульса) и Курил. Они ассоциируют с Cu-порфировым и Hg оруденением на Камчатке и с полиметаллическим типа куроко на Курилах.

Центробежное разрастание металлогенических ареалов от древних континентальных ядер (Сибирского континента и его фрагментов) со сменой сидерофильно-редкоземельной специфики докембрия к благороднометалльно-редкометалльно-полиэлементной специфике MZ–CZ прослеживается в течение всей геологической истории российского Дальнего Востока. Оруденение в орогенных структурах формировалось при заметном влиянии мантийно-корового взаимодействия. Позднемезозойская и кайнозойские эпохи имели главное значение в регионе. Смена структурно-металлогенического тренда формирования руд от циркум-Сибирского к циркум-Тихоокеанскому произошла в это время.

**Пристановой коллизионный пояс –
Новая платиноносная медь-кобальт-никелевая провинция
(юго-восточное обрамление Сибирской платформы)**

Гурьянов В.А.¹, Приходько В.С.¹, Петухова Л.Л.¹, Матвеев А.В.², Алексеев М.И.³

*¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, guryanov_v@mail.ru*

²ОАО «Дальгеофизика», г. Хабаровск

³ЗАО «Кун-Маньё», г. Хабаровск

Пристановой коллизионный пояс является зоной сочленения двух крупных тектонических структур – Алданской гранулитогнейсовой и Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной областей [2]. В строении его принимают участие гранито-гнейсы, блоки архейских пород метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и разные по составу магматические породы, эклогиты [1, 2, 5]. Одной из важнейших в теоретическом и практическом отношениях проблем пояса является оценка потенциальной никеленосности и платиноносности.

Субширотная ориентировка Пристанового коллизионного пояса является дискордантной по отношению к главным картируемым структурным элементам как Алданского так и Джугджуро-Станового мегаблоков [1, 2]. Ему свойственны интенсивные гравитационные и магнитные аномалии, и в целом характерно шарьяжно-надвиговое строение. Возраст коллизионных процессов, спаявших Джугджуро-Становую и Алданскую области оценивается В.А. Глебовицким с соавторами в 1,9 млрд. лет. Наиболее поздний эпизод гранулитового метаморфизма, проявленный в пределах пояса, имеет также возраст 1,9 млрд лет и сопряжен с формированием крупных покровно-надвиговых структур, отличается достаточно высокobarическими условиями образования, что свидетельствует о коллизионной обстановке [2, 5]. Одна из характерных особенностей пояса – присутствие анортозитов, которые в виде пластин и пластообразных тел полого погружаются в северном направлении. Пристановой коллизионный пояс включает (с запада на восток): Курульгинский, Зверевский, Тангракский, Сутамский, Туксанийский, Джанинский и Джугджурский тектонические блоки (рис.), сложенные метаморфизованными в гранулитовой фации породами каларской, курульгинской, зверевской, тангракской, сутамской, туксанийской и джанинской толщ гранулитогнейсового магакомплекса [2, 5]. В целом он представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, протягивающуюся в субширотном направлении на расстояние около 1300 км. В гравитационном поле (аномалии в редукции Буге) эта зона выделяется протяженным субширотным осевым максимумом, обрамленным с двух сторон линейными минимумами [1, 5]. Осевой максимум на всем протяжении соответствует поясу выходов на дневную поверхность пород гранулитовой фации и ареалам пласто- и дайкообразных тел, лакколитов, режештоков и массивов палеопротерозойских мафит-ультрамафитов (1,9 млрд. лет – Sm-Nd изохронный; 1,89-1,88 млрд. лет – Ag/Ag по биотиту; 1,7-1,69 млрд. лет – U-Pb, циркон [3, 4, 5]). По всей вероятности, выведенные на поверхность в осевой части Пристановой зоны гранулиты разных блоков следует рассматривать как выходы нижних горизонтов земной коры. Полосовое развитие глубинных гранулитов с многоярусными телами мафит-ультрамафитов, установленное геологическими методами [5], сохраняется на глубине и даже становится более четко выраженным [1]. Многоярусная локализация мафит-ультрамафитовых интрузивов и рудных тел в пределах рудных полей Кун-Маньёнского, Туксанийского, Геранского, Сутамского районов и района Токинского Становика является не только важным аспектом формирования месторождений в пределах Пристанового коллизионного пояса, но и свидетельствует о вероятной их связи в прошлом с вулканоинтрузивными системами, что открывает дальнейшие перспективы поисков новых рудных тел. Так в хорошо изученном Курумканском рудном поле протяженностью 31 км и шириной от 1 до 3 км выявлено к настоящему времени более 160 пласто- и дайкообразных тел мафит-ультрамафитов,

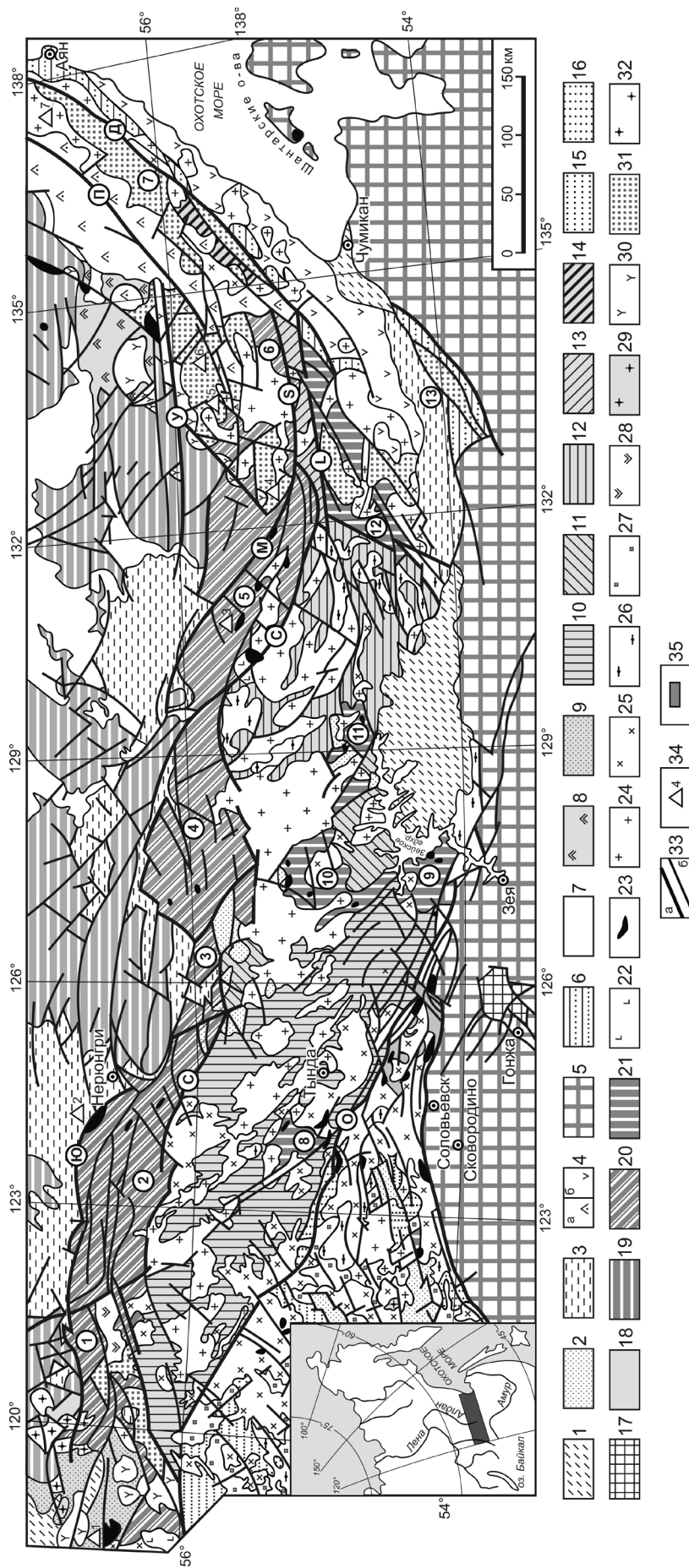


Рис. Схема геологического строения Пристанового пояса и Джуджуро-Становой складчатой области (по В.А. Глебовицкому и др., 2009, с изменениями и дополнениями В.А. Гурьянова, 2013): 1 – неоген-четвертичные впадины; 2-3 – впадины меловые (2) и юрские (3); 4 – вулканические прогибы Охотско-Чукотской зоны; 5 – Предджджурский, 6 – Джелонский; 5 – преимущественно палеозойские нерасчлененные комплексы Монголо-Охотского пояса и Амурского террейна; 6 – палеозойские нерасчлененные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 7 – платформенный чехол (R-V-C); 8 – улканская серия (PR₁); 9 – улканская серия (PR₁); 10-12 – комплексы Джуджуро-Станового террейна (AR₂): иликанская серия (10), мультунгинская свита (11), купуринская и зейская серии (12); 13 – улско-майская серия; 14 – кирано-лавинская серия; 15-16 – комплексы Селенга-Станового террейна (AR₂): тунгирская серия (15), усть-гиллойская серия (16); 17 – гонжинская серия (PR₁); 18 – джелтулакская серия (PR₁); 19 – гранулитовые комплексы Алданского щита нерасчлененные (AR-PR₁); 20 – гранулитовые комплексы Пристанового пояса (AR-PR₁); 21 – гранулитовые блоки в пределах Джуджуро-Становой складчатой области (AR-PR₁); 22 – щелочные базальты (N-Q); 23 – базит-гипербазитовые интрузии нерасчлененные (PR₁-MZ); 24 – гранитоиды тындынско-бакаранского, улско-зейского, ираканского, улско-гого-Джджурского комплексов (J₃-K₂); 25 – гранитоиды позднеэоценового и тукутинского комплексов (PR₁); 26 – гранитоиды токско-алюминского комплекса и их аналоги; 27 – гранитоиды аманского комплекса (P-T); 28 – интрузии щелочных пород (Тасекский массив, PZ₁); 29 – гранитоиды балхатского комплекса (AR₂); 30 – гранитоиды улканского и колдарского комплексов (PR₁); 31 – анортозиты (AR₂-PR₁); 32 – граниты чароудоканского комплекса (AR₂); 33 – разломы: а – основные (границы – С – Становой, Ю – Южнокутский, М – Майский, У – Южноурчурский, П – Предджджурский, Д – Джуджурский, S – Салга-Джанинский, L – Сехтагский, O – Джелтулакский), б – прочие. 34 – месторождения и рудопроявления медно-никелевых с платиноидами руд (1 – Чинейское, 2 – Бурпалинское, 3 – Утук-Макитское, 4 – месторождения Кун-Мань, Малый Курумкан и Кубук, 5 – Богидэ, 6 – Кэндэж, 7 – Няндомы); 35 – на врезке район исследования. Цифрами в кружках обозначены блоки: 1 – Курультинский, 2 – Зверевский, 3 – Тантракский, 4 – Сутаамский, 5 – Туксанский, 6 – Джанинский, 7 – Джджурский, 8 – Ларбинский, 9 – Дамбукинский, 10 – Брянтинский, 11 – Токский, 12 – Чогарский, 13 – Баладский.

и которое прослежено в урезах ручьев и по скважинам на глубины от 200 до 800 м. При этом около 70 % тел сосредоточено в осевой части рудного поля, где интрузивы размещаются вдоль пологих сдвигов и отслоений несколькими ярусами (от 3 до 16).

Приуроченность вышеотмеченных структурных элементов к границе Алданского и Станового мегаблоков приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое сопровождалось тектоническим внедрением (выдавливанием) их в верхние этажи земной коры. Системы разломов, трассирующих Пристановую складчато-надвиговую зону, имеют сквозькоровую природу и сопряжены с каналами проникновения мантийного вещества в земную кору [5]. Особенности геологического строения территории указывают на преобразования земной коры в коллизионной зоне сжатия до уровня её подошвы.

Имеющиеся материалы по никеленосным мафит-ультрамафитам Пристанового коллизионного пояса от р. Олдондо на западе до побережья Охотского моря на востоке позволяют существенно расширить границы и перспективы этого региона и рассматривать его в ранге платиноносной медь-кобальт-никелевой Северостановой провинции [5]. В неё входят Кун-Маньёнская группа медно-никелевых с платиноидами месторождений, месторождения Чинейское и Бурпала, рудопроявления бурпалинского, каларского, сутамского и утук-макитского типов на западе, серия платиноидно-кобальт-медно-никелевых объектов с месторождением Няндоми лантарского типа в Джугджурском габбро-анортозитовом батолите на востоке (рис.). Все известные в мире крупные месторождения шести глобальных возрастных никеленосных эпох сопряжены, как правило, с зонами континентального рифтогенеза. В таких зонах появляются своеобразные интрузии мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который и является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Как установлено в последние десятилетия такие континентальные рифтовые структуры присутствуют и в Пристановой зоне [4, 5]. С ними здесь ассоциируются ареалы и скопления никеленосных мафит-ультрамафитов. На картах гравитационного поля эти скопления характеризуются более высокими значениями по сравнению с полем гранулитов. По материалам геохимических съемок ареалы малых тел и отдельных массивов мафит-ультрамафитов выделяются контрастными литохимическими ореолами и потоками Ni, Cu, Co, Cr, V, Mn, Pt и Pd. Всего намечается в пределах Пристановой коллизионной зоны около 20 областей скопления мафит-ультрамафитовых тел, которые обособляются в 4 формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (сутамский), пироксенит-габбро-анортозитовый (чинейский, лантарский) и габбронорит-вебстерит-лерцолитовый (кун-маньёнский). На границе Амурской области, республики Саха (Якутия) и Хабаровского края в бассейне рек Кун-Маньё и Мая откартировано около 10 линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалов малых интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов с признаками сульфидной медно-никелевой с платиноидами минерализации. В структурном отношении эти ареалы ассоциируются с Верхнемайской зоной шовных дислокаций, заложившейся на границе разнородных блоков кристаллического фундамента и являющейся по составу пород и строению зеленокаменной троговой структурой рифтогенного типа [4]. Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле, в пределах которого завершена разведка и утверждены запасы Ni, Cu, Co, Pt и Pd на двух крупных месторождениях (Кун-Маньё и Малый Курумкан) и продолжаются поисково-разведочные работы на других объектах.

За последние десятилетия получен достаточно большой объем новой информации по распространению и закономерностям распределения кобальт-медно-никелевого оруденения и платиновой минерализации [3-6], которая позволяет с новых позиций подойти к проблеме оценки никеленосности и платиноносности структурно-вещественных комплексов и Пристанового коллизионного пояса в целом. Широкомасштабные комплексные исследования Пристановой зоны показали, что она может быть отнесена к разряду особо крупных минерально-сырьевых объектов Дальнего Востока и Восточной Сибири [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алакшин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология, 1985. № 3. С. 76-85.
2. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009. № 4. С. 3-15.
3. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Песков А.Ю. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизийного пояса // Отечественная геология (в печати), 2014.
4. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук, 2009. Т. 425. № 4. С. 505-508.
5. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И. и др. Платиноидно-медно-никелевое Оруденение кунманьенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) / Платина России. Сборник научн. трудов. Т. 7. Красноярск, 2011. С. 435-448.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 6. С. 529-535.

ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА РЬ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ АКАТУЕВСКОЙ И НОВОШИРОКИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

**Дриль С.И., Сасим С.А., Прокофьев В.Ю., Герасимов Н.С., Владимирова Т.А.,
Ильина Н.Н., Спиридонов А.М.**

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, sdrii@igc.irk.ru*

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана, произошедшее в районе Восточного Забайкалья на рубеже средней-поздней юры, окончательно сформировало структуру земной коры региона [1]. Здесь оказались совмещены разновозрастные структурно-вещественные комплексы Западно-Станового и Аргунского супертеррейнов, разделенные тектоническими фрагментами аккреционных призм палеоокеана, объединенными в составе Ононского террейна [1]. Позднеюрско-раннемеловой постааккреционный этап развития Монголо-Охотского орогенного пояса характеризовался широким развитием магматизма внутриплитовой природы, в составе которого в пределах Восточного Забайкалья следует отметить в первую очередь магматические образования J_{2-3} шошонит-латитовой серии, проявленные в пределах Аргунского супертеррейна южнее Монголо-Охотской сутурной зоны, и породы J_3-K_1 трахибазальтовой серии, проявленные как в Западном, так и в Восточном Забайкалье к югу и к северу от сутуры. Для первой магматической серии типоморфными могут считаться полиметаллические руды с серебром и золотом, а для второй – золоторудные месторождения [2].

Важнейшим изотопно-геохимическим репером для выяснения природы источников рудного вещества является изотопный состав свинца, поскольку этот элемент входит в состав как руд, так и силикатных рудовмещающих и рудогенерирующих пород, что позволяет оценить и интерпретировать природу вариаций этого элемента на всех стадиях развития рудного процесса. Ранее [3] была предложена модель гетерогенного состава источника рудных свинцов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, предполагавшая смешение «мантийного» и «корового» компонентов. Последними исследованиями [4] параметры этих компонентов и их соотношения в рудах различных полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья существенно уточнены и связаны с положением месторождений относительно террейнов, формирующих континентальную кору региона. Так, предположено, что золоторудно-полиметаллические месторождения южной окраины Западно-Станового террейна (Дарасунское, Теремкинское) имеют «мантийный» источник свинца (рис.), что обусловлено тесной связью рудного процесса с основными магмами повышенной щелочности. Для полиметаллических месторождений Аргунского террейна (Бугдинское, Шахтаминское, Ново-Широкинское, Акатуевское, Благодатское и другие) фиксируется

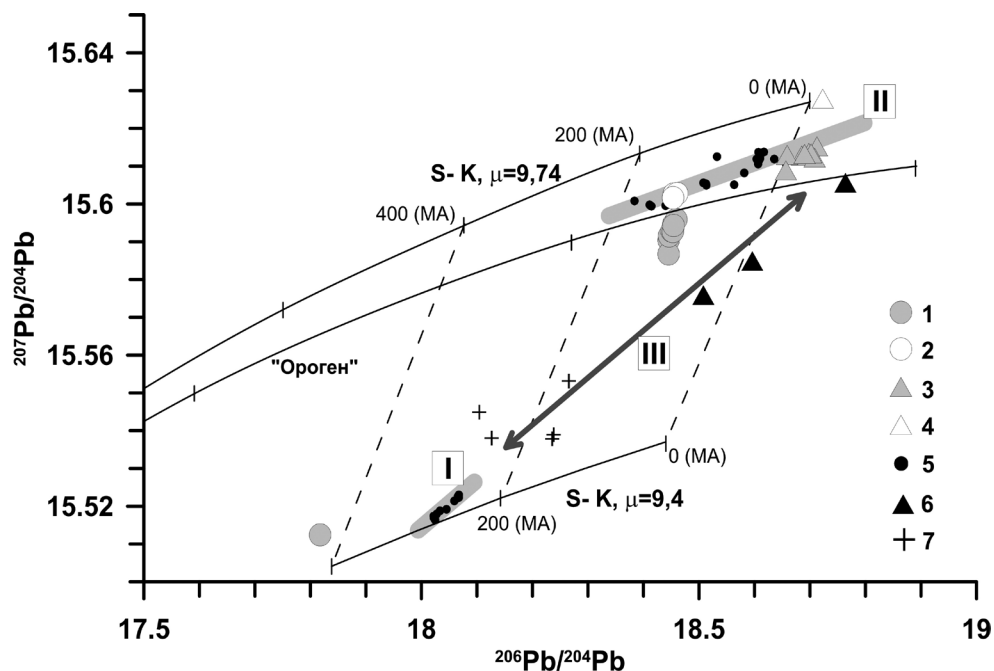


Рис. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья: 1 – Ново-Широкинского по данным авторов; 2 – Ново-Широкинского по данным [4]; 3 – Акатуевское по данным авторов; 4 – Акатуевское по данным [4]; 5 – другие полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья по данным [4]; 6 – составы породных свинцов монцогаббро, монцонитов и кварцевых монцонитов Акатуевского массива; 7 – составы породных свинцов трахибазальтов Ингодинской, Усуглинской, Мулинской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья. Линия эволюции изотопного состава Pb для «орогена» дана по (Доу, Стейси, 1982); сплошные линии соответствуют изотопной эволюции свинца по модели Стейси-Краммерса (S-K). Тренды (I) и (II) показывают эволюцию свинца в «мантийном» и «коровом» источниках по [4]. Линией (III) показана возможная линия смешения между «мантийным» и «коровым» источниками свинца, намеченная по тренду пород Акатуевского массива (шошонит-латитовая серия) и пород трахибазальтовой серии.

«коровый» источник рудного свинца (рис.), близкий по изотопным характеристикам к «Орогену» (Доу, Стейси, 1982).

Ниже приводятся новые результаты исследования изотопного состава рудного свинца галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений Юго-Восточного Забайкалья, расположенные в пределах Аргунского террейна и связанные с магматическими породами шошонит-латитовой серии. Кроме того, был исследован изотопный состав свинцов монцогаббро, монцонитов и кварцевых монцонитов Акатуевского массива, а также трахибазальтов некоторых рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

Измерения изотопного состава свинца выполнялись на многоколлекторном с индуктивно связанной плазмой масс-спектрометре MC-ICP-NEPTUNE plus методом двойного изотопного разбавления с применением трассера $^{207}\text{Pb}+^{204}\text{Pb}$. На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.) показана изотопная систематика галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений с учетом данных [4], а также рассеянных свинцов монцонитоидов Акатуевского массива Александрово-Заводской рифтогенной впадины (шошонит-латитовая серия) и трахибазальтов Ингодинской, Усуглинской, Мулинской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

Изотопный состав галенитов главного рудного тела Ново-Широкинского месторождения близок к линии изотопной эволюции свинца в «Орогене», что подтверждает вывод о коровом источнике свинца этого месторождения [4]. Однако, кроме «корового» свинца на месторождении обнаружен свинец, изотопный состав которого следует сопоставлять с «мантийным» трендом (тренд I и S-K, $\mu = 9,4$ на рис.). Этот свинец обнаружен в самостоятельном рудном теле, находящемся вблизи Главного рудного тела месторождения и вскрытого ортом № 4. Это рудное тело имеет по-

лосчатое строение, характеризующееся чередованием полос среднекристаллического галенита с примесью мелкозернистого пирита и полос, сложенных пиритом, кварцем и карбонатом. Сульфидная часть рудного тела переходит в интенсивно измененный эффузив шошонит-латитовой серии. Таким образом, рудный свинец Ново-Широкинского месторождения имеет два источника – «мантийный», тесно связанный с магматическими образованиями шошонит-латитовой серии, и «коровый», соответствующий «Орогену». Изотопный состав галенитов Акатуевского месторождения является коровым и соответствует «Орогену» (рис.).

Для Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений постулируется тесная связь рудного процесса с магматическими образованиями шошонит-латитовой серии Забайкалья [2]. Фигуративные точки составов трахибазальтов и монцонитоидов (рис.) намечают линию смешения между свинцами «мантийной» природы и свинцами «Орогена». Состав монцонитов главной интрузивной фазы Акатуевского массива располагается в наиболее «коровой» части линии смешения и вблизи с точками составов галенитов Акатуевского месторождения, подчеркивая генетическую связь интрузивного тела и руды. Габбро-монцониты первой фазы массива имеют менее радиогенный состав свинца, что свидетельствует о меньшей степени их контаминации коровым веществом. Трахибазальты имеют еще менее радиогенный и более «мантийный» изотопный состав свинца, близкий к «мантийному» тренду ($S-K$, $\mu = 9,4$ на рис.). Следует заметить, что тренд «мантийной» изотопной эволюции свинца, предложенный для рудно-магматических систем Восточного Забайкалья в работе [4], и получающий дополнительное подтверждение настоящими исследованиями, свидетельствует о существенно более радиогенном составе «мантийного» свинца региона ($S-K$, $\mu = 9,4$) по сравнению с деплетированным мантийным источником ($S-K$, $\mu = 8,9$). Вероятно это связано с внутриплитовой природой вулканитов шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Восточного Забайкалья, которые приурочены к рифтогенным впадинам постаккреционного этапа развития МОП. Расплавы подобного типа не могут генерироваться лишь астеносферной деплетированной мантией. В их составе обязательно должен присутствовать плюмовый обогащенный мантийный компонент, изотопно-геохимическая природа которого остается неясной.

Таким образом, на основе исследования вариаций изотопного состава свинца галенитов руд Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения впервые обосновано выделение двух источников рудного вещества – «мантийного» и «корового», в соответствии с моделью, предложенной [4]. Для Акатуевского полиметаллического месторождения выявлена близость изотопного состава свинца галенитов руд и монцонитов главной фазы Акатуевского массива, что может служить указанием на их тесную генетическую связь. Вариации изотопного состава свинца в породах шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Восточного Забайкалья намечают линию смешения «мантийного» и корового – «Ороген»-компонентов, причем породы первой серии существенно обогащены коровым веществом по сравнению с трахибазальтами. «Мантийный» источник свинца руд и пород имеет более радиогенный изотопный состав по сравнению с деплетированным мантийным источником.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00850 и 14-05-00887, а также интеграционных проектов ИП 99, ИП87.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. №6. С.7-41.
2. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 291с.
3. Дриль С.И., Спиридонов А.М., Ефремов С.В., Владимиров Т.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н. Карийская золоторудно-магматическая система Восточного Забайкалья: Rb-Sr геохронология гранитоидов и изотопный состав рудных свинцов // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. 8-10 ноября 2010г. ИГЕМ РАН. Москва. С.66-67.
4. Чугаев А.В., Чернышев И. В., Бортников Н. С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология Рудных Месторождений, 2013, том 55, № 4, с. 282–294.

ИЗМЕНЕНИЕ ХРОМИТОВЫХ РУД ПРИ УЧАСТИИ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ФЛЮИДОВ

Ерохин Ю.В., Попов М.П., Хиллер В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН

г. Екатеринбург, erokhin-yu@yandex.ru

Нами изучались хромитовые тела в пределах Асбестовского рудного узла, который вмещает в себя Баженовское месторождение хризотил-асбеста (одно из крупнейших в мире) и широко известные Уральские изумрудные копи. Расположен рудный узел в окрестностях г. Асбест (Свердловская область, Средний Урал), примерно в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбург. В рамках этих исследований нами в 2011 году на Уральских изумрудных копиях был открыт новый минерал мариинскит, хромовый аналог хризоберилла [5], который встречается в виде рассеянной вкрапленности в слюдитизированных (грейзенизированных) хромититах. Именно данный факт позволяет говорить о необычном типе изменения хромитовых руд при участии бериллиеносных флюидов с образованием ранее не описанной парагенетической минеральной ассоциации.

Район Асбестовского рудного узла находится в восточной палеоостроводужной области Уральского складчатого пояса на сопряжении двух разнородных структур: Мурзинско-Адуйского коллизионного поднятия и палеозойских толщ Алапаевско-Теченской зоны, разделённых региональным Сусанско-Асбестовским разломом, маркирующей весь Асбестовско-Алапаевский пояс гипербазитов, т.е. большая часть пород района сильно тектонизированы и меланжированы. В геолого-петрографическом аспекте данная территория подразделяется на три зоны: западную – представленную Адуйским гранитным массивом, восточную – Баженовским офиолитовым комплексом и центральную – метаморфизованными эффузивно-осадочными толщами и продуктами метаморфизма ультрабазитов, прорванными дайками диоритовых порфиритов [3, 4]. При этом большинство месторождений и рудопроявлений бериллиевой минерализации (берилла, хризоберилла, фенакита и др.) находятся в центральном блоке и тяготеют к восточному контакту Адуйского гранитного массива с метаморфической толщей верхнепалеозойского возраста.

Хромититы в данном районе слагают мелкие линзовидные тела, размером не более первых метров в длину, хотя в пределах Баженовского офиолитового комплекса существовали хромитовые рудники (видимо, с более крупными телами), которые обрабатывались старателями в дореволюционное время. На данный момент хромитовые копи уничтожены и скрыты постоянно расширяющимися карьерами и отвалами Баженовского месторождения хризотил-асбеста. В целом, в пределах Изумрудных копей хромититы встречаются в оталькованных блоках серпентинитов, а в пределах Баженовского месторождения – в дунит-клинопироксенитовом комплексе, развитом на контакте гипербазитовой пластины с массивом габбро-норитов [1].

Визуально тела хромититов представляют собой мелко-среднезернистую породу коричневого цвета, пронизанную многочисленными разноориентированными прожилками, сложенными агрегатом зеленых слюд. Они сложены вторичным коричневым хромитом и содержат фрагменты реликтового черного первичного магнезиохромита. По краям и в прожилках хромитита развивается зеленый слюдястый агрегат, представленный тремя минералами – мусковитом, алюминоселадонитом и фторфлогопитом. Первые две слюды развиваются на границе с хромитом и являются более хромистыми (Cr_2O_3 до 6 мас.%), а фторфлогопит слагает центральную часть агрегатов и содержит не более 2,5 % Cr_2O_3 . Здесь же со слюдами встречаются индивиды темно-зеленого турмалина, размером до 1-2 см по удлинению. Зерна характеризуются сложной зональностью и по составу варьируют от хромистого дравита до фтордравита. В первом случае содержание хрома в турмалине достигает 20 % Cr_2O_3 , в зонах фтордравита количество хрома резко падает и не превышает 2-3 %. Кроме того, по всей матрице хромититов отмечаются мелкие включения (размером до 50-100 мкм) фторапатита, эсколаита, циркона и хромфериды. В редких случаях в хромовой руде наблюдается редкая вкрапленность самородных металлов – золота и меди [6].

Мариинскит образует обильную изумрудно-зеленую вкрапленность, как в агрегате хромита (но только в более позднем, коричневой окраски), так и среди слюдистой массы. Размер зерен бериллиевого минерала обычно не превышает 200-500 мкм, редко достигает 1 мм в сростках. Мариинскит характеризуется переменным содержанием Cr_2O_3 (53-65 мас.%) и Al_2O_3 (18-30 мас.%) небольшим количеством примесей титана (TiO_2 до 0,8 мас.%) и железа (Fe_2O_3 до 0,5 мас.%), и часто содержит небольшие зонки хризоберилла (только с мариинските из Баженовского офиолитового комплекса [2]). Последний минерал в свою очередь отличается высокохромистым составом (Cr_2O_3 44-49 мас.%), и все его анализы ложатся рядом с полем мариинскита (рис.).

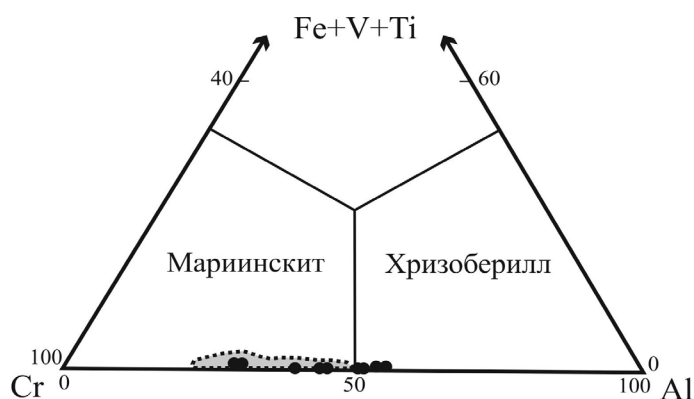


Рис. Составы минералов ряда мариинскит – хризоберилл, построенные на тройной диаграмме Al–Cr–Fe+V+Ti. Точки анализов – составы из Баженовского офиолитового комплекса, полем – мариинскит из Изумрудных копей.

Время преобразования (или слюдитизации) хромитов Асбестовского рудного узла было определено нами по монофракции фторфлогопита (К–Аг метод, ИГГ УрО РАН, аналитик Б.А. Калеганов) и равняется 270 ± 7 млн. лет. Таким образом, изменение хромитовых руд происходило в ранне-среднепермское время и, скорей всего, связано со становлением Адуйского гранитлейкогранитного комплекса, а точнее его жильного комплекса гранитных пегматитов. Так, время образования редкометальных пегматитов Липового Лога из восточного контакта Адуйского массива дает вполне близкую датировку с монофракцией слюды – $262,0 \pm 7,3$ млн. лет (Re–Os возраст молибденитов [7]).

Флюиды, преобразовавшие хромитовые руды являлись не только бериллиеносными, но и высокофтористыми, в пользу этого говорят, предельно обогащенные этим элементом, минералы парагенезиса – фторфлогопит, фтордравит и фторапатит. Флюидный поток связанный со становлением редкометальных пегматитов Адуйского массива преобразовывал не только хромитовые тела, но и вмещающие их серпентиниты с формированием тальк-карбонатных и тальк-антофиллитовых пород, слюдитов и других высокотемпературных апогипербазитовых метасоматитов. Именно этот бериллиево-фтористый флюид, накладываясь на хромитовую матрицу, сформировал такой необычный метасоматический минеральный парагенезис – хромит, мусковит-алюминоселадонит, фторфлогопит, турмалин (фтордравит-дравит), мариинскит-хризоберилл, фторапатит, эсколаит, циркон, хромферид и самородные металлы. Подобные изменения хромитовых руд ранее не описывались, вероятно, в силу сложности определения бериллиевых минералов и вполне вероятно, что некоторыми исследователями мариинскит определялся как эсколаит (на который он внешне очень похож).

Таким образом, нами описан минеральный состав и условия образования метасоматически измененных хромитовых руд в Асбестовском рудном узле. Их типоморфное отличие от других хромитов, преобразованных при участии флюидов гранитоидов, заключается в широком развитии аксессуарных бериллиевых минералов (мариинскита и хризоберилла). Сформировались бериллий-фторсодержащие метакромититы Асбестовского рудного узла под влиянием кислых флюидов во время становления редкометальных пегматитов Адуйского гранитного массива.

Исследования выполнены при частичной поддержке проекта УрО РАН № 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов...».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ерохин Ю.В.** Хромитовое оруденение Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 160-165.
2. **Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Золоев К.К., Попов М.П., Григорьев В.В.** Мариинскит из Баженовского офиолитового комплекса – вторая находка в мире // Доклады АН, 2014. Т. 455. № 4. С. 441-443.
3. **Ефимов В.И.** Геодинамические условия формирования месторождений хризотил-асбеста и изумрудов в Асбестовском рудном узле // Литосфера, 2004. № 2. С. 52-60.
4. **Золотухин Ф.Ф.** Закономерности распределения изумрудов в Малышевском месторождении (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 5. С. 437-448.
5. **Паутов Л.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Карпенко В.Ю.** Мариинскит, BeCr_2O_4 – новый минерал, хромовый аналог хризоберилла // Записки РМО, 2012. Ч. 141. № 6. С. 43-62.
6. **Попов М.П., Ерохин Ю.В.** О находке золота и меди в хромититах Уральских изумрудных копей // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2012. С. 203-204.
7. **Maо J., Du A., Seltmann R., Yu J.** Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metall pegmatite, Central Urals, Russia // Mineralium Deposita, 2003. V. 38. P. 251-257.

МНОГОМЕТАЛЛЬНАЯ (ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ-ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНАЯ) МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КУМИРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НИЖНЕ-ТАЕЖНЫЙ УЗЕЛ) КАК ВОЗМОЖНЫЙ РУДОГЕННЫЙ ИНДИКАТОР ПЕРЕСТРОЙКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ивин В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, ivin_vv@mail.ru*

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВП) известны месторождения и рудопоявления золота, серебра, цинка и свинца, олова, вольфрама и молибдена, сурьмы и ртути, железа, меди и других металлов. Геологические и изотопно-геохимические данные указывают, что пояс является полигенным образованием с пространственно совмещенными магматическими ассоциациями разных геодинамических этапов развития (Мартынов и др., 2013). Можно предположить, что смена геодинамических обстановок должна отразиться и на формировании Кумирного месторождения – весьма интересного, но недостаточно изученного объекта.

Месторождение расположено на площади Нижне-Таежного рудного узла (НТРУ), бассейне руч. Носырева, притока р. Таежной. Геологические образования рудного поля, принадлежат двум структурным этажам: нижнему – вулканогенно-терригенному (ранний мел), породы которого смяты в складки северо-восточного простирания и верхнему – вулканогенному, состоящему из стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений приморской (турон-кампан) и самаргинской (маастрихт) толщи. Приморская толща, мощность которой оценивается в 650-700 м, подразделяется на три пачки. Первая представлена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания (K_{2pr1}), вторая – сваренными «игнимбритовидными» псефито-псаммитовыми пирокластическими накоплениями (K_{2pr2}), третья – игнимбритами, спекшимися псаммитовыми туфами с фьямме аргиллизированного вулканического стекла (K_{2pr3}). На вулканитах верхней пачки (K_{2pr3}) согласно залегают эффузивно-пирокластические накопления среднего и умеренно-кислого состава самаргинской (K_{2sm}) толщи. Они являются комагматами позднемеловых гранитоидных массивов, закартированных в рудном поле и на сопредельных с ними участках.

На месторождении выделено порядка 20 минерализованных зон преимущественно северо-западной, реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной ориентировки. Они разделяется на два, пространственно разобщенных типа: убогосульфидный (собственно серебряный) и умеренносульфидный (серебро-полиметаллический).

Убогосульфидные зоны (Кумирная, Ближняя, Водораздельная, Заманчивая и др.) мощностью до 3-4 м, размещены преимущественно среди накоплений верхней пачки приморской толщи. Для них характерно грубополосчатое строение. Осевые их части обычно сложены гребенчатым кварцем брекчиевидного облика, симметрично или только с одной стороны обрамленным жильно-прожилковыми «полосами», содержащими гнезда, просечки, вкрапленность рудных минералов. Текстуры руд вкрапленные, гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные, структуры – гипидиоморфнозернистые, коррозионные, каемочные и катакластические. Основными жильными минералами рудных зон является кварц различных генераций, гидрослюда, серицит, хлорит; реже отмечаются гранат, эпидот, монтмориоллонит, каолинит. Рудные минералы в виде вкраплений, гнезд и реже прожилков распределены крайне неравномерно. Они представлены пираргиритом, полибазитом, акантитом, арсенопиритом, отмечаются также стефанит, фрейбергит, самородное серебро и золото, электрум, кюстелит, редко сфалерит, галенит и халькопирит. Общий объем рудной минерализации не превышает 1 %. Важнейшая особенность вещественного состава руд серебряного типа – значительное разнообразие минеральных форм серебра и присутствие золота.

Зоны с умеренносульфидной минерализацией (Белембинская, Бортовая, Русловая и др.) сосредоточены в северо-восточной части площади среди ороговикованных вулканитов нижней пачки приморской толщи, тяготея к Малиновскому массиву. Мощность таких зон достигает 10-20 м, протяженность до 1,5 км и более. Они представлены сериями сближенных сложно-ветвящихся крутопадающих кварц-сульфидных жил. Текстура руд вкрапленная, гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная, редко массивная. Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, коррозионная и эмульсиевидная. Жильные минералы зон – кварц, серицит, мусковит, гидрослюда, в меньшей мере хлорит. Для ряда зон характерен бесцветный флюорит и марганцовистый карбонат, иногда отмечаются также адуляр, эпидот и актинолит. Из рудных минералов преобладают пирит, галенит, сфалерит и халькопирит, касситерит; отмечаются также арсенопирит, леллингит, станин и пирротин. Из серебряных минералов встречаются акантит, пираргирит и полибазит. Характерная особенность зон с умеренносульфидной минерализацией – присутствие касситерита и сульфидов Sn, Pb, Zn, Cu, Ag.

Малиновский массив, с которым пространственно ассоциирует оруденение, неоднороден по строению. Он сложен кварцевыми диоритами и порфировидными гранитами, переходящими в краевых частях массива в гранит-порфиры. Ранее считалось, что массив позднемеловой и является представителем приморского вулcano-плутонического комплекса. Наши определения его возраста (Хомич и др., 2010) показали, что кварцевые диориты формировались в палеоцене (64 ± 1 млн. лет), а биотитовые порфировидные граниты в эоцене (47 ± 2 млн. лет). Эти данные, позволяют считать, что и формирование Кумирного месторождения происходило в период 47-64 млн. лет.

По данным многих исследователей (Ханчук, 1997; Геодинамика, 2006) при формировании ВСАВП произошло изменение геодинамических обстановок от надсубдукционной поздне-меловое время к трансформной континентальной окраины в раннем палеогене. С надсубдукционным геодинамическим режимом связано формирование олово-полиметаллических месторождений (Искра, Арсеньевское и др.), расположенных в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы. Руды как правило умеренно-, многосульфидные, по составу являются комплексными (Sn, Pb, Zn, Cu, Ag). Для кайнозойского рудогенеза, который протекал уже на фоне трансформного геодинамического режима, типовыми объектами служат мелкие Au–Ag месторождения (Салют, Ягодка и др.), расположенные в центральной части ВСАВП. Руды – убогосульфидные, но спектр рудных минералов также весьма широк. Сравнение приведенных данных с оруденением Кумирного месторождения показывает, что оно несет черты и олово-полиметаллических и золото-серебряных руд. Это выразилось в следующих особенностях месторождения: 1) полиметалльности минерализации; 2) совместном присутствии в рудах Sn

и Au (считающихся «элементами-антагонистами»); 3) широкой изменчивости степени сульфидности руд. Изложенное позволяет предположить, что формирование олово-полиметаллически-золото-серебряного оруденения Кумирного месторождения происходило в период перестройки геодинамических режимов.

Таким образом, Кумирное многометалльное (олово-полиметалльно-золото-серебряное) месторождение может рассматриваться в качестве рудогенного индикатора перестройки геодинамических режимов при формировании ВСАВПП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука / Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013. Т. 21. № 1. С. 94-108.
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. Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Аг метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестник Томского государственного университета, 2010. № 331. С. 214-218.

Природа бороносных магматических комплексов ВСАВПП:

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Карась О.А., Раткин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, okaras@yandex.ru, ratkin@yandex.ru

Восточно-Сихотэ-Алиньский пояс объединяет поздний мел-палеоценовые вулкано-плутонические комплексы, с которыми пространственно и парагенетически связаны месторождения Sn, Pb, Zn и Ag руд, а также уникальное месторождение боросиликатных руд. Время формирования скарновых боросиликатных руд Дальнегорского рудного района, по нашим данным, отвечает финальному этапу субдукционного поздний сеноман-кампанского (приморского) вулканизма. В силу этого, исследования были акцентированы на изучении вулканических пород приморской серии.

В составе приморской серии доминируют большеобъемные тела игнимбритов высокоглиноземистой серии повышенной щелочности с характерными признаками кислых магм S-типа. По петрохимическим данным, предполагается, что образование толщи игнимбритов связано с плавлением метаосадочных пород верхней коры в условиях окислительной обстановки с доминирующим участием водных флюидов [1]. Отмечается аномальная обогащенность игнимбритов бором (до 220 г/т) и барием (630 г/т) [1, 3].

По данным изучений расплавных включений в кварце игнимбритов (р. Рудная, устье руч. Светлого), определены следующие параметры магматических расплавов: температура 1200-1100 °С, давление 0,6-1 кбар, концентрация воды в расплаве 1,08-3,4 мас.%. В газовой фазе расплавных включений, по данным рамановской спектроскопии, установлено присутствие CO₂ и H₂. Микрозондовый анализ выведенных на поверхность пластины расплавных включений и содержащихся в расплаве твердых фаз показал, что первичный расплав был сверхнормативно обогащен Si, Al, K, Na и Ba (табл.). Формирование расплава связывается с палингенными очагами в верхней коре, сформированными при преобладающем участии терригенных пород Таухинской аккреционной призмы. Сравнение микроэлементного состава игнимбритов и раннемеловых аркозовых песчаников показало, что они однотипны по содержаниям Sn, Zn, Pb, Ba, Rb, Sr, Nd, Sm, Eu, Th, U и др. (рис. 1). Высокие содержания бора в игнимбритах аналогичны содержаниям бора в песчаниках, где бор присутствует в виде кластогенного турмалина.

Таблица. Состав расплавных включений и содержащихся в расплаве твердых фаз.

	1 (15)	2 (21)	3 (9)	4 (6)	5 (1)
SiO ₂	79,49	78,82	48,66	62,8	51,57
Ti ₂ O ₃	–	–	0,17	0,42	14,67
Al ₂ O ₃	10,43	11,06	4,52	17,37	7,73
FeO	0,83	1,60	20,04	0,79	4,18
MnO	–	–	1,77	–	–
MgO	–	–	3,19	–	–
CaO	0,37	0,46	14,93	0,64	13,7
Na ₂ O	4,38	3,23	3,75	2,02	1,27
K ₂ O	3,52	2,99	0,48	10,7	4,07
P ₂ O ₃	–	–	–	–	0,43
BaO	–	–	–	4,38	–
Cl	0,14	0,20	–	–	–
Сумма	99,14	98,39	97,51	99,12	97,62

Примечание: 1-2 состав стекла: 1 – без твердых фаз, 2 – с твердыми фазами; 3-5 твердые фазы в расплавных включениях: 3 – роговая обманка; 4 – калиевый полевой шпат; 5 – титанит. FeO – железо общее; в скобках – число анализов; прочерк – не обнаружено.

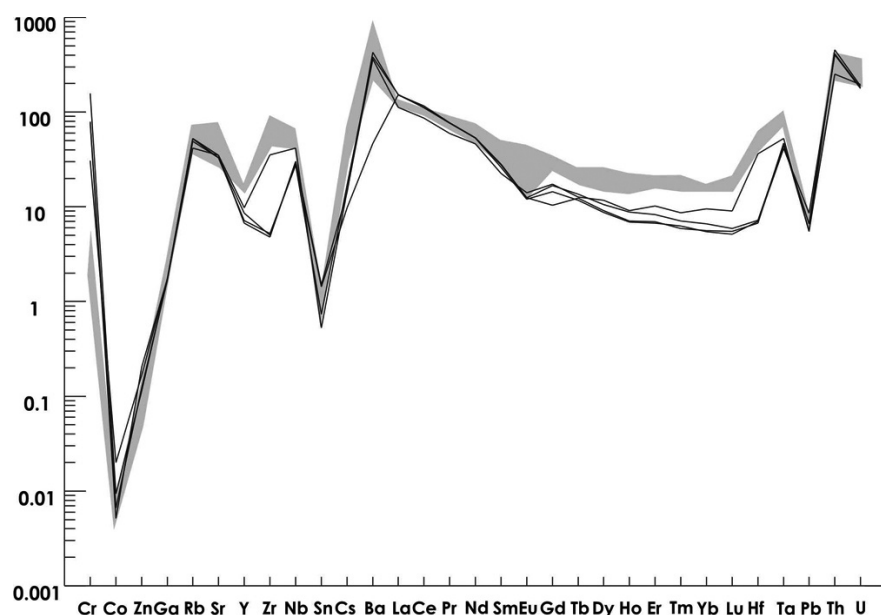


Рис. 1. Диаграмма содержаний элементов, нормированных к хондриту, в вулканических породах приморской серии (заливка) [1] и аркозовых песчаниках Таухинской аккреционной призмы (линии).

В центральной части Дальнегорского района проявлены самостоятельные дайковые комплексы (базальтовые порфириты), которые рассматриваются как образования, фиксирующие финал приморского этапа вулканизма. Возраст базальтовых порфиритов, по данным [2], оценивается как кампанский (около 78 млн. лет). Этот комплекс даек непосредственно вплетается в процесс формирования боросиликатных руд Дальнегорского месторождения. Базальтовая магма, наследуя флюидные каналы, инжектируется в палеогидротермальные полости, где облекает друзы данбурита, формируя «базальтовую оправу» кристаллов. В процессе продолжающейся разгрузки гидротермального потока базальтовые порфириты преобразуются в условиях интенсивного привноса калия, кремния, рубидия, бария и стронция. Однако, петрогеохимическая зональность тел (рис. 2) отражает не столько степень переработки базальтовых порфиритов, сколько неоднородность магматического расплава. Доказательством этого является присутствие разностей с характерными мелкими округлыми обособлениями в виде крупных капель. Изучение состава «капель» и матрикса показало, что текстура не связана с процессами постмагматической гидротермальной переработ-

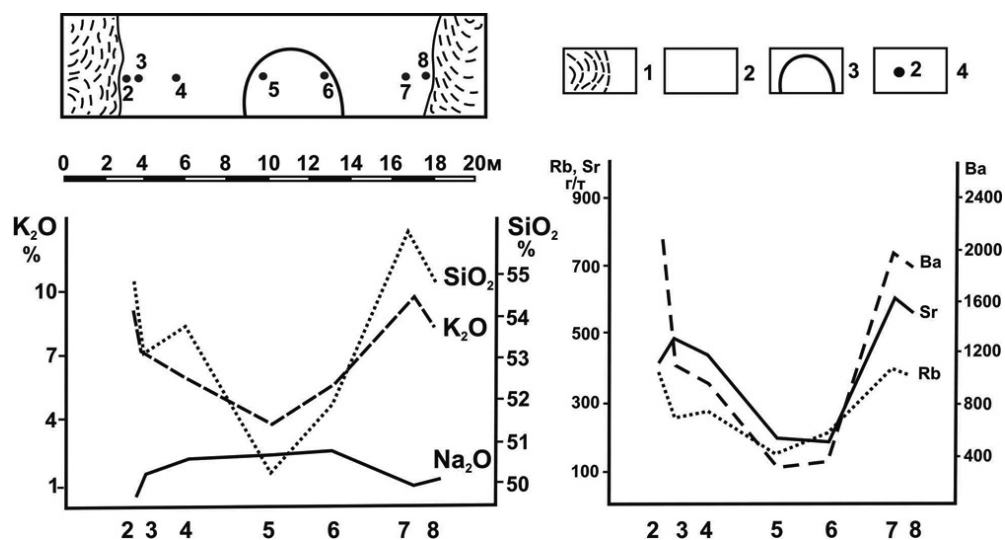


Рис. 2. Зональное тело базальтовых порфиритов в палеогидротермальной полости. Центральный карьер Дальнегорского месторождения. 1. Датолит-геденбергит-воластонитовый агрегат; 2. Базальтовые порфириты; 3. Зона наименее преобразованных базальтовых порфиритов; 4. Места отбора проб.

ки, а предположительно имеет ликвационную природу. Установлено, что поздние фазы обогащены кремнекислотой и бором. Образование текстур связывается с ликвационным фракционированием базальтового расплава, которое инициируется, как нам представляется, судя по высоким содержаниям бора, контаминацией обогащенного бором кремнекислого верхнекорового материала.

В свете полученных данных, вполне закономерна временная приуроченность процессов боросиликатного скарнообразования к периоду завершения вулканической деятельности, когда снижается эксплозивность процессов и реализуются условия для накопления бороносных флюидно-гидротермальных дифференциатов в продвинутых к палеоповерхности очагах кислой магмы. В это время, по данным В.А. Баскиной, трещинные извержения сменяются извержениями центрального типа с характерными гидротермально-преобразованными эксплозивными брекчиями в жерловых аппаратах. Инъектирование базальтовой магмы является индикатором финального импульса эндогенной активности, обеспечивающего разгрузку верхнекоровых очагов на фоне активизации мантийно-нижнекоровых процессов.

В итоге, образование Дальнегорского боросиликатного месторождения связывается с процессами флюидно-магматической переработки складчатых комплексов новообразованной литосферы Сихотэ-Алиня и является результатом заимствования бора из осадочных пород и последующей дифференциации бороносных магматических расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребеников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 1. С. 41-57.
2. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 1. С. 65-82.
3. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАДЕРЖНОЕ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Кондратьева Л.А., Зайцев А.И.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru*

Золоторудное месторождение Задержное расположено в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны Южно-Верхоянского синклинория. Оно было сформировано в постаккреционный этап становления структуры и является полигенным, характеризуясь длительностью

рудообразующих процессов. Мезотермальное Au-кварцевое оруденение представлено двумя минеральными типами – слабозолотоносным додайковым Au–As и продуктивным постдайковым Au-полисульфидным, наложенное эпитеермальное оруденение – Au-редкометалльным и Au-серебряным типами. Геологическое строение, структура рудного поля и минералогия руд были детально описаны ранее [2, 3].

Возраст Au-полисульфидного оруденения, определенный по серициту из кварцевой жилы Ag–Ag методом $123,5 \pm 1,6$ млн. лет [4] и Rb–Sr изохронным методом по жильному кварцу 126 млн. лет [6]. Предполагается метаморфогенно-гидротермальный генезис кварца, слагающего ранние додайковые стратоидные и лестничные жилы, и смешанный магматогенно-метаморфогенно-гидротермальный позднего кварца крутопадающих жил и минерализованных зон дробления. Если кварц ранней генерации стратоидных жил четко идентифицируется от более позднего, то отнесение последнего к конкретному этапу рудообразования довольно проблематично. Совмещенность полихронного оруденения в одних и тех же структурах затрудняет четкую идентификацию жильного материала, претерпевшего в ходе рудообразования многократную регенерацию с наложением поздних гидротермалитов.

Для идентификации кварцев разных этапов формирования месторождения были изучены элементы-примеси в их составе, а так же температуры кристаллизации (таблица). Анализ элементов-примесей кварца проводился по методике [1]. Для оценки температуры кристаллизации минерала применены различные геотермометры: температура гомогенизации газовой-жидких включений, Al-кварцевый [6] и Ti-кварцевый [7] геотермометры.

Содержание элементов-примесей в кварцах месторождения варьирует в широких пределах (Ti – от 1,2 до 40 ppm, Al – 32-271 ppm, Na – 60-140 ppm, K – 10-100 ppm), что может быть обусловлено локальными неоднородностями химизма формирующих жилы растворов. В то же время кварцы жил среднего продуктивного этапа достаточно четко отличаются по содержанию калия (40-100 ppm) и натрия (70-140 ppm) от кварца жил других этапов (10-30 ppm и 60-90 ppm, соответственно) становления месторождения. Характерно, что величина Na/K отношения в кварцах среднего продуктивного этапа в целом имеет меньшие значения (1,0-3,5) чем в кварцах жил других этапов (3,0-8,0). Если это подтвердится при дальнейших исследованиях, то содержания щелочных элементов и их отношения может быть использовано как типохимический индикатор различной продуктивности кварца на золото.

Гомогенизация газовой-жидких включений (ГЖВ) в кварцах месторождения происходит в температурном интервале 119-340 °C при переходе их в жидкую фазу. При этом для кварца продуктивного этапа она в целом начинается при относительно более высокой температуре (табл.).

Несколько иные значения температур образования кварца были рассчитаны по Ti-кварцевому термометру. Их величины, как правило, более высокие (292-546 °C) и в основном группируются в интервале 292-460 °C. Более реальные температуры были определены по Al-термометру (148-307 °C). Эти температуры, за некоторым исключением, совпадают с данными полученными при гомогенизации (ГЖВ). Вероятно, аномальные значения температур определенных по содержаниям Ti и Al в кварцах обусловлены недостаточно чистой подготовкой проб к химическому анализу, характеризуя наличие микропримесей минералов содержащих Al и Ti. В целом значения температур, определенные по химическим геотермометрам, являются более высокими для кварца продуктивного этапа. Полученные данные по трем геотермометрам можно интерпретировать как температурный интервал от начала кристаллизации (Ti-кварцевый термометр) до полного завершения формирования кварцевых жил (Al-кварцевый термометр и температуры гомогенизации ГЖВ).

Предварительные исследования жильного кварца месторождения Задержное позволяют рассматривать типохимизм кварца как индикатор продуктивности золото-кварцевых проявлений и температурных условий их формирования.

Таблица 1. Элементы-примеси в кварцах золоторудного месторождения Задержное и температуры их образования.

№ обр.	привязка	минералы	Ti	Al	Na	K	T° (Ti)	T° (Al)	T° гомогенизации ГЖВ
Безрудные жилы									
20-АН-06	Западный фланг рудного поля	Кварц, кальцит, ильменит	1,2	31,80	70	20	322	148	119, 128, 131, 170, 180, 220
106-ЛК-06	Там же, жила рассечена дайкой спессартигов	кварц	1,2	н/обн	80	20	322		182, 235, 238, 271, 271 P = 0,7-0,9 кбар
Стратоидные жилы раннего этапа									
K-258	Жила № 5, жила рассечена дайкой спессартигов	Кварц. арсенопирит	3,6	60,40	80	10	375	250	
3-АН-06	Жила № 1, шт. 6	Кварц. арсенопирит	5,4	67,20	90	10	401	275	
C-6/1	Там же	Кварц. арсенопирит	10,2	н/обн	60	20	441	0	
K-501-1	Жила № 10	Кварц. арсенопирит	37,2	38,10	60	20	540	170	182, 182, 195, 218, 238, 270 P = 0,9-1,0 кбар
K-315д-3	Жила № 10	Кварц. Арсенопирит, Au	0,6	42,9	60	20	292	187	
Секущие жилы среднего продуктивного этапа									
15а-АН-06	Жила №20	Кварц, серицит, арсенопирит, Au	40,0	50,80	80	40	546	216	198, 211, 230, 272, 290, 298 P = 1,0-1,1 кбар
Штр.4-15-3	Жильная зона № 2	Кварц. арсенопирит, Au	1,8	37,60	70	60	342	166	
Штр.5-95	Там же	Кварц, сульфиды, Au	11,4	н/обн	100	100	449		
6-ЯС	Жильная зона № 2, В-3бис	То же	8,4	171	110	100	429	649	
2-ЯС	Там же, шт.2	То же	3,0	169,4	80	70	368	643	
20-ЯС	Там же, В-5	Кварц. Карбонат, серицит, сульфиды, Au	12,0	97,4	140	80	482	384	
Штр.2-15-2	Васинская зона	Кварц, галенит, Au	6,0	н/обн	110	40	408		143, 152, 158, 168
Штр.2-15-6	Там же	Кварц, карбонат, сульфиды, Au	3,6	76,2	80	30	378	307	
В-14	Там же	Кварц, галенит, Au	4,8	69,9	70	20	394	285	160, 230, 295, 312, 336 P = 1,0-1,4 кбар
Секущие жилы позднего этапа									
Реч.1-3	Зона Аглулинского разлома	Кварц, галенит, электрум, кюстелит, сульфосоли Au и Ag	4,8	231,1	90	30	394	865	160, 182, 184, 197, 197
C-37-19а	Там же	Кварц, сульфиды, сульфосоли	4,2	34,9	60	20	386	159	

Примечание: содержание элементов в ppm.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галенчикова Л.Т., Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Усовершенствованная методика спектрофотометрического определения титана в кварце с диантипирилметаном // Наука и образование, 2011. № 4. С. 17-20.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология, 2007. № 5. С. 11-17.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 23–28.
4. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г., Травин А.В., Прокопьев А.В., Борисенко А.С. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Материалы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2010. С. 105-106.
5. Зайцев А.И., Кондратьева Л.А. Изотопный состав стронция из жильного материала Задержнинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье) // Отечественная геология, 2013. № 6. С. 55-58.
6. Dennen W.H., Blackburn W.H., Quesada A. Aluminium in quartz as a geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1970. V. 27. P. 332-342.
7. Huang R., Audetat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012. V. 84. P. 75-89.

КОЛЛИЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ОЛОВА И ТИТАНА В ПРЕДЕЛАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

*Федеральное государственное унитарное предприятия «Дальгеофизика»
г. Хабаровск*

Особенность развития тектоники в Дальневосточном регионе. Тектонические нарушения обусловленные коллизионными процессами в пределах Дальневосточного региона располагаются преимущественно по краевым частям литосферных плит. Их развитие особенно четко прослеживается по очагам землетрясений на границах стыковки плит: Евразийской, Амурской, Охотской, Филиппинской и Китайской. Границы Амурской и Северо-Китайской плит на карте очагов землетрясений прослеживаются только отдельными фрагментами, что указывает на разный геодинамический режим стыкующихся плит. На границе Евразийской и Амурской литосферных плит коллизионный процесс носит весьма активный, а в других случаях пассивный характер. Следует отметить на границах некоторых литосферных плит как Охотской, Тихоокеанской, наличие в коровой области зон сейсмичности пространственно расположенные над субдукционными пластинами, где концентрируются глубокофокусные землетрясения. Пространственная корреляция литосферных и верхнемантийных сейсмических структур имеет региональное распространение, локализуясь в шовных зонах литосферных плит и глубинных разломов.

Коллизионные структуры сопровождаются комплексом геологических, геохимических, геофизических аномалий. Им соответствуют региональные минимумы силы тяжести, понижение сейсмических скоростей, повышение величины электропроводности и теплового потока. Обычно они сопровождаются проявлением щелочных и кислых хлоридных, сульфатных термальных вод и выходами магматических тел. В пределах коллизионных структур формируются множество тектонических зон и магматических образований, несущих за собой локализацию рудных месторождений различных типов и рангов.

Локализация золоторудных, оловорудных и титанорудных в том числе и крупных месторождений. Известно, что при сравнительно небольшом количестве крупных месторождений, составляющих около 5 % от общего числа месторождений, на их долю приходится не менее 70 % всех мировых запасов полезных ископаемых [1, 3, 4, 5]. Так, например, золоторудные месторождения этого ранга играют ведущую роль в минерально-сырьевой базе Австралии, ЮАР, Канады, Узбекистана, России, олова – в России, Англии, Боливии. Актуальность поисков и прогноза круп-

ных и уникальных месторождений в последнее время резко возрастает. Но вместе с тем, методика их поисков и прогноза остаются до сих пор слабо разработанными

Геолого-структурная позиция оловорудных районов Приамурья во многом идентична условиям образования месторождений, расположенных в других регионах в пределах Тихоокеанского рудного пояса (Северо-Восток РФ, Приморье, Корея, Юго-восток Китая, Вьетнам, Бирма и Север Таиланда). Оловоносные районы пространственно тяготеют преимущественно к площадям широкого проявления главных фаз мезозойской складчатости, происходящей на территории РФ во второй половине юры и мелового периода. Они в большей мере расположены в осевых зонах подвижных областей в некоторой близости к выступам древних крупных оснований и окаймляющих их по периферии тектонических нарушений. В пределах мезозойских оловорудных районов, как правило, приурочены к наложенным структурам. Повсеместно оловоносные районы касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций пространственно и генетически связаны с гранитоидами, возраст которых большинством исследователей определяется как поздняя юра – мел. При совмещении карт мощности земной коры и полей Δg , ΔT с металлогеническими картами Дальнего Востока отмечаются общие закономерности в размещении оловорудной минерализации, располагающейся в основном в пределах блоков с повышенной мощностью земной коры, глубинным неоднородностям корового и литосферного уровней, интенсивных минимумов силы тяжести, в слабоинтенсивных магнитных полях, в областях развития тектонических нарушений с проявлением кислого магматизма, с преобладанием калиевой составляющей и повышенным содержанием MgO.

Одним из ярких примеров крупных оловорудных месторождений на Дальнем Востоке является Хинганское месторождение [3]. Для создания глубинной геолого-геофизической модели по Хинганскому месторождению авторами были использованы данные МОВЗ, МТЗ, ВЭЗ, ВЭЗВП, гравиметрические и магнитометрические наблюдения по профилям выполненные ФГУП «Дальгеофизика». (Месторождение по геофизическим данным приурочено к узлу пересечения трех разломов: Хинганского глубинного, имеющего северо-восточное простирание, и оперяющих его северо-западного и северо-восточного [2, 3]). Хинганский разлом имеет крутое (около 70°) южное падение, оперяющий его разлом – вертикальное, к последнему и приурочено собственно Хинганское месторождение. Проницаемость этого узла, имеющего незначительную площадь, увеличилась в связи с разворотом восточного блока в южном направлении. Это вероятно и послужило образованием трубообразной формы Хинганского месторождения, уходящего на глубину более 1,6 км. Кроме того, при развороте блока происходило резкое растяжение, вызвавшее обрушение тектонически-дробленных пород практически по всей колонне трубообразной зоны.

Крупным месторождением касситерит-силикатной формации в пределах Баджальского района является Правоурмийское [3]. В структурном плане месторождение пространственно располагается в пределах глубинного Правоурмийского разлома субширотного простирания, секущего самый крупный интрузивный купол (более 400 км^2 , в том числе и не выходящего на дневную поверхность) сопровождающейся интенсивным минимумом силы тяжести, увеличением мощности земной коры. Месторождение располагается на склоне этого интрузивного купола. Геодинамический режим при становлении купола, постоянно менялся, краевые его части первоначально испытывали напряжения сжатия, по мере воздымания купола они подвергались растяжению, повлекшему образование зон трещиноватости и разрывов. Структурное поле рудной зоны Правоурмийской определено близширотным разрывным нарушением, «залеченным» дайкой гранитпорфира. Протяженность дайки составляет 9 км, мощность от 60 м до 250 м. Рудное тело зоны Правоурмийской представляет собой штокверк линейного типа, образованный большим количеством различно ориентированных рудовмещающих трещин.

Крупнейшие оловянные месторождения Боливии: Вилоко и Кольквири также относятся к касситерит-силикатной формации с турмалином, хлоритом и сложным комплексом сульфидов

и располагаются: в экзоконтакте гранодиоритового батолита Квимза Курс возникшего на пересечении глубинных разломов обусловленных движением литосферных плит.

К крупным месторождениям золота в Приамурье относятся: Кировское, Покровское, Пионер, Маломир, Многовершинное. В связи с быстрым технологическим прогрессом, бортовое содержание золота может быть снижено до 0,5 г/т, тогда все перечисленные месторождения могут удвоить, утроить свои запасы и могут превратиться в суперкрупные месторождения. Рассмотрим, какие геолого-структурные особенности характерны для этих крупных месторождений.

Кировское месторождение пространственно связано с крупным Джалиндинским массивом, расположенным вблизи Монголо-охотской зоны разломов. По геофизическим данным (ΔT , Δg) массив представляет собой кольцевой формы интрузию с радиусом более 10 км, сложенную многофазовыми образованиями диоритового, кварц-диоритового и гранодиоритового состава. Рудное поле Кировского месторождения локализуется в южной эндоконтактовой и экзоконтактовой областях интрузивного массива. Оно вытянуто в субширотном направлении на 8 км. Следует отметить, что золоторудная минерализация имеет развитие по всей площади массива. В пределах рудного поля известно более 300 рудных жил. По данным последних исследований авторов (комплексные геолого-геофизические работы) в пределах рудного поля, а также в южной части массива ожидаются перспективы на выявление крупнообъемного золоторудного оруденения.

Пионерское месторождение, как и Покровское, по геофизическим данным пространственно приурочивается к интрузивно-купольному поднятию, которое характеризуется минимумом силы тяжести, аномальными значениями магнитного поля и доминантой калиевой составляющей. Интрузивные образования представлены пестрым составом. В настоящее время на Пионере проводятся разведочные работы, по предварительным результатам блоки Центральный и Бахмут содержат промышленные концентрации золота. Наиболее высокие содержания золота приурочены к развитию брекчиевых зон с кварц-полевошпатовым, кварцевым и кварц-карбонатным цементом. По предварительным данным по масштабам развития золоторудной минерализации месторождение следует отнести к крупнообъемному типу с невысоким содержанием 1-3 г/т золота.

Многовершинное золоторудное месторождения расположено в пределах Улской вулканоплутонической структуры у северного окончания Восточно-Сихот-Алинского вулканического пояса в области пересечения региональных разломов меридионального, СВ и субширотного направлений. Структурные комплексы прорваны крупным (более 500 кв.км) Бекчи-Улским интрузивным массивом, представленным порфиroidными роговообманковыми гранодиоритами, гранит-порфирами, гранитами и монцогранодиоритами раннеэоценового возраста. Интрузивно-купольная структура выделяется четкой отрицательной аномалией Δg и интенсивным резко дифференцированным магнитным полем кольцеобразной формы, с радиусом около 8 км. Глубина залегания до верхней кромки массива от дневной поверхности, по данным интерпретации геофизических полей, составляет 1,5 км.

По приведенной характеристике крупных золоторудных месторождений Дальневосточного региона устанавливаются некоторые закономерности в их локализации. В зоне крупного Станового разлома формируется Маломирское крупные месторождения. Кировское и Многовершинное месторождения приурочены к экзоконтактовым областям крупных (400–500 кв. км) многофазных интрузий. Золоторудные тела всех перечисленных месторождений образовались в несколько (4-6) стадий минерализации и в течение значительного периода времени. Покровское и Пионерское месторождения в структурном отношении расположены на периферии Гонжинского выступа архейских образований, служившего своеобразным экраном магмаобразующих масс и рудоносных растворов [2]. Под действием этих сил происходила эксгумация и ассимиляция вмещающих пород, расползание пластин фундамента за счет сил гравитации. Многочисленное количество золото-серебрянных мелких и средних низкотемпературных месторождений располагаются по периферии выступа, в обрамляющем его поясе вулканических образований. Наиболее крупное месторождение золота Пионерское локализуется в пределах крупной интрузивно-вулканической купольной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.В. Специфика регионального и локального прогнозирования крупных и уникальных месторождений литофильных редких металлов // Руды и металлы, 2000. № 1. С. 61-68.
2. Копылов М.И., Копылов Д.М. Особенности глубинного строения Гонжинского выступа и его металлогения по геофизическим данным // Семинар см. Д.Г. Успенского, 29-я сессия. Екатеринбург, 2002. 27 с.
3. Копылов М.И., Родионов С.М., Романовский Н.П. Особенности прогноза и поисков крупных и уникальных месторождений // Вестник ДВО РАН. Владивосток, 2005.
4. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты мира (проблемы рудогенеза и критерии прогноза) // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, 2003. 176 с.
5. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Крупнотомоннажные месторождения золота-типы и условия формирования // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент, Изд. ФАН, 2007. С. 278-280.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Коростелев П.Г.¹, Гоневчук В.Г.¹, Семяняк Б.И.¹, Гореликова Н.В.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, kor.pg@yandex.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, ngor@igem.ru

Обычно оловорудные месторождения не рассматриваются в числе потенциальных источников редкоземельных элементов (РЗЭ), что обусловило относительно слабую изученность их в указанном аспекте. В тоже время, исследование особенностей распределения РЗЭ в гранитоидах оловоносных комплексов и рудах может дать новую генетическую информацию. Примером являются результаты, полученные нами в процессе изучения месторождений Хингано-Сихотэ-Алинской оловоносной провинции.

1. Источником РЗЭ в оловорудных месторождениях являются магматические породы, формирующие рудно-магматические системы (РМС). По данным [2] в них наблюдается близкий характер распределения РЗЭ – преобладание легких (LREE), над тяжелыми (HREE), убывающее в последовательных интрузивных фазах.

2. В преобладающих среди оловорудных РМС известково-щелочных и субщелочных (монцитоида) гранитоидах, и обогащенных фтором риолитах, РЗЭ, иногда с Th и U, в ранних фазах фиксируются в алланите, преимущественно ассоциирующем с биотитом, реже входят в состав циркона, апатита и других аксессуариев, а в поздних – кристаллизуются в виде фосфатов – монацита и ксенотима. В оловоносных литий фтористых редкометалльных гранитах сохраняется тот же тип распределения РЗЭ, с некоторым повышением концентрации радиоактивных элементов, которые, входят как в состав алланита, монацита и ксенотима, так и образуют самостоятельные минералы – торит и ураноторит.

3. В рудном процессе первичные РЗЭ минералы разлагаются и образуются новые; происходит значительное, но не полное перераспределение РЗЭ: Иногда среди продуктов гидротермального рудообразования сохраняются реликтовые монацит и ксенотим.

На раннем этапе оловорудного процесса, с которым повсеместно связана Мо–W (шеелит) минерализация, иногда образование редкоземельных минералов – алланита, монацита и ксенотима, содержащих примеси Th и U, происходит из пневматолитово-гидротермальных растворов. В последующем новообразованный алланит разлагается с образованием фтор-карбоната – паризита, а ксенотим и монацит «сбрасывают» содержащиеся в них радиоактивные элементы в виде ураноторита.

В процессе рудообразования происходит некоторое перераспределение РЗЭ и выравнивание легких и тяжелых, даже до незначительного преобладания тяжелых над легкими и уменьшение суммарной их концентрации с каждой последующей стадией.

4. Наиболее интенсивно процесс перераспределения РЗЭ происходит в условиях фто-

ристого метасоматоза (грейзенизации). Значительная часть РЗЭ при этом входит в состав раннего флюорита, вплоть до образования флюоцерита или иттрофлюорита, а также Y-черновита и Се-гаспарита – арсенатов РЗЭ [4]. В меньших количествах РЗЭ присутствуют в других продуктах рудного процесса [1]. На месте магматического алланиита образуются фтор-карбонаты [3], тесно ассоциирующие с касситеритом, а входившие в него радиоактивные элементы кристаллизуются в виде торита, торианита и ураноторита. Ранее присутствовавшие в Li–F магматических породах торит и ураноторит преобразуются в браннерит.

5. Таким образом, в оловоносных РМС от начала формирования и до завершения (образования оловорудных месторождений) происходит процесс конвергенции РЗЭ с сохранением состава и характера их распределения. Это позволяет говорить о высоких индикаторных возможностях РЗЭ при исследовании генезиса оловянных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г. Редкоземельные элементы в турмалине и хлорите оловоносных ассоциаций: факторы, контролирующие фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 6. С. 507-525.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтманн Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109-119.
3. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Бортников Н.С., Гореликова Н.В. и др. Sn-REE грейзены Солнечного оловорудного месторождения (Комсомольский рудный район, Приамурье) // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 88.
4. Коростелев П.Г., Семяняк Б.И., Гореликова Н.В. и др. Распределение РЗЭ в зональном флюорите Верхнего вольфрам-оловянного месторождения (Хингано-Олоноцкий рудный район) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 295-299.

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮЖНОГО УРАЛА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, КОЛЧЕДАНОНОСНОСТЬ

Косарев А.М.

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН
г. Уфа, amkosarev@mail.ru*

1. На Южном Урале в процессе региональных палеовулканологических и металлогенических исследований [1, 2, 3, 4, 5, 7] выделены 4 палеовулканических пояса, имевших автономный характер развития: Кракинско-Медногорский, Магнитогорский, Восточно-Уральский и Октябрьско-Денисовский (Зауральский). Отличия перечисленных поясов заключаются в различной полноте и наборе разрезов вулканогенных формаций, в их мощностях, фациальных характеристиках и металлогении. Наиболее представительной во всех отношениях является Магнитогорская островодужная система или мегазона.

2. В структурном отношении Южный Урал представляет собой бивергентный ороген [6], на первый взгляд относительно простого симметричного строения. Однако, анализ геологических материалов, палеовулканологические и геодинамические реконструкции позволяют раскрыть сложный характер строения этого региона, особенности которого заключаются в следующем. Магнитогорская мегазона характеризуется наиболее полным разрезом вулканогенных формаций океанической (O_{1-3} – S_1), островодужной (D_1 – D_3) и коллизионной (C_1) стадий. Островодужные вулканогенные формации надсубдукционного типа сочетаются с синхронными вулканическими комплексами зон задугового и врутридугового спрединга, которые нередко обнаруживают отсутствие геохимических признаков влияния субдукционных флюидов на состав вулканитов, либо их ограниченное влияние. Большинство островодужных вулканогенных формаций дифференцированного типа верхнеэмско-живетского возраста является колчеданоносными. Безрудны слабо дифференцированы известково-щелочные и сульфидные до щелочных вулканические комплексы.

сы. На коллизионной стадии (C_1) происходит заклинивание и отрыв нижней части субдукционного слэба. В связи с этим формируются толеитовые базальты несущие геохимические признаки надсубдукционных образований и субщелочные высокотитанистые базальты внутриплитного плюмового типа генетически связанные с образованием «окна» в слэбе и поступлением вещества из нижней мантии [3].

Кракинско-Медногорский и Восточно-Уральский палеовулканические пояса включают в своих разрезах вулканиты стадий континентального рифтогенеза и океанической в небольших объемах. Колчеданосность проявляется лишь в отдельных подзонах и блоках, где проявились дифференцированные (базальт–андезит–риодацит) вулканические комплексы, сходные с Магнитогорскими. В целом вулканогенный разрез этих поясов имеет редуцированный характер [1].

Октябрьско-Денисовский палеовулканический пояс представлен лишь ордовикским базальтовым комплексом океанической стадии, дискуссионно выделение силурийской островодужной базальт-риодацитово-формации, мощно проявился каменноугольный вулканизм в Александровской подзоне и в интрузивных фациях в Денисовской подзоне.

Бивергентный характер структуры Южного Урала обусловлен наличием зон субдукции восточного падения: Восточно-Уральский пояс (O_2-S_2); Магнитогорский пояс ($D_1-D_3-C_1?$); и западного падения – Валерьяновский, Октябрьско-Денисовский и Восточно-Уральский надсубдукционный пояс андийского типа ($C_{1,2}$). Решающее влияние на формирование бивергентной структуры Южного Урала оказала коллизия континент-континент (C_2-P).

3. Одним из индикаторов интенсивности процессов колчеданообразования в девонских вулканических комплексах на Южном Урале является область регионального минимума теплового поля. Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале [4] пространственно совпадает с областью западного и центральной и северной частью восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория, в которой сконцентрированы многочисленные (около 30) колчеданные месторождения и большое количество рудопроявлений, а также группа железорудных месторождений Магнитогорского рудного района. Из колчеданных месторождений к этой зоне приурочены суперкрупное Гайское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени XIX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, вмещающие около 70 % запасов колчеданных руд на Южном Урале. Колчеданные рудные залежи локализованы среди метасоматитов серицит-хлорит-кварцевой и пропилитовой формаций, возникших на стадии подводного рудообразования в связи с интенсивной деятельностью вулканических палеогидротермальных систем. Большая часть вулканитов колчеданосных вулканических сооружений имеет натриевую геохимическую специфику, за исключением метасоматически измененных, серицитизированных и обогащенных K_2O пород.

По профилю «Урсейс-95» минимум теплового потока имеет ширину около 50 км и располагается между Аблязовским и Восточно-Ирендыкским разломами крутого западного падения.

4. В процессе геологического развития Южного Урала и Магнитогорского мегасинклиория, в частности, химизм исходных магм и концентрации в вулканитах элементов с большим ионным радиусом контролировались геодинамическими обстановками. По результатам палеогеодинамических реконструкций с позиций тектоники плит на основе палеовулканологических и петролого-геохимических материалов [2] главными обстановками в которых формировались колчеданные месторождения на Южном Урале являются следующие: 1 – фронтальные и развитые островные дуги над зоной субдукции (НЗС); 2 – тыловые островные дуги НЗС; 3 – задуговые бассейны с субконтинентальной, переходящей в субокеаническую земной корой с ограниченным влиянием субдукционных флюидов; 4 – внутридуговые спрединговые бассейны с подзонами расположенными в обстановках различных типов: а) НЗС; б) вне надсубдукционной зоны и влияния субдукционных флюидов; в) с ограниченным влиянием субдукционных флюидов [5]. Существенное влияние на состав колчеданных месторождений НЗС оказывает глубинное строение вулканических поясов. По простирацию отдельных поясов в разных блоках может меняться состав фунда-

мента, принадлежность разрезов к энсиматическому или энсиалическому типу островной дуги, что влечет и смену колчеданного оруденения с уральского типа ($Cu > Zn$) на баймакский, близкий к куроко ($Zn-Cu-Au-Pb$).

Масштаб и тип оруденения колчеданной формации на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение Уральского типа с преобладание меди над цинком ($Cu > Zn$) в рудах обнаруживают фронтальная и развитая островная дуга позднеэмско-раннеэйфельского возраста сложенная бурибайским, верхнетаналькским и южно-ирендыкским вулканическими комплексами.

Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в позднеэмское – раннеэйфельское время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся к цинково-медному типу ($Cu > Zn$), а месторождения эйфель-живетского цикла (Сибайское, Бакр-узьякское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Имени XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются существенно цинковым составом руд ($Zn > Cu$). В обоих случаях исходные магмы бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов, выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако, карамалыташский комплекс располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогах в Восточно-Магнитогорской зоне [5].

5. Геохимические особенности базальтов Южного Урала и геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям, концентрации в исходных магмах MgO , высокозарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов, контролируются объемами флюидной фазы, парциальным давлением воды и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в частности, концентрации TiO_2 , Zr и значения отношений La/Yb , зависимые от степени плавления мантийного субстрата и парциального давления воды, коррелируются с запасами рудного вещества ($Cu+Zn$ в тыс. тонн) в рудных районах Южного Урала [5]. На основании этих данных выделены рудоносные зоны с высокой, умеренной низкой продуктивностью на колчеданное оруденение.

Наиболее высокопродуктивные палеовулканические зоны, такие как Тубинско-Гайская, Южно-Ирендыкская и Учалинско-Сибайская, располагаются в пределах контура минимальных значений теплового поля на Южном Урале. Это связано с тем, что вынос магматического вещества, сопровождаемого флюидной фазой, в значительной мере касался и радиоактивных элементов. Обедненный ураном, торием и другими литофильными элементами мантийный субстрат, в сочетании с выносом этих элементов расплавами и флюидами из зон магмо- и рудообразования определили истощенный характер рудно-магматических систем, наиболее продуктивных на колчеданное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
2. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-42.
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.
4. Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. Особенности распределения оксида калия, урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока // Литосфера, 2009. № 6. С. 17-32.
5. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Доклады Академии наук, 2010. Т. 434. № 6. С. 658-662.
6. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
7. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: изд. АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДЕСОДЕРЖАЩИХ МЕЛ-ЭОЦЕНОВЫХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ГОРИЗОНТОВ СКИБОВОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Костюк О.В.¹, Генералова Л.В.¹, Гнилко О.М.²

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко
Украина, г. Львов, kostol@email.ua

²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
Украина, г. Львов, gnylko_o@mail.ru

Изучение геодинамических обстановок формирования Украинских Карпат с позиций мобилистических представлений открыло новые подходы к анализу металогеогенических особенностей региона. В данной работе речь пойдет о медной минерализации терригенных пестроцветных горизонтов. Пестроцветные горизонты расположены на разных уровнях стратиграфических разрезов структурно-фациальных единиц (зон, покровов) Украинских Карпат, в частности Скибовой. Разрезы отложений Скибовой единицы изучались с применением седиментологического, формационного, структурного, минералого-петрографического анализов.

Была разработана тектоно-седиментационная модель формирования Украинских Карпат как композиционной аккреционной призмы, образованной в результате субдукции (суб)океанической коры остаточного флишевого бассейна, развитого между микроконтинентальными террейнами Тиссия-Дакия и Алкапа с одной стороны, и Евразией – с другой. Субдукция происходила в мелу–неогене под эти два террейны, обуславливая некоторую автономию роста древних призм перед фронтом каждого из террейнов и развитие Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоны между ними [4]. В строении внешней части призмы доминирует Скибовый покров. Стратиграфический разрез его отложений представлен нижнемеловым темно-серым флишем спасской свиты; сеноман-коньякскими мергелями головнинской свиты; сенон-палеоценовым серым флишем стрыйской свиты; палеоценовыми песчаниками ямненской свиты; эоценовыми гиероглифовым зеленовано-серым флишем манявской свиты, песчаниками выгодской свиты, гиероглифовым флишем быстрицкой свиты; олигоцен-миоценовыми темноцветными породами менилитовой свиты. В верхнемелово-эоценовых стратонах встречаются пестроцветные (красные, зеленые, серые) горизонты, среди которых в зеленовато-серых разностях пород распространены стратиформные медистые песчаники и алевролиты. Минеральный состав глинистой фракции пестроцветных горизонтов представлен иллитом (60-90 %), монтлорилонитом (10-35 %), хлоритом (5-10 %), примесями каолинита, гематита, гетита [1]. Красные аргилиты палеогена Скибовой зоны содержат $C_{орг.} - 0,03-0,05 \%$, $Fe_{вал} - 6,08-6,37 \%$, а зеленые аргилиты: $C_{орг.} - 0,17 \%$, $Fe_{вал} - 3,13-4,06 \%$ [6]. Окисное железо в красных аргиллитах значительно превалирует над закисным, обуславливая красный цвет и свидетельствуя об литогенетических процессах в окисных условиях.

Текстурно-структурные особенности пестроцветных образований хорошо выражены в так называемом «ярмчанском горизонте» в подошве ямненской свиты. Мощность этого горизонта – 30-45 м. Пестроцветность обусловлена ритмично-циклическим чередованием вишнево-красных аргиллитов и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Зеленые песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют элементарные циклиты мощностью 1–5 см, в которых наблюдаются текстурные элементы А. Боума T_{cd} и T_{cde} , характерные для мелкозернистых турбидитов. Тонкопараллельнослоистые аргилиты могут относиться к литифицированным продуктам (геми) пелагической седиментации. Красные аргилиты, вероятно, являются аналогами современных глубоководных красных пелагических, обогащенных валовым и окисным железом, глин. Контакты зеленых и красных отложений не всегда четкие, что может быть обусловлено постседиментационными процессами. Пестроцветные, особенно красные, аргиллиты содержат глубоководную фауну фораминифер, которая указывает на батиналь-аббиссальные глубины ее существования [3].

На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) зеленые алевролиты и песчаники яремчанского горизонта отвечают кварцевым, литоидно-кварцевым и полевошпатово-кварцевым литологическим типам. Отмечены прослои граваукк, аркозо-граваукки и аркозы. В бассейнах рр. Стрый и Прут фиксируются обломочные известняки (калькарениты). Песчаники характеризуются поровым, базальным и контактовым типом цемента. Песчаники с глинисто-кремнистым цементом более обогащены медистыми рудными минералами, чем другие разности, в том числе и такие, которые имеют глинисто-карбонатное цементирующее вещество.

Медные минералы пестроцветных горизонтов характеризуются следующей последовательностью выделения: (пирит) + халькопирит → борнит → халькозин → ковелин. Медные минералы встречаются в цементе обломочных песчаников, алевролитов, известняков в виде сфероидов, рудной пыли, рассеянных включений. Кроме того наблюдаются трещины с гнездоподобными и точечно-линзовидными агрегатами пирита, халькопирита, халькозина. Отмечены псевдоморфозы халькопирита по органическим остаткам. В каркасе обломочных пород встречаются обломки халькопирита. Содержание медных минералов увеличивается прямо пропорционально в зависимости от степени окатанности и сортированности каркаса теригенных пород. Оно возрастает с увеличением содержания $C_{\text{орг}}$. Противоположную, обратно пропорциональную закономерность, отмечают для изоморфных элементов (Ni, Zn, Pb, Co, Ag).

Латеральный анализ распространения медесодержащих пород отмечает их связь с зонами сдвигов антикарпатского простирания (Стрыйско-Латорицкая сдвиговая зона, Трансильванско-Черниговская линеаментная структура). Для обеих сдвиговых зон выделены чередования сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов с соответствующими сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми полями локальных полей напряжения. И именно здесь установлены раздвиговые и раздвиго-сдвиговые морфогенетические типы нарушений и соответствующие им поля напряжений. Они имеют линзовидно-ромбоэдрическую форму. В пространственном плане эти структуры совпадают с областями развития медистых песчаников.

В областях влияния сдвигов еще на стадии осадконакопления формируются трансенсивные палеодепрессийные морфоструктуры [2], в отложениях которых могла развиваться материнская медистая минерализация. Здесь осаждаются красные глубоководные глины, практически лишенные органического вещества, периодически перекрывающиеся зеленовато-серыми дистальными турбидитами, имеющими заметное содержание органики. Создаются геохимические контрасты и условия для локализации эпигенетического медистого оруденения. Его источником могут быть латерально и вертикально мигрирующие растворы, осаднение из которых происходило на геохимическом барьере (фиксируемом на границе красных и зеленых отложений), консолидирующим медь в сульфидной форме. По мере удаления от зон поперечных разломов в пестроцветных горизонтах уменьшается содержание меди. Интересно отметить, что пространственная локализация медистого оруденения приурочена к зонам газоконденсатных месторождений [2].

Особенности медесодержащих пород яремчанского горизонта свойственны и другим мел-эоценовым терригенным пестроцветным горизонтам Скибовой зоны. Они играют роль поисковых критериев в металлогеническом прогнозировании Украинских Карпат.

Геологические условия яремчанского пестроцветного горизонта не только подчеркивают стратиформный характер медного оруденения, но и сближают их с колчеданной формацией филизчайского типа [5]. На это указывают как вероятное развитие вулканогенных пород основного состава в (суб)океаническом основании флишевой толщи с пестроцветами, так и наличие кремнистых пород (манявская свита) над яремчанским пестроцветным горизонтом. Геодинамическая позиция минерализации этого типа, вероятно, увязывается с обстановкой остаточного флишевого бассейна и, или – с надсубдукционной обстановкой флишевой аккреционной призмы, формирующей невулканическую дугу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гавришків Г., Гаєвська Ю., Жуков С., Попп І. Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу) // Мін. збірник, 2007. № 57. Вип. 1. С. 93-101.
2. Генералова Л.В., Костюк О.В. Петрогеохімічні закономірності мідистих «пісковиків» палеоцену (Скибова структурно-фаціальна зона Українських Карпат) // От минералогии к геохимии: тезисы докл. науч.конфер., посвящ. 130-летию А.Е. Ферсмана, 4-7 июня 2013 г. / НАН Украины, ННПМ [и др.]. Береговое, АР Крым: Фитон, 2013. С. 285-292.
3. Гнилко О., Гнилко С. Палеоценово-эоценовий фліш в структурі Внешних Украинских Карпат. Lap Lamber Academic Publishing, 2013. 157 с.
4. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреції на призма // Геодинаміка, 2012. № 1. С. 67-78.
5. Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера, 2012. № 5. С. 96-113.
6. Пилипчук А.С. Литологические особенности и условия образования пестроцветных отложений палеогена Скибовой зоны Карпат // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1972. Вып. 6. С. 101-110.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Кузьмина О.Н.^{1,2}

¹*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева
г. Усть-Каменогорск, kik_kuzmins@mail.ru*

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

Золоторудные месторождения в углеродистых и карбонатных формациях составляют значительную долю мировых запасов золота. Крупные объекты известны в России, США, Австралии, Китае и других регионах мира. Общим для всех месторождений является вкрапленно-прожилковый характер оруденения во флишоидных и турбидитовых толщах разного возраста, присутствие золотоносных минералов – арсенопирита и пирита, структурно-тектонический контроль оруденения, наличие даек средне-основного состава, проявление посторогенных разновозрастных гранит-гранодиоритовых интрузий. К этому типу минерализации наиболее близка важная промышленная группа золотых месторождений карлин-типа [8-9]. Геодинамические обстановки отвечают зонам скольжения литосферных плит, внутриконтинентальным рифтам и(или) крупным изверженным провинциям (LIPs) [2].

На территории Восточного Казахстана крупным рудным районом является Западно-Калбинский золотоносный пояс, расположенный в Зайсанской сутурной зоне герцинид, а именно в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов [2, 3]. С северо-запада на юго-восток этот пояс протянулся на расстояние около 800 км при ширине 30-100 км и содержит сотни месторождений и проявлений золота в черносланцевых и карбонатных толщах каменноугольного возраста. Главные генетические типы: 1) жильные золото-кварцевые месторождения, 2) месторождения минерализованных зон с вкрапленно-прожилковым золото-сульфидным оруденением, 3) золотоносные джаспероиды. Первый тип характеризуется гравитационно-извлекаемым золотом, образуют россыпи и в значительной мере уже отработан. Второй и третий типы представляет наибольший промышленный интерес, поскольку формируют крупномасштабные объекты с запасами золота в сотни тонн. Месторождения этих типов не формируют россыпей, поскольку содержат тонкое трудно-извлекаемое, так называемое невидимое золото. Вместе с тем, для них характерно формирование золотоносных кор выветривания, золото из которых извлекается методом кучного выщелачивания. Золотоносные коры выветривания наиболее широко проявлены на месторождениях в северо-западной части Западно-Калбинского пояса и сей-

час успешно обрабатываются. Этот регион является одним из перспективных на выявление новых месторождений золота, которые могут составить основу устойчивого развития золотодобычи на длительную перспективу в Республике Казахстан [3, 8, 9].

Месторождения Западно-Калбинского золотоносного пояса залегают на различных уровнях стратиграфического разреза каменноугольного возраста, которые представлены вулканогенно-терригенно-карбонатными и черносланцевыми терригенными толщами [8, 9]. Литологический состав пород нижних частей разреза визейского и серпуховского ярусов (аркалыкская и аганактинская свиты) отражает ранние фациальные обстановки раннегерцинского островодужного вулканизма ($D_3fm-C_1v_{2,3}$), сопровождаемые отложением вулканогенно-терригенно-карбонатных пород, и более поздние обстановки, предколлизийного этапа с формированием флишоидных терригенных пород серпуховской свиты (C_1s). Отложения верхних частей разреза карбона связаны со среднегерцинским коллизийным уровнем развития региона, которые представлены мощными углеродсодержащими флишоидно-турбидитовыми пачками и молассовидными образованиями таубинской и буконьской свит ($C_{2,3}$).

Литологический состав рудовмещающих толщ играет важную роль в формировании текстурно-минерального облика руд. Месторождения Бакырчик, Жерек, Жанан, Жайма, Центральный и Восточный Мукур северо-западной части Западно-Калбинского золотоносного пояса залегают в существенно углеродистых породах песчано-алевролитового состава. Золото-сульфидная минерализация на месторождениях Суздаль и Жайма проявлена в углеродистых вулканогенно-терригенно-карбонатных породах аркалыкской свиты и терригенных породах серпуховской свиты [4, 5]. На всех этих месторождениях в рудовмещающих толщах в той или иной степени представлена сингенетичная золотосодержащая пиритовая и сидеритовая минерализация. Она играла важную роль в локализации вкрапленно-прожилкового золото-сульфидного оруденения, что отразилось на строении руд и их геохимической специализации. Рудные тела здесь представлены стратиформными и линзовидными субогласными с вмещающими породами залежами. Гидротермально-метасоматические руды чаще имеют ритмично-слоистое и полосчатое строение, наследуя текстурный рисунок замещаемых ритмично-слоистых пачек флишоидного и турбидитового строения. Важную роль при этом играет присутствие в рудовмещающих толщах сингенетичных пирита, сидерита и железосодержащих минералов. Рудолокализирующий фактор этих образований на золото-сульфидных месторождениях отмечался многими исследователями [см., например, обзор «Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Под ред. академика Щербы Г.Н. Алматы: РИО ВАК РК, 2000].

Впервые для данного региона выделяется новый перспективный апокарбонатный (джаспероидный) тип золотого оруденения. Разработана геолого-генетическая модель рудообразования золоторудных объектов апокарбонатного типа, определяющая пространственную приуроченность золотого оруденения к тектонически нарушенным и гидротермально-метасоматически измененным карбонатно-терригенным отложениям повышенной углеродистости (аркалыкская свита $C_1v_{2,3}$) и генетическую связь золота с малыми интрузиями и дайками плагиогранит-гранодиоритовой формации коллизийного типа (кунушский комплекс C_3 и его аналоги).

3. На основе детального изучения вещественного состава золотоносных джаспероидов на макро и микроуровне с использованием электронной микроскопии в бурых железняках из зоны окисления обнаружено свободное золото, которое легко обогащается гравитационным методом. Установлены также микровключения золота и серебра размером в первые единицы мкм. Главные минералы-индикаторы золотого оруденения: пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, магнетит. Первичные зоны золотосульфидно-кварцевого оруденения подчеркиваются геохимическими аномалиями As, Sb, Cu, Pb, Zn, вторичные геохимические ореолы (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mn) служат индикаторами скрытого оруденения.

4. Возрастные характеристики формирования арсенопирит-пиритовых руд продуктивной ассоциации на месторождении Жайма укладываются в интервал значений $279 \pm 3,3 \div 272,2 \pm 2,9$ млн. лет.

Они коррелируются с возрастным интервалом ($273,6 \pm 2,6 \div 287,9 \pm 2,8$ млн. лет) формирования ранней продуктивной арсенопирит-пиритовой ассоциации на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса [10]. Эта минерализация близка ко времени формирования медно-никелевых руд месторождения Максут в габбро-базитовой интрузии с возрастом 280 млн. лет (Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2013). В качестве глобального генерирующего механизма рудообразующих флюидов для такого типа месторождений, рассматриваются астеносферные мантийные потоки в нестабильной литосферной мантии, проникающие в верхние уровни коры по глубинным разломам, а возможным источником металлов – базальтоиды (Bierlein et al., 2006). Существование особых флюидно-магматических систем дайкового типа, продуцировавших золотое оруденение рассматривалось на примере многих золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области [1, 5-7, 8-11].

Автор искренне благодарен научным руководителям академику МОН РК Б.А. Дьячкову, д.г.-м.н., профессору А.Г. Владимирову, а также докторам геол.-мин. наук К.Р. Ковалёву, Ю.А. Калинину, зав. кафедрой ВКГТУ М.А. Мизерной и доценту ВКГУ В.Н. Майорову за поддержку, обсуждение и активное участие в предпринятых исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке международного партнерского проекта Президиума СО РАН № 77, проектов РФФИ (№ 12-05-01040 и 13-05-00998), фундаментального проекта Комитета науки МОН РК № 1171; гранта Комитета науки МОН РК (тема № 57-313-14), инновационного грант АО «НАТР РК» № 403-313-411, а также в рамках программ повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского государственных университетов и Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с. 8 л. граф. прил.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. № 7. С. 621-636.
3. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. К методике поисков и оценки золоторудных месторождений нетрадиционных типов в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Руды и металлы, 2009. № 3. С. 11-21.
4. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Полюнов В.И., Кыдырбеков Е.Л., Борисенко А.С., Наумов Е.А., Нетесов М.И., Клименко А.Г., Колесникова М.К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана // Геология руд. месторождения, 2012. № 4. С. 305-328.
5. Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений, 2014. (В печати).
6. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, 1987. 76 с.
7. Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия Томского политехнического университета, 2009. Т. 315. № 1. С. 11-18.
8. Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кириллов М.В., Редин Ю.О. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика, 2013. № 12. С. 1889-1904.
9. Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. Основные критерии и предпосылки для поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2013. № 6. С. 54-64.
10. Наумов Е.А., Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Борисенко А.С. Золоторудные месторождения Восточного Казахстана в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных комплексах и их геохронологические характеристики // Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана (Материалы Международного Симпозиума). Алматы, 2014. С. 123-126.
11. Черных А.И. Перспективы Федоровско-Пезасского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Вестник Томского государственного университета. Сер. «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия). Приложение 3(III). Томск, 2003. С. 308-310.

**ДЕВДОРАКСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)
КАК ПРИМЕР ПОЛИХРОННОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ,
РАЗВИВАВШЕЙСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ
В МЕЗОЗОЕ – ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

Лебедев В.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, leb@igem.ru*

Девдоракское медное месторождение (Грузия) находится в центральной части горной системы Большого Кавказа на северо-восточном склоне четвертичного вулкана Казбек в истоках правого притока Терека – реки Амали (Амилашхи, Девдораки) в правом борту одноименного ледника. Оно было открыто в 1903 году, и в последующие 30 лет здесь периодически производились разведочные и геолого-съёмочные работы, а также эксплуатация нескольких наиболее богатых жил. В этот период на месторождении работали такие известные отечественные геологи, как А.П. Герасимов [3], В.П. Ренгартен и Д.С. Белянкин [1], которыми был опубликован ряд статей, посвященных описанию геологического строения месторождения, распространенных на нем магматических пород и рудных образований. В работе [2] были подведены итоги раннего этапа изучения месторождения, оценены его запасы (свыше 10 тысяч тонн меди; согласно этой оценке месторождение относится к категории средних) и в связи с труднодоступностью местности и отсутствием коммуникаций сделан вывод об отсутствии дальнейшей перспективы в его разведке и эксплуатации. В последующий период изучения месторождения фактически не проводилось; только в середине 90-х годов по заказу частных грузинских горнодобывающих компаний на площади Девдоракского месторождения было проведено геохимическое опробование с целью оценить его перспективность в отношении развития золотосодержащей минерализации.

Месторождение локализовано на правой стороне Девдоракского ущелья в раннеюрских метаморфизованных черных сланцах и песчаниках циклаурской свиты субдукционно-аккреционного комплекса тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа к югу от Главного Кавказского взброса. Вмещающие породы интенсивно дислоцированы, местами окварцованы и карбонизированы, и прорваны многочисленными дайками и жилами юрских диабазов и диабазовых порфириров. В истоках Девдоракского ледника в борту кальдеры вулкана Палео-Казбек они интенсивно брекчированы и эпидотизированы; в этом районе широко распространены брекчии специфического облика с салатовой окраской, состоящие из обломков черных сланцев, сцементированных хлорит-эпидот-кварцевым цементом, которые применяются в качестве отделочного камня. В центральной части месторождения внедрились два некка и ряд даек андезитового состава, формирование которых связано с четвертичной вулканической активностью Казбекского центра. На северо-западе площадь объекта ограничена уступом кальдеры вулкана Палео-Казбек. Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит) локализована в серицит-карбонат-кварцевых жилах, тяготеющих к приконтактовым частям андезитовых тел. Эти жилы секут как вмещающие юрские сланцы, так и тела диабазов. Среднее содержание меди в рудах по данным В.С. Булыго [3] составляет около 1,5 %. Следует отметить, что разведанная часть месторождения (в правом борту Девдоракского ледника), скорее всего, представляет лишь малую часть его площади: обилие обломков пород с богатой сульфидной минерализацией в поверхностной морене ледника позволяет предполагать наличие богатых рудных тел в труднодоступной местности у подножья современного вулкана Казбек на высотах свыше 3500 м. Кроме того, очень возможно, что основные рудные жилы на этом объекте еще не вскрыты в современном эрозионном срезе.

Относительно генезиса месторождения существуют две различных точки зрения. Согласно первой из них, в свое время высказанной Л.К. Конюшевским и А.П. Герасимовым [3], происхождение руд напрямую связано с вулканической активностью Казбекского центра. В.С. Булыго [1] высказал иное мнение, что Девдоракское месторождение генетически связано с юрским основным магматизмом, несмотря, на очевидное более позднее формирование рудоносных жил, секущих диабазовые тела.

Нами начаты комплексные изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования магматических пород и руд на Девдоракском месторождении с целью расшифровки хронологии его образования и установления источников рудного вещества.

Результаты изотопного (К-Аг) датирования свидетельствуют о том, что месторождение является полихронным и имеет длительную историю развития. Начало его формирования связано с проявлением регионального низкоградного метаморфизма глинистых (углистых) сланцев ранней юры и внедрения в них секущих даек диабазов около 190 млн. лет назад. Вероятно, данные процессы происходили на фоне прекращения субдукции Закавказской плиты под окраину Евразийской, конвергенцией этих плит и началом позднеколлизийной стадии развития региона в геотектонической обстановке сжатия и орогенеза. Как следствие, субдукционно-аккреционный комплекс ранней юры в зоне сочленения литосферных плит в этих условиях был метаморфизован (зеленосланцевая фация); в зоне контактовых ореолов внедрившихся диабазовых тел в результате прогрева и миграции гидротермальных растворов произошло формирование кварцевых жил с пиритовой минерализацией, не имеющей промышленного значения. Выделения пирита, сформировавшиеся на этой стадии развития Девдоракского месторождения, также встречаются в виде «сухих» прожилков и вкрапленности, как во вмещающих черных сланцах, так и диабазах. Следует отметить, что рудопроявления юрского возраста с подобной рассеянной пиритовой минерализацией широко распространены в вулканогенно-осадочных толщах лейаса на территории всего Большого Кавказа, где в большинстве случаев также ассоциируют с проявлениями основного мезозойского магматизма.

Интрузивные тела раннеюрских диабазов на площади месторождения в ряде мест секутся дайками светлых спилитов и диабазовых порфиритов, интенсивно альбитизированных. Полученная для этих образований К-Аг дата соответствует позднему мелу, но по нашему мнению, скорее всего она является омоложенной, и реальный возраст данных габброидов также может быть юрским. В период развития этой поздней стадии мезозойского магматизма на месторождении, вероятно, сформировались безрудные маломощные кварц-кальцитовые жилы.

В последующий длительный период (эпиплатформенный период) развития Большого Кавказа в условиях задугового бассейна в течение почти 200 млн. лет вплоть до неогенового времени месторождение оставалось «законсервированным». Зона субдукции переместилась далеко на юг в пределы Родопско-Понтийско-Малокавказской континентальной дуги, где развитие надсубдукционного магматизма продолжалось вплоть до конца палеогена – начала миоцена на фоне закрытия океанического бассейна Неотетис. Этот процесс завершился около 15-13 млн. лет назад, после чего весь Кавказский сегмент повторно вступил в позднеколлизийную стадию своего развития. Режим интенсивного сжатия, возникший в результате конвергенции Аравийской и Евразийской плит, привел к возобновлению аплифта и орогенеза на Большом Кавказе. На этом фоне в результате миграции горячего поля мантии из Левантийской зоны на север в конце миоцена в пределах Кавказского региона начинается развитие внутриплитной магматической активности. В плиоцене (3-2 млн. лет назад) в нескольких километрах к западу от современного вулкана Казбек произошло внедрение Джимарского полифазного массива гранодиоритов – кварцевых диоритов. Наконец, в позднечетвертичное время (около 450-400 тыс. лет назад) началось развитие Казбекского неовулканического центра.

В четвертичный период развития Большого Кавказа на Девдоракском месторождении возобновились процессы рудогенеза. На I фазе активности Казбекского неовулканического центра (450-400 тыс. лет назад) в зоне Главного Кавказского взброса возникла серия небольших вулканических аппаратов, извергавших лавы основного или среднего состава. Эффузивы этого возраста сформировали Девдоракский поток, останцы которого сохранились сейчас в гребневой части хребта Барт-корт к северу от месторождения, а также слагают два некка и несколько даек андезитов на его площади. Небольшой центр извержений также образовался и в долине р. Терек, к югу от с. Гвелети. Внедрение интрузий андезитов на территории Девдоракского месторождения, связанная с этим гидротермальная активность, привели к повторной мобилизации рудных компонентов из вмещающих юрских толщ и их переотложению в форме сульфидов в экзоконтактных зонах даек, часто в пределах сформировавшихся ранее кварцевых жил с пиритом, в которых в качестве окolorудных фаз также возникли серицит, хлорит и карбонат. Жильная рудная полиметаллическая минерализация (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды), образовавшаяся на этой стадии, часто наблюдается как в виде наложенных прожилков в кристаллах пирита, так и самостоятельных выделений. Вероятно, именно в этот период сформировалась основная часть руд, разрабатывавшихся на Девдоракском месторождении в начале XX века.

Магматическая активность Казбекского центра достигла апогея в период 250-200 тысяч лет назад, когда сформировался конус вулкана Палео-Казбек и впоследствии, в результате опорожнения приповерхностных магматических камер произошло его обрушение с образованием кальдеры диаметром до 5 км. В пограничной зоне этой кальдеры (верховья ледника Девдораки) произошло интенсивное дробление юрских глинистых сланцев и последующая цементация брекчий хлорит-эпидот-кварцевым цементом. Гидротермальная деятельность, проявленная в этот период, по-видимому, привела к возникновению рудных прожилков с разнообразной сульфидной минерализацией в районе уступа кальдеры: глыбы с высоким содержанием сульфидов в настоящее время в большом количестве наблюдаются в поверхностной и боковых моренах Девдоракского ледника.

Вулканическая активность Казбекского центра, согласно нашим данным, впоследствии возобновилась около 100 тысяч лет назад и продолжалась до середины голоцена. На сегодняшний день в районе вулкана Казбек (верховья Кармадонского ущелья и у ледника Абано) продолжается интенсивная гидротермальная деятельность. Это позволяет сделать предположение о том, что формирование Девдоракского месторождения на глубоких его горизонтах может продолжаться и в настоящее время.

Таким образом, результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что Девдоракское месторождение представляет собой полихронную рудно-магматическую систему, сформировавшуюся в течение двух этапов развития Большого Кавказа – в ранней юре и в позднечетвертичное время. Промышленная медно-полиметаллическая минерализация образовалась здесь в период развития новейшего магматизма Казбекского центра – 450-200 тыс. лет назад.

Изотопно-геохимические (Pb-Pb) исследования вмещающих образований, магматических пород и руд Девдоракского месторождения свидетельствуют о том, что свинец в сульфидах полиметаллической минерализации имеет двойственную природу: большая его часть была мобилизована из юрских терригенных толщ, в то время как меньшая – привнесена гидротермальными растворами, связанными с новейшей вулканической активностью Казбекского центра. В тоже время изотопные характеристики Pb для метаморфогенных пиритов близки таковым для вмещающих юрских толщ. Таким образом, полученные данные подтверждают вывод о том, что промышленная минерализация на Девдоракском медном месторождении образовалась в позднечетвертичный период развития Большого Кавказа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Белянкин Д.С., Ренгартен В.П.** Девдоракские интрузии на Северном Кавказе // Изв. Акад. наук СССР, 1926. VI серия. Т. 20. № 10-11. С. 863-868.
2. **Булыго В.С.** Девдоракское медное месторождение // Труды главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР, 1930. Вып. 15. Москва-Ленинград. 32 с.
3. **Герасимов А.П.** Северный Кавказ. Девдоракское медное месторождение // Естественные производительные силы России. Т.4. Полезные ископаемые. Вып. 7. Медь. Петроград, 1917.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОС-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**Малич К.Н.¹, Аникина Е.В.¹, Баданина И.Ю.¹,
Белоусова Е.А.², Пушкарев Е.В.¹, Хиллер В.В.¹**

¹*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Elena.anikina@igg.uran.ru*

²*Университет Маквори
г. Сидней, Австралия*

Впервые с помощью лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме изучен изотопный состав осмия в минералах платиновой группы (МПГ) из метаморфизованных хромититов дунит-верлит-клинопироксенитовой расслоенной серии лерцолит-габбрового массива Нуралы (Южный Урал). МПГ представлены двумя ассоциациями – Ru–Os сульфиды первичного парагенезиса частично или полностью преобразованы в механическую смесь вторичного самородного Ru с серпентином или хлоритом. Сходные вариации изотопного состава осмия, выявленные для первичной и вторичной ассоциации МПГ, свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям.

Нуралинский комплекс располагается в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). Западная его часть сложена мантийными тектонитами (лерцолитами, гарцбургитами и дунитами), восточная – породами расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой серии, габбро и диоритами. Природа мантийных тектонитов дискуссионна. Они рассматриваются преимущественно как часть офиолитового аллохтона [2], однако, обладают многими признаками орогенных лерцолитовых комплексов – производных субконтинентальной мантии.

Перекрывающая мантийные тектониты расслоенная серия сложена чередующимися дунитами, оливиновыми клинопироксенитами, верлитами и амфиболовыми габбро, выше по разрезу переходящими в диориты. U–Pb возраст циркона из габбро-диоритов (399 ± 2 млн. лет, [1]) соответствует времени кристаллизации базитов.

Массивные хромититы разного состава образуют слои и линзы в ультрамафитах на различных уровнях расслоенной серии. Более глиноземистые хромититы ($Cr/(Cr+Al) = 0,41-0,51$; $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,27-0,35$), залегающие среди ортопироксенитов нижней части расслоенной серии, обогащены Ru, Os и Ir и рассматриваются как более ранние образования. Более железистые и хромистые руды ($Cr/(Cr+Al) = 0,51-0,56$; $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,45-0,59$), залегающие в верлитах и клинопироксенитах верхних горизонтов, обогащены Pt и Pd и считаются более поздними [6].

Ультраосновные и основные породы подвержены родингитизации. В хромититах эти процессы выражаются в развитии феррихромит-хлоритового агрегата по хромшпинелиду и появлении в составе цемента руд хромового тремолита, высококальциевого диопсида, хромового граната андрадит-гроссулярового ряда.

Платиноидная минерализация в глиноземистых и магнезиальных хромититах, залегающих среди ортопироксенитов расслоенной серии подробно изучена [6 и ссылки в ней]. Лаурит ($\#Ru = 0,67-0,70$) представлен идиоморфными кристаллами или в ассоциации с Ru-содержащим

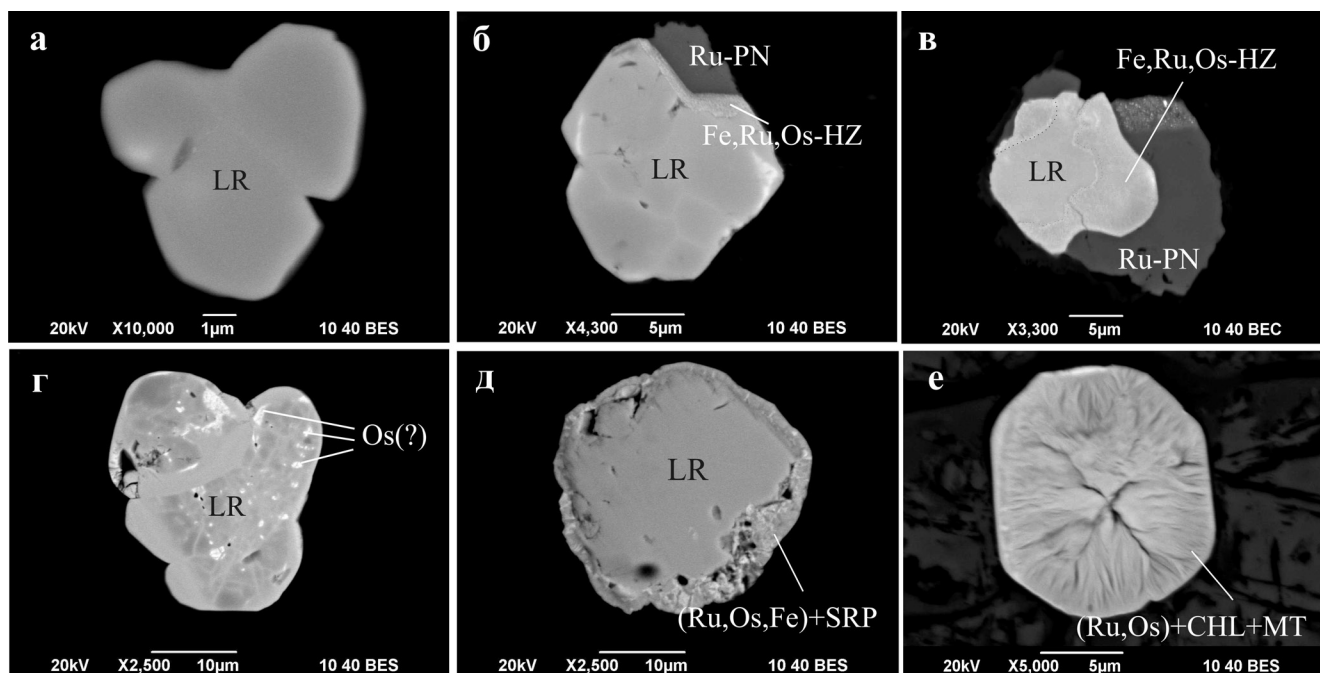


Рис. 1. Морфология и особенности строения МППГ: а – включение лаурита (LR) состава $(\text{Ru}_{0,57}\text{Os}_{0,29}\text{Ir}_{0,06}\text{Fe}_{0,05}\text{Ni}_{0,02})\text{S}_2$ в хромшпинелиде; б - ассоциация лаурита $(\text{Ru}_{0,63}\text{Os}_{0,26}\text{Ir}_{0,06}\text{Fe}_{0,03}\text{Ni}_{0,02})\text{S}_2$ с Ru-содержащим пентландитом (Ru-PN) состава $(\text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{3,5}\text{Ru}_1)\text{S}_8$, на границе двух фаз развивается Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит (Fe,Ru,Os-HZ) состава $(\text{Ni}_{1,1}\text{Fe}_{0,9}\text{Ru}_{0,5}\text{Os}_{0,4}\text{Ir}_{0,1})_3\text{S}_2$, заметно блоковое строение лаурита и обогащение краевых частей блоков осмием (эрликманит); в – ассоциация лаурита, Fe-Ru-Os-содержащего хизлевудита и Ru-содержащего пентландита; г – неоднородная текстура лаурита, обусловленная перераспределением Os при флюидном воздействии; д – замещение лаурита криптозернистым агрегатом самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,71$) и серпентина (SRP); е – «кристалл» с характерной пластинчатой текстурой и трещинами усыхания, сложенный механической смесью самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,66$) (~ 70 %), хроммагнетита (~ 10 %) и клинохлора (~ 20 %).

пентландитом $(\text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{3,5}\text{Ru}_1)\text{S}_8$ и миллеритом в виде включений в хромшпинелиде и в силикатном цементе руд (рис. 1а-б). Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит $(\text{Ni}_{1,1}\text{Fe}_{0,9}\text{Ru}_{0,5}\text{Os}_{0,4}\text{Ir}_{0,1})_3\text{S}_2$ образует характерные (диффузные?) каймы на лаурите (рис. 1 б-в), как правило, в контакте с Ru-содержащим пентландитом.

Лаурит полностью или частично метаморфизован. В одних случаях преобразования заключаются лишь в перераспределении Os, приводящем к образованию тонких внешних кайм эрликманита ($\# \text{Ru} = 0,34-0,36$) и к резкому обеднению осмием ($\# \text{Ru} = 0,84-0,85$) соседних участков исходного лаурита (рис. 1 г). В других случаях наблюдается коррозия зерен лаурита (рис. 1 д).

Присутствие Si (1,61-3,93 вес. %), Mg (1,43-3,79 вес. %), Al (0,22-1,89 вес. %) и низкое измеренное содержание кислорода (9-16 вес. % O) позволяет рассматривать продукты преобразования лаурита в одних случаях как смесь ~ 70 % самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,45-0,81$) и ~ 30 % серпентина (таблица, ан.1 и 2; рис. 1 д), в других – как смесь самородного рутения с хроммагнетитом и клинохлором в пропорции 1:2 (табл., ан. 3-5; рис. 1 е). Одинаковое соотношение и общее количество элементов платиновой группы (ЭПГ) в лаурите и в новообразованном самородном рутении означает, что миграции платиноидов в процессе преобразования не происходит, в то время как сера разубоживается полностью. Данная минеральная ассоциация была охарактеризована ранее как оксидная фаза ЭПГ и Fe [6].

В неизменном лаурите, сохранившемся в хромитовых «ядрах», значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ варьируют в незначительных пределах от 0,12485 до 0,12553; средневзвешенное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет $0,12517 \pm 0,00021$ (2 σ , n = 22), $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ меньше чем 0,00006. Вторичные МППГ характе-

Таблица 1. Химический состав вторичных МПГ (вес. %).

	Os	Ru	Ir	Rh	S	Fe	Ni	Cr	Mg	Al	Si	Ca	O	сумма	#Ru*
1	26,36	34,97	6,86	0,11	0,16	10,55	0,38	1,21	3,79	0,30	3,91	0,20	9,00	97,80	0,71
2	42,35	18,70	5,41	0,10	0,17	12,60	0,65	1,58	2,39	0,23	2,65	0,21	10,63	97,67	0,45
3	17,36	40,52	7,95	0,34	0,11	7,70	0,77	0,67	3,34	1,88	3,00	0,17	12,90	96,71	0,81
4	24,47	36,53	5,83	0,15	0,12	6,98	4,44	1,35	2,13	1,32	2,90	0,21	11,67	98,10	0,74
5	30,10	31,79	6,45	0,30	0,10	7,79	1,52	1,73	1,50	0,86	1,61	0,36	13,18	97,29	0,66

Примечание: Анализы выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100.

В анализе 3 присутствует Pt в количестве 0,3 вес.%; #Ru* = at.% Ru/at. % (Ru+Os).

ризируются сходными значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – от 0,12474 до 0,12549 при средневзвешенном значении $0,12516 \pm 0,00019$ (2σ , $n = 36$).

Вариации значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для первичных и вторичных МПГ перекрываются с величиной $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1254 \pm 0,0002$ в хромититах [4], позволяя предположить, что процесс родингитизации не приводил к нарушениям Os-изотопной системы. Модельные возрасты, рассчитанные для изученных МПГ и хромититов с использованием модели энстатитового хондритового резервуара (ECR) [3; 5], образуют кластеры 420 ± 30 млн. лет и 385 ± 30 млн. лет, соответственно. Эти оценки в пределах ошибки совпадают с U–Pb возрастом циркона (399 ± 2 млн. лет, [1]) из габбро-диорита и соответствуют временному диапазону формирования океанической коры Урала (470-390 млн. лет) [ссылки в 4].

Выводы. Привлечение комплекса современных методов позволило показать сходство изотопного состава осмия для первичного и вторичного парагенезисов МПГ из магнезиальных хромититов лерцолит-габбрового массива Нурали. Полученные результаты свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможности использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании изотопно-геохимической эволюции мантийного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН №20 (проект 12-П-5-1020, программ совместных исследований УрО РАН № 12-С-5-1004, гранта РФФИ № 13-05-96031-а_урал.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В., Пушкарев Е.В., Сальникова Е.В., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. U–Pb возраст циркона из диоритов Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Доклады Академии наук, 2000. Т. 371. № 1. С. 96-100.
2. Savelieva G.N., Sharashkin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 117-137.
3. Shi R., Alard O., Zhi X., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X. Multiple events in the Neotethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet // Earth Planet. Sci. Lett., 2007. V. 261. P. 33-48.
4. Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Campas F., Birck J.-L., Allegre C.J. Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // Chemical Geology, 2005. V. 240. P. 61-84.
5. Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites // Geochim. Cosmochim. Acta., 2002. V. 66. P. 329-345.
6. Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite-gabbro complex // Can. Mineral., 2004. V. 42. P. 545-562.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ И НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ)

Моисеенко Н.В.¹, Сафронов П.П.²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, *kaupatka@mail.ru*

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, *psafronov@mail.ru*

В работе изучено микроскопическое и наноразмерное золото месторождения Пионер (Приамурье), а также выполнены всесторонние геолого-минералогические исследования данного золоторудного месторождения, которое находится в Северобуреинской зоне Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса [1]. В геологическом плане месторождение располагается у северного окончания Мамынского террейна Амурского микроконтинента на границе восточного обрамления Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом в зоне контакта раннемеловых гранитоидов с верхнеюрскими терригенными отложениями [2]. Образование месторождения связано с системой разломов северо-восточного и северо-западного простирания, к ним приурочены и основные рудные зоны месторождения. По особенностям минерального состава руд оно относится к золото-полисульфидно-кварцевой формации.

На месторождении выявлено несколько продуктивных стадий минерализации. Наиболее ранняя стадия, тяготеющая к медно-порфировому типу оруденения, представлена кварц-золото-молибденит-халькопиритовой минерализацией. Более поздняя золото-пирит-галенитовая ассоциация представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом галенитом, блеклыми рудами, гесситом и золотом. Самая поздняя из продуктивных стадий – низкотемпературная золото-сульфосольно-антимонитовая образована антимонитом, сульфосолями Sb, As и Pb (буланжерит, джемсонит, бурнонит и т.д), арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, сурьмянистыми блеклыми рудами с серебром (тетраэдрит, фрейбергит), теллуридами и сульфидами серебра и золотом.

Для исследований были отобраны технологические пробы руды весом от 25 до 50 кг, взятые из основных рудных зон: Южная, Промежуточная, Бахмут, Андреевская и Николаевская. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание Au в крупных усредненных пробах колеблется от 0,53 г/т до 8,5 г/т при среднем его значении – 2,1 г/т. Согласно минералогическому и химическому анализам вещественный состав руд представленный в % следующий: кварц – 30-78, полевой шпат – 15-65, слюды – 1,5-3,5, карбонаты – 15-30, рудные минералы – 0,5-4. Нерудные минералы в пробе составляют порядка 99-96 % от общего количества. Из рудных минералов в пробе доминирует пирит, который составляет 99 % от их общего числа. Кроме пирита встречаются арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин, молибденит, антимонит, магнетит, аргентит, золото, а также ряд других редких минералов.

Из тяжелых концентратов проб извлекли самородное золото, сростки золота с другими минералами и минералы-концентраты благородного металла, которые исследованы методом аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) на микроскопах EVO-50 XVP и EVO-40 XVP фирмы «Carl Zeiss», оснащенных энергодисперсионными рентгеновскими спектрометрами INCA Energy. Полированные шлифы, приготовленные из образцов пробы, изучены на электроннозондовом микроанализаторе JXA-8100 («Jeol», Япония).

В наиболее ранней кварц-золото-молибденит-халькопиритовой ассоциации впервые было обнаружено наноразмерное медистое золото (10-30 % Cu) и наночастицы (200-300 нм) высокопробного самородного золота (100 % Au). В более крупных зернах самородного золота отдельные участки образованы за счет чередования нанопленок золота и углерода. В породах этой же ранней ассоциации присутствуют жилы и прожилки с антимонитом. Антимонит встречается в рудных полях практически всех формаций, многие антимонит-кварцевые жилы секут золоторудные [3].

Образование антимонитовых жил в ранних ассоциациях связано с тектонической активизацией и образованием трещин. В ассоциации с антимонитом присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, такие сульфоантимониты свинца как джемсонит, гетероморфит, плагионит, андорит и т.д. Микроскопическое и наноразмерное золото из антимонитовых жил связано с кварц-адуляр-серицитовой матрицей и содержит примесь меди.

Золото и теллуриды серебра (гессит) в золото-полиметаллической ассоциации встречаются с наиболее разнообразными минеральными фазами сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит) и блеклых руд. Последние относятся к серебросодержащим тетраэдритам. Рудные минералы в кварц-адулярной матрице приурочены к зонам срастания кварца и адуляра. Сульфиды и блеклые руды образуют сростки, галенит часто наблюдается в виде каемок вокруг блеклых руд. Самородное золото достаточно высокопробное (79-80%), гессит содержит небольшую примесь U. В этой же ассоциации были обнаружены микро- и наноразмерные минералы гессита в виде включений в пирите или в виде самостоятельных зерен в кварц-адулярной матрице. Эти теллуриды в свою очередь содержат наночастицы и нанопрожилки самородного золота.

Наиболее поздняя из продуктивных стадий – низкотемпературная золото-сульфосолюно-антимонитовая (рудная зона Николаевская) представлена антимонитом, сульфосолями Sb и Pb (джемсонит, буланжерит, бурнонит и т.д), сурьмянистыми блеклыми рудами с серебром (тетраэдрит, фрейбергит), арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, теллуридами и сульфидами серебра (гессит, аргентит) и золотом. Самородное золото образует сложные фазовые срастания с блеклыми рудами, сульфосолями, теллуридами золота и серебра, и присутствует либо в виде микро- и нановкрапленности и прожилков, либо в виде нанопленок. Методом АСЭМ в ассоциации с сульфоантимонитом свинца было обнаружено самородное золото необычных форм – пленочно-плоскостное, пластинчатое, столбчатое и клиновидное (рис. 1 а, б). Толщина первых двух типов образований не превышает нескольких сотен нанометров, а вторых типов составляет ~ 3-15 мкм. Самородное золото и сульфоантимонит свинца образуют тесные прорастания друг в друге, что свидетельствует об их одновременном или близко одновременном отложении в рудной жиле. Состав самородного золота, который в среднем близок к 75 ат. % Au и 25 ат. % Ag, отвечает стехиометрическому соединению Au_3Ag . Все это указывает на то, что минералообразование проходило, по-видимому, в относительно равновесных условиях при постоянной подпитке парагенетической системы (Au–Ag) – (Pb–Sb–S) рудными компонентами Au, Ag, Pb, а также Sb и S.

Впервые в окисленных рудах месторождения Пионер среди пленок оксидов и гидроксидов железа по кристаллам кварца обнаружено наноразмерное самородное золото. Установле-

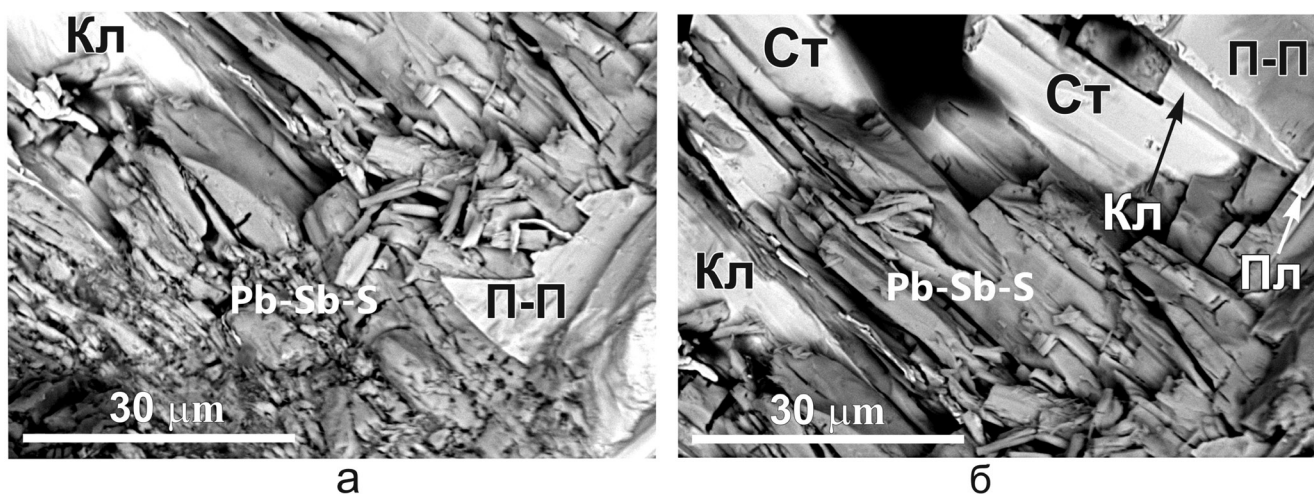


Рис. 1 а, б. Два участка в сульфоантимоните свинца (Pb-Sb-S) с пластинчатым (Пл), столбчатым (Ст), клиновидным (Кл) и пленочно-плоскостным (П-П) золотом. Снято в отраженных электронах.

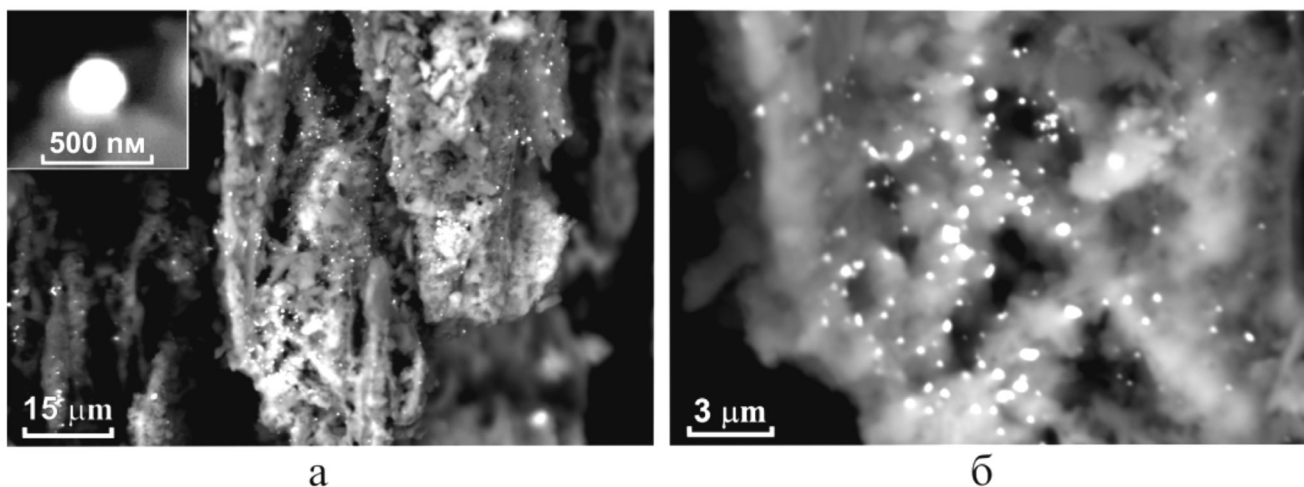


Рис. 2 а, б. Наноразмерное сфероидальное и угловато-изометричное золото (белые частицы) в рыхлых тонкодисперсных образованиях гётита и гидрогётита из зоны окисления. В верхней части снимка (а) на вклейке показана одна из сфероидальных частиц размером ~ 300 нм. Снято в отраженных электронах при разных увеличениях.

ны два его типа: 1) – золото в виде многочисленных изометричных частиц с размерами от 100 до 500 нм, значительная часть которых относящаяся к более мелкой фракции представляет собой сфероидальное золото (рис. 2 а, б); 2) – золото, невидимое под электронным микроскопом, но хорошо регистрирующееся энергодисперсионным спектрометром-приставкой в виде сигнала характеристического рентгеновского излучения Au. Размеры частиц «невидимого» золота, скорее всего, не превышают нескольких нанометров, от силы – первых десятков нанометров. Как и в ранее изученном Покровском месторождении [4], очевидно, что «затравкой» для образования макроскопического золота в первичных рудах служили, прежде всего, минералы кварца, адуляра и сульфидов, содержащие наночастицы благородного металла. В зоне окисления, в кварце и участках срастания кварца с адуляром, идет более поздний процесс замещения оксидами железа ранее образованных минералов. Оксиды железа в виде срастаний гётита и гидрогётита имеют игольчато-столбчатые, дендритовидные, натечные и пленочные формы, в которых присутствуют наночастицы самородного золота, в том числе сфероидальные, образующие совместно с гетитом и гидрогетитом гроздевидные срастания. В минералах окисленных руд дальнейшая агрегация частиц наноразмерного золота приводит к укрупнению и постепенному росту нанопленок золота, последние в свою очередь образуют слои и крупные пластинчатые индивиды. Золото является сквозным минералом на всех стадиях образования месторождения, но если в эндогенных рудах микроскопическое и наноразмерное золото связано с кварцем, адуляром, сульфидами и сульфосолями, то в зоне гипергенеза самородное золото, в том числе наноразмерное, концентрируется и в оксидах железа.

Работа выполнена при финансовой поддержке конкурсных проектов: ДВО РАН № 12-III-A--08-182, РФФИ № 12-05-00738-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
2. Золоторудные месторождения России. // Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 349 с.
3. Петровская Н.В. Самородное золото / Москва: Наука, 1973. 344 с.
4. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения // Доклады Академии наук, 2010. Т. 435. № 4. С. 527-530.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОЛОСЫ ПРОФИЛЯ 3-ДВ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Нига́й Е.В.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, nigayitig@gmail.com*

Структурный и тектонический контроль оруденения. Уникальная насыщенность высокопродуктивными россыпями золота выгодно отличает Иньяли-Дебинский синклинорий от других тектонических структур. В меньшем, но также значительном количестве они локализованы в западном клиновидном блоке Балыгычанского поднятия, разделяющем Иньяли-Дебинский синклинорий на две ветви. Для Иньяли-Дебинского синклинория характерна высокая насыщенность мелкими месторождениями и проявлениями золота (14 учтенных месторождений и более 75 проявлений только в пределах листа Р-56) доминирующей золото-кварцевой формации – источника уникальных россыпей Колымы.

Крупные серебро-золоторудные и сереборудные месторождения, а также средние по масштабам оруденения оловорудные месторождения приурочены к Балыгычано-Сугойскому прогибу (серебра и золота – уникальное Дукатское, а также Арылахское, Лунное; серебра – Тидид, Мечта и др.; олова – Галимовское, Невское, Ирча, Хатарен-Индустриальное и др.).

Аналогами Балыгычано-Сугойского прогиба являются Малтано-Ольский и Хетинский прогибы. Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, сереборудное месторождение Ущельное и ряд других объектов, Хетинский – Хетинское оловорудное месторождение и ряд его проявлений.

Важную структурную роль играли меловые вулканоструктуры, в которых формировались месторождения золото-серебряной формации (Джульетта, Нявленга и др.).

Структурно-литологический контроль оруденения. Агатовское золото-серебряное месторождение сформировано в гидротермально измененных окварцованных андезитах и долеритах молтыкичской вулканогенно-осадочной свиты, прорванной верхнемеловым комплексом даек риолитов. Объект состоит из трех рудных участков, связанных между собой системой жил. Основное промышленное оруденение локализовано в жилах Лунная (длиной 2 км), Утренняя, Скальная, Аметистовая и Предсъездовская. Рудные столбы на участках пересечения разрывов содержат основное количество металла [3].

Золото-серебряное месторождение Нявленга сформировалось вблизи массива субщелочных лейкогранитов дукчинского комплекса (вулканы ольской свиты риолиты и риодациты, их туфы и игнимбриты). Карамкенское золото-серебряное месторождение сформировано в поле развития верхнемеловых андезитов, базальтов, игнимбритов и туфов кислых пород, на контакте с дайками гранитоидов. К зонам контактов риолит-дацитовых штоков с андезитами приурочено наиболее высокопродуктивное оруденение.

Хаканджинское золото-серебряное месторождение слагают андезиты, дациты амкинского комплекса и трещинные интрузии на контакте с ульбериканской свитой. По данным И.С. Чанышева и В.К. Савина рудные тела локализуются только в кислых калиевых вулканитах амкинского комплекса, в котором сформировалась пологозалегающая гидротермально-метасоматическая залежь трех основных рудных участков [1].

Наталкинское и Нежданкинское золоторудные месторождения локализованы в золотоносных терригенных толщах – пермских алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками лампрофиров. Содержание золота во вмещающих породах в 3-4 раза выше, чем в целом по району.

Урультунское месторождение ртути сформировано в известняках живетского яруса (средний девон), перекрытых аргиллитами и алевролитами нижнего карбона (по данным Ю.А. Владимирцевой [2]).

Таблица 1. Тектонические и магматические факторы контроля оруденения восточной полосы профиля 3-ДВ.

Факторы контроля оруденения	Месторождения и проявления			
	Золоторудные и золотороссышные	Золото-серебряные и серебрянорудные	Оловорудные	Ртутные
1. Тектонические	Иньяли-Дебинский синклиний и западный блок Балыгчанского поднятия вмещают уникальные россыпи мелкие золоторудные объекты. Знакопеременные тектонические движения способствовали накоплению золота; периоды ТМА – формированию месторождений.	Малтано-Ольская грабенообразная вулканическая депрессия – <i>Карамкен, Агатовское</i> . Балыгчанско-Сугойский прогиб – <i>Дукат, Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта, Напористое, Селемджинское и др.</i> Селемджинский прогиб - <i>Хаканджа</i> . Вулканоструктуры – <i>Нявленга, Печальное, Джульетта, Сенон Карамкен, Хаканджа и др.</i>	Балыгчанско-Сугойский прогиб – средние месторождения <i>Галимовское, Хатарен-Индустриальное, Невское, Ирча и др.</i> , свыше 40 мелких месторождений и рудопроявлений олова. Крупный взбросо-сдвиг Косая зона – <i>им. Лазо</i> . На стыке Сугойского синклиния с ОЧВП – <i>Ирча</i> .	На стыке Иньяли-Дебинского и Сугойского синклиниев – <i>Кузьмичанское</i> . На стыке Омурлевского поднятия с мезозоидами – <i>Урультунское</i> . Зона тектонического дробления (до глинки трения) – <i>Кузьмичанское, Урультунское</i> .
2. Роль разломов	Зоны влияния Улаханского, Умарского, Праворотуканского, Чай-Юрьинского разломов и оперяющих их разрывов	Челомджа-Ямский разлом – <i>Карамкен</i> ; Верхнетапский разлом – <i>Гольцовское</i> ; Булурский разлом – <i>Арылахское</i>	Верхнетапский разлом – Галимовское. Зона Правооротуканского разлома – Кинжал	Сбросы вдоль разлома Дарпир – <i>Урультунское</i> ; зона скрытого Танья-Нурского разлома - <i>Кузьмичанское</i>
3. Магматические (с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Шток диоритов и гранодиоритов и плагиигранитов – <i>Школьное, Дорожное</i> Золоторудная дайка диорит-порфиров – <i>Среднеканская Дайка</i> .	Массив гранодиоритов быстринского комплекса – месторождение <i>Громада</i> . Магматические породы момолтыкичской свиты (андезиты, долериты) – <i>Агатовское</i> .	Верхнемеловые омсукчанские субщелочные гранитоиды – большая часть мелких оловорудных объектов. Позднемеловой Тас-Кыстабытский массив субщелочных гранитов – крупный оловорудно-полиметалльный узел	Штокверковое тело, пронизанное прожилково-ртутной минерализацией – <i>Кузьмичанское</i>
4. Литолого-магматические	Золотоносные пермские алевролиты и аргиллиты (содержания Au в них в 3-4 раза превышают фоновый кларк Au для района) – <i>Нежданское и Наталкинское</i> .	Момолтыкичская свита – <i>Агатовское</i> . Амкинская свита – <i>Хаканджинское</i> . Хольчанская, улынская и ольская свиты – <i>Сенон</i> . Раннеюрские алевролиты, прорванные дайками печальнинского комплекса (трахириолиты, комендиты) – <i>Печальнинское</i> .	Позднепермские ороговикованные породы – <i>Игака, Светлое</i> . Брекчированные позднемеловые ольские риолиты – <i>Хетинское</i> . Галимовская свита, прорванная дайками гранит-порфиров - <i>Галимовское</i> .	Терригенно-карбонатные толщи карбона – <i>Урультунское</i> . Песчано-глинистые сланцы юры – <i>Кузьмичанское</i> .

Магматический контроль оруденения можно видеть на примере размещения оловоносной минерализации исследуемой территории. Оловорудные узлы приурочены или находятся непосредственно в массивах, сложенных гранитоидами (субщелочными гранитами омсукчанского, конгалинского и дукчинского комплексов). Границами этих оловоносных узлов служат внешние зоны контактного метаморфизма интрузий с вмещающими толщами.

Месторождения золота Громада, Школьное и Дорожное размещаются в самих интрузиях. Месторождение Громада приурочено к массиву гранодиоритов быстринского комплекса, в зонах дробления и сульфидизации прожилково-жильного типа. Рудные тела месторождения Школьное пространственно приурочены к штоку диорит-гранодиоритов, прорывающих пермские отложения. Месторождения Среднеканская Дайка и Штурмовское – это крупные золотоносные дайки, связанные с глубинным магматизмом.

На Наталкинском месторождении по В.М. Яновскому [1] оруденение сопровождают дайки кварцевых альбитофиров и лампрофилов (сами рудные тела – это кварцевые жилы, линзы и прожилки среди прокварцованных пород); на Нежданинском – дайки диоритовых порфиритов и лампрофилов (рудные тела – зоны сульфидной минерализации).

К верхнеюрскому Бохапчинскому массиву гранодиоритов сибердыкского комплекса (на контакте с средне-верхнетриасовыми терригенными толщами тихонинской свиты) приурочено одноименное среднее месторождение вольфрама Бохапчинское.

К верхнемеловому массиву гранодиоритов светлинского комплекса Полиметаллический (ОЧВП) приурочено мелкое молибденовое месторождение Хакандинское. Вблизи него выявлены проявления молибдена штокверкового типа, с возможными перспективами на выявление крупнообъемного объекта (требуется оценка средних содержаний на всю горную массу).

Рудоконтролирующая роль разломов. Многие золото-серебряные месторождения находятся в зоне влияния крупных разломов: Карамкен – зона Челомджа-Ямского (Магаданского) разлома, серебро-золоторудное Арылахское – зона скрытого Маяско-Булурского разлома и т.д.

Ниже в таблице приведены тектонические, структурно-литологические и магматические факторы контроля оруденения золоторудных, золото-серебряных, оловорудных и ртутных месторождений юго-востока Верхояно-Колымского складчатого пояса.

Месторождения кобальта Верхне-Сеймчанское и Ветвистое находятся в зоне Долинного надвига. В зону влияния Долинного надвига попадает малое месторождение олова им. Лаза (в 3-4 км от него). Малое месторождение олова Кинжал – зона Правооротуканского разлома. Урультунское месторождение ртути находится вблизи разлома Дарпир, в терригенно-карбонатных толщах нижнего карбона.

Металлогеническое значение разломов заключается, прежде всего, в их тектонической неустойчивости, они эпизодически играли роль проводников магмы, рудоносных флюидов и гидротерм, благодаря которым формировались рудные зоны и рудные тела месторождений (кварцевые жилы, зоны минерализации, штокверки, дайки, силлы, штоки).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.
2. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист Р-54, 55 - Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
3. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист Р-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 271 с.

СУТУРНЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Нуртаев Б.С.

*Институт геологии и геофизики АН РУз
г. Ташкент, Узбекистан, nurtaev@ingeo.uz*

Современная экономика всё более ориентирована на изучение и освоение крупных и гигантских по запасам объектов. Однако природа таких уникальных месторождений является всё еще недостаточно расшифрованной. Крупные запасы полезных ископаемых в настоящее время выявлены в месторождениях различных генетических и формационных типов.

Обосновывается положение о том, что крупные и гигантские месторождения полезных ископаемых формировались при воздействии глубинных подкорковых магмо-флюидодинамических рудообразующих систем в зонах субдукции с обогащением континентальной коры рудными элементами.

Из теории тектоники литосферных плит следует, а эмпирические данные это подтверждают, что большинство эндогенных рудных месторождений обычно формируется по краям литосферных плит. При этом разным типам границ плит соответствуют разные комплексы руд и разное их расположение по отношению к самим границам. Это позволяет использовать для прогнозирования и поиска полезных ископаемых геодинамические карты, на которых отмечены положения и типы древних границ литосферных плит.

Происходящее в зонах субдукции обогащение континентальной коры рудными элементами приводит к более или менее равномерному повышению их содержания вдоль зон поддвига литосферных плит [7]. Особенно это проявляется в длительно функционирующих зонах поддвига плит, поскольку в них происходит тектоническая эрозия фронтальных участков надвигаемой плиты и повторная переработка (рециклинг) коровых пород и осадков, перекрывающих поддвигаемую плиту. Известно, что экзогенные процессы выветривания и накопления осадков, часто протекающие с активным участием живых организмов и растений, чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры.

Установлена тесная пространственная связь рудоносных черносланцевых толщ с породами офиолитовой ассоциации – с гипербазитами, базитами, основными эффузивами, туфами, кремнистыми образованиями, широко распространенными в Южном Тянь-Шане [4]. Таким образом, формирование крупных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся процессов субдукции под воздействием нагретых флюидных потоков в зонах пересечения крупных глубинных разломов.

Все основные месторождения металлов Западного Тянь-Шаня формировались между C_3 – P [5], они генетически связаны с эволюцией структур Туркестанского палеоокеана и размещены в виде комплексов, связанных с пересечением зоны столкновения двух континентальных масс: Кыргызско-Казахского континента и Алайского микроконтинента (Южный Тянь-Шань) анти-Тянь-Шанскими разломами. Таким образом, формирование крупных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся процессов субдукции под воздействием нагретых флюидных потоков в зонах пересечения крупных глубинных разломов. Крупные золоторудные поля Тянь-Шаня тяготеют к поперечным или диагональным по отношению к глубинным разломам, прогибам и выступам поверхности Мохоровичича, установленным гравитационными ступенями по границам горстов, поднятий. Эти аномалии отмечают глубинные рудоконтролирующие структуры и, прежде всего, границы блоков разуплотнения вещества низов земной коры и мантии. На таких площадях обнаруживается сложное внутреннее строение региональных гравимагнит-

ных и геохимических полей. Рудные поля и месторождения чаще размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными или пониженными их значениями.

Если местоположение северной границы Южного Тянь-Шаня и сутурной зоны Туркестанского палеоокеана подтверждается всеми исследователями, то насчет южной границы мнения существенно расходятся [1-3]. Выделение Зеравшанского палеокеанического бассейна разделяется не всеми исследователями по причине фрагментарности характеризующих его разрезов. Вместе с тем о былом существовании океанического бассейна свидетельствуют разрезы натровых базальтов толеитового ряда в Зеравшанских горах, Зирабулак-Зиаэтдине и в Восточном Алтае [4]. С ними ассоциируют многочисленные тела ультрабазитов, а также разрезы глубоководных конденсированных силицит – карбонатных формаций. Подтверждением реальности бассейна является его сопряжение с магматической дугой андийского типа. Офиолиты и известково-щелочные вулканы Гиссарского типа развиты также на Северном Памире и погруженных частях Бухаро-Хивы. Поэтому легко допустить, что процессы раскрытия – закрытия окраинного бассейна в этой части региона связаны были с активной окраиной Палеотетиса, отделявшего малые континенты будущей Центральной Азии от Восточной Гондваны. Многие исследователи считают эту зону палеорифтом [1, 2]. Мы считаем, что Арало-Гиссарский разлом (некоторые исследователи называют его Южно-Тяньшанским, Бухаро-Гиссарским) является фрагментом древней погребенной сутуры, разделяющей окраину древнего Каракумо – Таджикского континента от складчатых сооружений палеозойского Южного Тянь-Шаня. В мезо-кайнозойском осадочном чехле данный разлом прослеживается по системе мелких нарушений, а в основном по резкой смене фациальности и мощностей осадков. Так к северу они маломощны или отсутствуют (например, юра), представлены морскими и континентальными отложениями, а к югу их мощность резко увеличивается и здесь преобладают морские отложения. Здесь расположена гравитационная ступень огромной амплитуды и довольно четкая субширотная линейная магнитная аномалия. Она представляет собой ослабленную зону в литосфере, и вдоль нее нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации [3]. На востоке эта зона контролирует северную границу Таримской плиты, на западе – рассекает Туранскую плиту и, по-видимому, протягивается вплоть до Мангышлака. Современная активность разлома выявляется по значительной сейсмичности разломной зоны, по наличию источников термальных вод и т.д.

Под крупными нефтегазовыми месторождениями, расположенными в зоне влияния Арало-Гиссарского разлома: Газли, Акжар, Караиз, Шурчи, Чембар, Ташлы, Сев. Мубарек, Карабаир, Кызылрават, Шуртепе на глубинах от 937 м (Акжар) до 2000 м (Сев. Мубарек) вскрыты граниты карбона-перми. При опробовании доюрского разреза положительные результаты были получены на скважинах Сев. Мубарек, Ташлы, Караулбазар, Шурчи, Сеталантепе [5]. На Сев. Мубареке в скважине № 5 из гранитоидных пород в интервале 2196-2299 м получен газ дебитом 41,7 тыс. м³/сут, а в скважине 11 также из гранитов в интервале 2112-2167 м получен слабый приток газа дебитом $Q_1 = 1,7$ тыс. м³/сут.

Очаги флюидомиграции обусловлены наличием тектонически ослабленных и проницаемых зон, чаще субвертикальных, прослеживаемых в разрезах и в плане. Здесь также наблюдаются разрывы в прослеживании границы Мохо, низкорекфлексивные каналы и аномальные зоны трещиноватости, возможно, насыщенные водно-газовыми мантийными растворами [6]. С ними можно связать область внедрения мантийного вещества в земную кору, что привело к концентрации мигрирующих углеводородов или растворов в верхней части разреза и способствовало формированию нефтегазового месторождения. Из этого следует, что наличие подобных аномальных характеристик можно использовать в качестве одного из прогнозно-поисковых критериев выделения крупных зон перспективных на поиски нефти и газа. Предлагаемая схема геотектонической зональности Южного Тянь-Шаня представлена на рис.

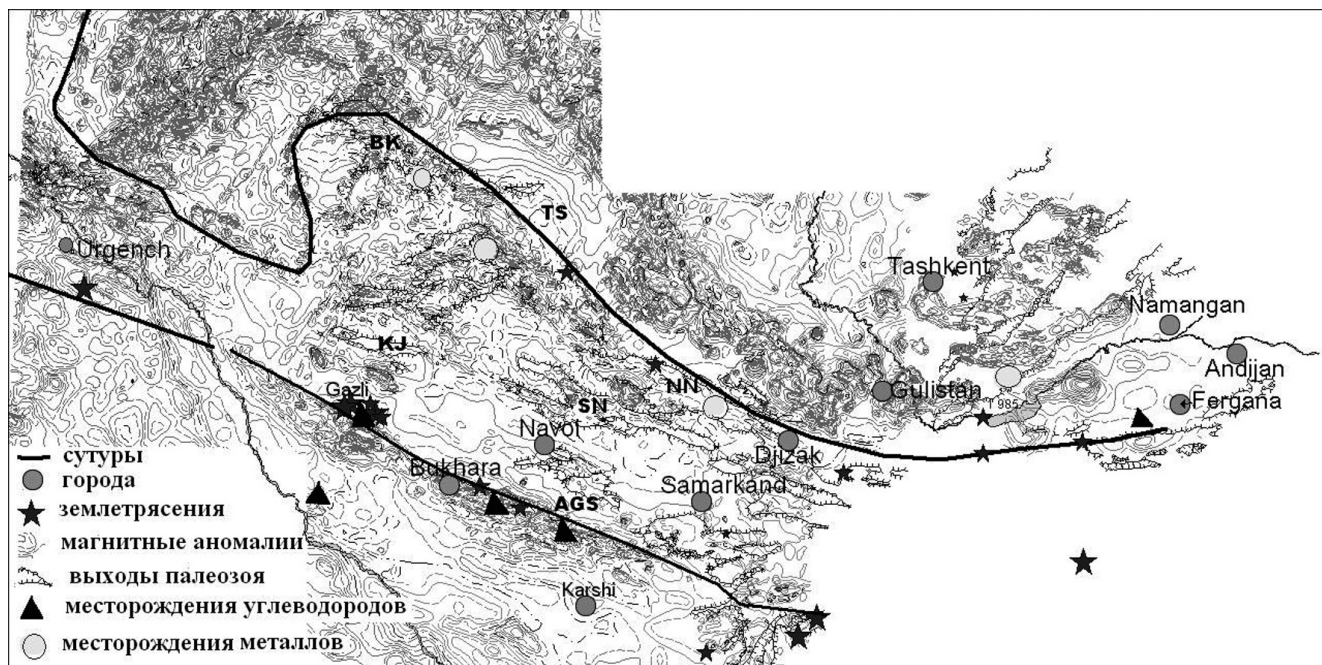


Рис. Схема Южного Тянь-Шаня с расположением сутурных зон и крупных месторождений полезных ископаемых.

Связь нефтегазоносных месторождений с дизъюнктивными и иными структурами объясняется тем, что зоны повышенной проницаемости деформирования фундамента платформ выступают вертикальными каналами миграции углеводородов, поступающих с глубин. Однако в силу послышной горизонтальной миграции нефть и газ сосредотачиваются не в самих этих зонах, а поблизости в соседних куполах и сводах антиклиналей. Проникновение по разломам флюидов в осадочную толщу с непроницаемым водоупорным горизонтом приводит к формированию месторождений углеводородов.

Таким образом, представляется, что основные месторождения металлов Западного Тянь-Шаня генетически связаны с вышедшей на поверхность сутурной зоной Туркестанского палеоокеана, а крупные месторождения углеводородов генетически связаны с погребенной сутурой, разделяющей окраину Каракуму–Таджикского континента от складчатых сооружений палеозойского Южного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Т.: Фан, 1976. 136 с.
2. Абидов А.А. Нефтегазоносность литосферных плит. Т.: Фан, 1994. 124 с.
3. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Т.: Фан, 1989. 386 с.
4. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. / Гл. ред. Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов. Ташкент, Университет, 1998. 723 с.
5. Особенности строения и нефтегазовые перспективы доюрского комплекса пород Бухаро-Хивинского региона (Западный Узбекистан) / Гл. ред. Бабаджанов Т.Л., Абдуллаев Г.С. Т., 2009. 120 с.
6. Трофимов В.А., Корчагин В.И. Нефтеподводящие каналы: пространственное положение, методы обнаружения и способы их активизации. Георесурсы, 2002. № 1(9). С. 18-23.
7. Хаин В.Е., Кравченко С.М., Кочнева Н.Т., Диденко М.И. Локализация месторождений мантийного генезиса Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Российская Арктика. Геологическая история. Минерагеня. Геоэкология. СПб., 2002. С. 430-443.

**МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЕ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА)**

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А., Комарова В.С., Приходько В.С.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

г. Хабаровск, ludmila.pet@mail.ru

На юго-восточном фланге Сибирской платформ выявлен комплекс палеопротерозойских малых интрузий мафит-ультрамафитов, представленный небольшими пластообразными и линзовидными телами с сульфидной кобальт-медь-никелевой (с платиноидами) минерализацией. В плане они образуют линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал рудных и рудоносных тел, формирующих Курумканское рудное поле, имеющее протяженность около 28 км при ширине 2-3 км. Здесь располагаются сульфидные медно-никелевые месторождения Малый Курумкан и Кун-Манье, а также несколько перспективных на никель и сопутствующие металлы (медь, кобальт, металлы платиновой группы) рудопроявлений. Наиболее изученными являются рудные залежи «Икен» и «Шляпа» месторождения Кун-Манье в центральной части рудного поля. Рудное тело «Икен» представляет собой пластообразную, вытянутую в северо-западном направлении почти на 2,5 км залежь. Морфология рудной залежи в целом определяется характером залегания материнской интрузии. По результатам горно-буровых работ установлено, что она залегает субгоризонтально под мощной (до 130 м) толщей архейских метагаббро и гнейсов и только вблизи западного окончания воздымается под углом 30–40°. Мощность залежи меняется от 40 м в центре до 6 м на флангах. Вмещающие породы представлены роговообманково-плагиоклазовыми вебстеритами, реже оливиновыми. Сульфидная минерализация наблюдается в виде скоплений мелких (1,0-1,5 мм) зерен и гнезд (до 5 мм) пирротина, пентландита и халькопирита. Эпизодически отмечаются очень крупные (до 6,0-5,0 см) агрегаты сросшихся сульфидных минералов изометричной формы. Они представляют собой сплошную рудную массу, состоящую из пирротина, пентландита, халькопирита и пирита. Рудная залежь «Шляпа» в плане представляет собой почти окружность диаметром 150 м. Залегание залежи субгоризонтальное. Максимальная мощность тела около 22 м. Вмещающие породы представлены в основном вебстеритами, часто катаклазированными. Пирротин-пентландит-халькопиритовая минерализация проявлена в виде мелкой равномерно рассеянной вкрапленности, реже – крупных (1,0-1,5 см) гнезд изометричной формы с лапчатыми границами, а также выполнения тонких, первые мм, трещин.

В наиболее распространенных вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах (сульфидами до 45 %) содержание ЭПГ находится пределах 1 г/т. Количество ЭПГ достигает 4 г/т в брекчированных и сплошных рудах с содержаниями сульфидов до 75 %. В целом, при довольно значительных содержаниях основных рудообразующих элементов (Ni, Cu, Co), концентрации благородных металлов остаются относительно низкими. Так средние содержания ЭПГ в рудной залеже «Икэн» составляют 0,57 г/т. На этом участке отмечается преобладание Pt над Pd, при средней величине отношения Pt/Pd = 1,2. Обратная картина наблюдается на участке «Шляпа», где это отношение несколько ниже (Pt/Pd = 0,9). Изучение платиноидов в керне скважины, пробуренной на этом участке, показало, что здесь (вниз по разрезу) происходит увеличение суммарной концентрации платиноидов, главным образом, за счет увеличения содержания Pd. Особенности распределения МПГ в рудных телах заключаются в прямой корреляции содержания Pt, Pd между собой, а также с Ni и S, в их тесной связи с концентрациями сульфидов Fe, Ni, Cu. Ранее были установлены и описаны в рудах этого месторождения [1] такие минералы как меренскит, ирарсит, Pd-мелонит, теллуриды серебра. В результате наших новых исследований помимо этих минералов были обнаружены также арсениды платиноидов и минеральные фазы твердых растворов Os–Ru–Rh. Отличительной особенностью рассматриваемого сульфидного месторождения является резко подчиненная роль «тяжелых» платиноидов. МПГ концентрируются (табл.) в силикатах (оливин, амфибол, плагиоклаз и др.) и в сульфидах, иногда располагаясь на стыке минералов.

Таблица.

МПП	Минералы-хозяева	Размеры МПП
Твердый раствор мончеит-меренскит Pt(Te,Bi) ₂ -(Pd, Pt, Ni) (Te,Bi) ₂	Клинопироксен, амфибол	0,5–3–5 мкм
Твердый раствор лаурит-эрликманитового состава RuS ₂ -OsS ₂	Шпинель, амфибол	1,5-2 мкм
Pd-мелонит (Ni,Pd)Te ₂	В плагиоклазе залечивает трещины с халькопиритом	2-9 мкм
Ирарсит IrAsS	Клинопироксен, амфибол	3-8 мкм
Сперрилит PtAs ₂	Амфибол, шпинель	2,5-5 мкм
Холлингвортит-(Rh,Pt,Pd)AsS	Оливин	2 мкм
Изоферроплатина Pt ₃ Fe	Пентландит	9 мкм

Наиболее разнообразные и сложные по составу МПП установлены на участке «Икэн», где наряду с теллуридами Pt, Pd обнаружены сульфоарсениды платиноидов: ирарсит, в котором концентрации Ir варьируют в пределах от 47,31 % до 35,69 %, As от 25,87 % до 24,1 %, S от 12,52 % до 15,34 %; примесь Pt составляет 11,21-14,54 %. Впервые установлены сульфиды Ru и Os, которые имеют состав наиболее близкий к твердому раствору эрликманит-лаурит, в одном случае с примесью Rh до 8,4 %, в другом случае с примесью Pt до 3,65 %. Обнаружена минеральная фаза состава (Re,Cu)S₂ с примесью Pt 2,27 %. На участке «Шляпа» были найдены герсдорфит и теллурид золота с довольно высокой примесью палладия (до 8,85 %). Кроме того, в этой рудной залежи присутствуют меренскиты и Pd-мелониты, в которых наблюдается изоморфизм Te и Bi, а также зональные зерна сульфоарсенидов Co-Ni-(Fe)-ЭПП. В последних, зоны, обогащенные ЭПП, развиты в центральных, «ядерных» частях зерен и представлены рядом наиболее близким к холлингвортит-ирарситу, а периферийные части сложены рядами твердых растворов кобальтингерсдорфит). В мелонитах содержания Te колеблется от 61,44 % до 75,99 %, Pd варьирует в пределах 4,98 %-8,22 %, примесь Bi – 4,03-7,18 %. Нами впервые был обнаружен сперрилит (Pt – 0,83; Fe – 0,19; Cu – 0,05-1,07; As – 1,81; S – 0,12), образующий мелкие (3-6 мкм) почти идиоморфные кристаллики в амфиболе и шпинели. Для него характерна примесь меди до 0,98 мас.%. Несмотря на то, что главные минералы медно-никелевых руд принадлежат классу сульфидов, среди МПП последние практически отсутствуют, что, по-видимому может свидетельствовать о дефиците серы и некотором смещении в низкотемпературную область температурного интервала образования платиноидов по отношению к температурному интервалу формирования сульфидов. Список МПП, установленный в сульфидном месторождении Кун-Манье, не очень обширный; он содержит природные сплавы, интерметаллиды платиновых металлов и сульфиды (арсениды).

ЛИТЕРАТУРА

1. Платиноидно-медно-никелевое оруденение кун-маньенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) // Платина России. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 406-417.

ПРИРОДА БОР-ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Раткин В.В.¹, Карась О.А.¹, Чугаев А.В.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, ratkin@yandex.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва

Бор-олово-полиметаллическая металлогеническая субпровинция юга Сихотэ-Алиня объединяет большую часть оловорудных и свинцово-цинковых месторождений Дальнего Востока России. В состав субпровинции входит Лужкинская оловорудная металлогеническая зона, сопряженная с Журавлевским террейном, и Таухинская бор-свинцово-цинковая металлогеническая зона,

не выходящая за границы Таухинского террейна. Все месторождения субпровинции тесно ассоциированы с вулкано-плутоническими и плутоническими поздний мел-палеоценовыми комплексами ВСАВП.

В развитии рудно-магматических процессов южного Сихотэ-Алиня отчетливо проявлена этапность. Турон-кампанское время выражено как эпоха интенсивного борного метасоматоза. В это время на востоке субпровинции, в Таухинской металлогенической зоне, возникают скарновые боросиликатные руды. В западной части субпровинции, в Лужкинской металлогенической зоне, в туроне-кампане формируются касситерит-сульфидные жильные месторождения, большей частью сопровождаемые объемными зонами турмалинизации. С палеоценовым этапом в Таухинской зоне ассоциированы скарновые и жильные Pb–Zn месторождения, а в Лужкинской зоне – касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения.

Все изученные месторождения южного Сихотэ-Алиня, несмотря на их разновозрастность, изменчивость минерального состава и разнообразие рудоносных магматических комплексов, проявлены как геохимическая общность с весьма узким диапазоном вариаций изотопных отношений Pb. В общей выборке месторождений субпровинции, по нашим данным, диапазон вариаций изотопных отношений свинца (с округлениями) составляет для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,38-18,42, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,60-15,63 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38,58-38,67. По изотопному составу и модельному возрасту свинец оловянных и свинцово-цинковых руд аналогичен свинцу раннемезозойских гранитоидов Сино-Корейского щита ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,47-18,64$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,40-15,69$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,34-38,99$ [5]). Изотопные отношения и Th/U характеристика свинца (при значениях около 4,0) определенно свидетельствуют о доминировании в его составе верхнекоровой компоненты, а также указывают на наличие регионального геохимического резервуара, хорошо усредненного по изотопному составу Pb.

При этом бор скарновых боросиликатных руд раннего этапа изотопно утяжелен ($\delta^{11}\text{B} = +17,68 \text{ ‰}$). Это со всей очевидностью указывает, что в процессах рудообразования участвуют комплексы, обогащенные бором эвапоритовой природы.

В то же время, сульфидная сера близка по изотопному составу к метеоритному стандарту. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов близки 0 ‰ и, указывая на тесную связь процессов рудообразования с магматизмом, отражают в вариациях уровень восстановленности рудоносных магматических комплексов.

Отмеченная изотопно-геохимическая специфика характерна для всех месторождений субпровинции и удовлетворительно согласуется с моделью и этапами формирования новообразованной литосферы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Юрско-раннемеловое время – стартовый этап возникновения орогенного пояса и формирования регионального геохимического резервуара. Евразийский материк обрамляется новообразованными террейнами, которые проявились как структуры этажного строения, где базальтовое океаническое основание было перекрыто складчатым осадочным «чехлом» с доминированием пород континентального происхождения мощностью до 25-30 км [3].

История формирования Таухинского террейна типична для Сихотэ-Алиня. Террейн начал формироваться южнее палеошироты 35°. Здесь в составе аккреционной призмы совместились толщи океанического происхождения и толщи раннемеловых терригенных пород с доминированием континентального аркозового материала. Состав обломочной части кварц-полевошпатовых песчаников матрикса, где, в дополнение к обильному циркону и гранату-альмандину, присутствуют своеобразные минералы – индикаторы: турмалин, ставролит, корунд, андалузит и шпинель [2] – вполне определенно указывает, что область питания раннемелового бассейна отвечала территории, где обнажены глубоко метаморфизованные комплексы. При этом, данные изотопной геохимии указывают, что поток аркозового материала формировался на территории Сино-Корейского щита [4]. При вполне очевидном участии древних метаморфических толщ, основным источником кварц-полевошпатового материала были гранитоиды мезозойского возраста, доминировавшие

в площадном выражении в области питания раннемелового морского бассейна. Глыбы гранитоидов, фиксируемые в составе раннемеловых олистостромовых толщ, датированы как ранне-мезозойские – 240 млн. лет [2]. Указанное не противоречит выводам [4], так как, по данным [6], для мезозойских гранитоидов, сформированных как результат магматической переработки метаморфических толщ Сино-Корейского щита, характерны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ и $T_{\text{DM}2}$ в интервале 3900-2491 млн. лет. Формирование потока обломочного материала, поступающего в раннемеловой бассейн, происходило в результате эродирования геохимически специализированных в отношении бора, свинца и цинка толщ Сино-Корейского щита, которые, кроме Pb–Zn месторождений, вмещали гигантские раннепротерозойские месторождения бора эвапоритовой природы [7]. Последние сопровождалась регионально выраженными полями турмалинитов и турмалиновых гнейсов, которые возникли в тесной связи с процессами метаморфизма бороносных толщ. Специфика области питания раннемелового окраинно-континентального бассейна проявилась в высоком региональном геохимическом фоне осадочных толщ. По данным региональной геохимической съемки 1:1000000 масштаба, складчатый комплекс Таухинской аккреционной призмы обогащен, по сравнению с кларком, бором (2,44 к) и рудными компонентами – серебром (4,38 к), свинцом (1,70 к) и висмутом (1,65 к). В абсолютных значениях содержание бора в осадочных породах матрикса Таухинской аккреционной призмы, обогащенных кластогенным турмалином, варьируют в интервале 100-150 г/т, а свинца 15-20 г/т.

Поздний сеноман-палеоценовый этап отвечает времени проявления постааккреционной вулкано-плутонической деятельности и рудообразования.

В турон-кампанское время в режиме субдукции формируется гигантская толща платоигнимбригов. Образование питающих трещинные вулканы магматических очагов регионального масштаба связывается с плавлением осадочных пород верхней коры. Финальным явлением магматического турон-кампанского цикла является внедрение даек андезитобазальтов. Процессы боросиликатного скарнового рудообразования связаны с финалом субдукционного магматизма и непосредственно предшествуют внедрению даек андезитобазальтов.

Область генерации кислых магм проявлена, по данным гравиметрии, в моделях, отражающих степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства, как единое однородное тело региональной протяженности на глубине 20-25 км [1], где осадочные толщи в основании Журавлевского и Таухинского террейнов полностью переработаны восходящими флюидно-магматическими потоками. Здесь в условиях магматической дифференциации в условиях высокой флюидонасыщенности обеспечивается режим ступенчатой концентрации рудных элементов. Отражением этого является обогащенность игнимбригов бором (до 220 г/т), свинцом (40-50 г/т), барием (630 г/т) и другими элементами верхнекоровой природы. Закономерна приуроченность процессов боросиликатного скарнообразования к периоду завершения вулканической деятельности, когда снижается эксплозивность извержений и реализуются условия для накопления бороносных флюидно-гидротермальных дифференциатов в продвинутых к поверхности очагах. В это время трещинные извержения сменяются извержениями центрального типа с характерными гидротермально-преобразованными эксплозивными брекчиями в жерловых аппаратах.

В мастрихте-палеоцене, в сменившем субдукцию режиме латерального проскальзывания литосферных плит, на южно-сихотэ-алинском участке континентальной окраины выше платоигнимбригов формируется толща известково-щелочных вулканитов от кислого до среднего состава. В модельных построениях такого рода магматизм описывается как процесс формирования «слэб-виндоуз». В условиях мантийно-корового взаимодействия формируются колонны магматитов, интенсивно контаминированных материалом ранее сформированного верхнекорового геохимического резервуара. При этом в магматических колоннах сохраняется режим насыщенности ювенильной серой. Магматическая дифференциация в сочетании с ликвационными процессами

обеспечивает очередную ступень концентрации рудных элементов, реализация которой происходит в виде разгрузки рудоносных, в отношении Pb и Zn, очагов в палеоцене в финале вулканического цикла.

Показано, что, по крайней мере в геохимическом цикле бора и свинца, металлогения юга Сихотэ-Алиня проявляется как репродуктивное древней домезозойской металлогении восточной окраины Евразийского материка. Репродуктивное связано с процессами формирования новообразованной континентальной литосферы и объединяет интенсивную эрозию металлоносных территорий материка, лавинную седиментацию в сопряженных окраинно-континентальных морских бассейнах, складчатость и последующий постагрегационный этап ступенчатой магматической переработки геохимически специализированных осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Петрищевский А.М.** Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2011. № 1. Вып. № 17. С. 11-22.
2. **Ростовский Ф.И., Хетчиков Л.Н.** Рифтогенез и регенерация рудных компонентов в процессе формирования сульфидно-касситеритового оруденения Сихотэ-Алиня // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 113-123.
3. **Ханчук А.И., Голозубов В.В.** Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.
4. **Ханчук А.И. и др.** Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Доклады РАН, 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.
5. **Chen J., Yu G., Xue C. et. al.** Pb isotope geochemistry of lead, zinc, gold and silver deposit clustered region, Liaodong rift zone, northeastern China // Science in China. Ser. D Earth Science, 2005. V. 48. N. 48. P. 467-476.
6. **Goss S.K.** Some causes and consequences of lithospheric thinning in the eastern North China Craton: evidence from latest Yanshanian granitoids and dikes // Thesis presented for the Degree of Master of Philosophy: Curtin University of Technology, 2010. 114 P.
7. **Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A. et.al.** Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1026, 2011. CD-ROM.

ФТОР-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (БУРЕЯ-ХАНКАЙСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН И СИНО-КОРЕЙСКИЙ ЩИТ)

Раткин В.В.¹, Андросов Д.В.², Карась О.А.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, ratkin@yandex.ru

²ООО «ПРИМОРВОЛЬФРАМ»

Приморский край, с. Ариадное, androsov64@mail.ru

Фтор-полиметаллические металлогенические зоны Сино-Корейского щита проявлены в виде внутриплитных бассейнов. Наиболее изучена Пхеннамская металлогеническая зона, конформная Пхеннамскому авлакогену в Северной Корее (рис.).

В составе металлогенической зоны доминируют месторождения с многоярусными линзо-пластообразными телами галенит-сфалеритовых руд, которые отчетливо участвуют в складчатости совместно с вмещающими рифейскими и кембрийскими известняками и доломитами. На детально изученном месторождении Маджен установлены три разновозрастные минеральные ассоциации. Первая, седиментогенно-диагенетическая, представлена скоплениями пелитоморфного кварца, кальцита, доломита, чешуйчатыми мелкими выделениями серицита, хлорита с рассеянной вкрапленностью флюорита, сфалерита и фрамбоидального пирита. Для второй, гидротермально-метасоматической, характерны сростки хорошо ограненного кварца, доломита, сфалерита и галенита. Третья минеральная ассоциация связывается с региональным метаморфизмом и проявлена как кварц-тремолит-мусковитовый агрегат, который наложен на осадочные

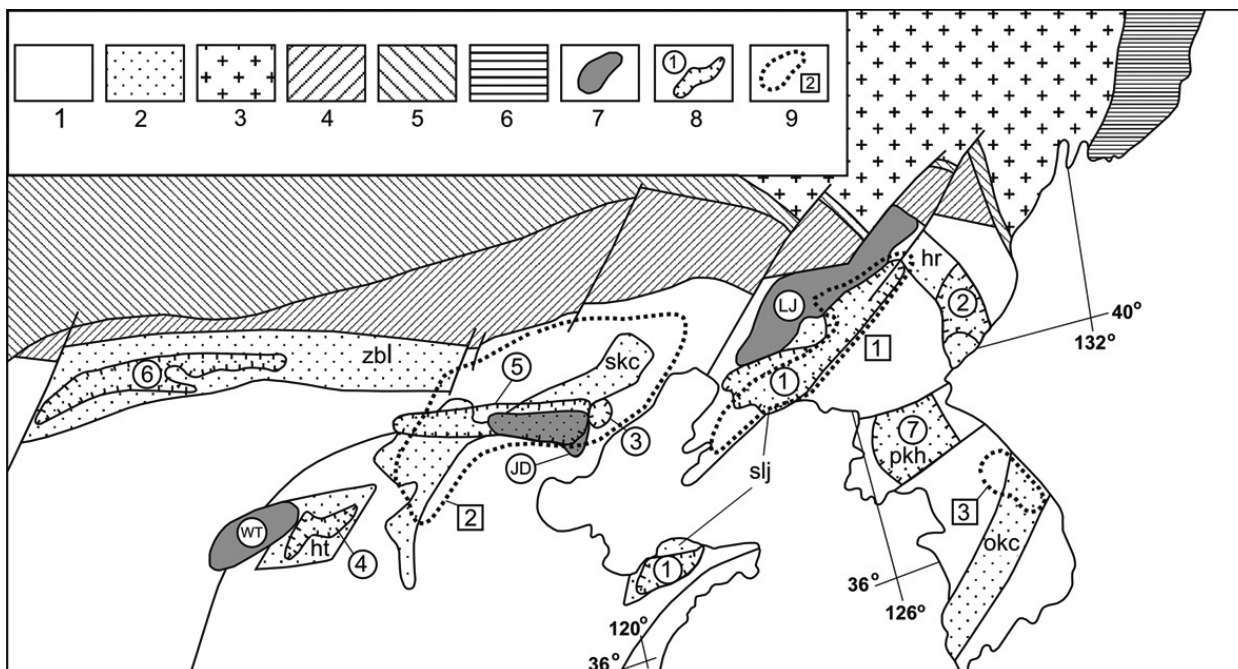


Рис. Архей – раннепалеозойские и мезозойские металлогенические зоны пассивных континентальных окраин Сино-Корейского щита, по данным [3], с изменениями и дополнениями: 1. Архейские террейны, частично перекрытые фанерозойским платформенным чехлом; 2. Протерозой-раннепалеозойские рифтогенные впадины (внутриплитные бассейны): skc – Хэбей-Ляонинский прогиб; slj – Восточно-Шандун–Восточно-Ляонин–Восточно-Джилинский рифт; ht – рифт Хутяо; hr – Хесан-Ривонский прогиб; zbl – Зангбей-Боян Обо-Лангшанский рифт; pkh – Пхеннамский прогиб; окс – Очхонский прогиб; 3. Раннепалеозойский орогенный пояс (Буряя-Ханкайский супертеррейн); 4. Аккреционная призма Вундурмяо (протерозой-ордовик); 5. Позднепалеозойский Солонкерский орогенный пояс; 6. Раннемеловой Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс; 7. Архейские металлогенические зоны: WT – Вутяо; JD – Джидун; LG – Ляоджи; 8. Протерозой-раннепалеозойские металлогенические зоны. Раннепротерозойские: 1 – Джиляоджи; 2 – Хесан-Ривонская; 3 – Киньлун; 4 – Лулиньшань. Среднепротерозойские: 5 – Янляо; 6 – Лангшань-Боян Обо. Рифей-раннепалеозойские: 7 – Пхеннамская; 9. Юрско-раннемеловые металлогенические зоны: 1 – Джиляолу; 2 – Яншаньская; 3 – Тэбэгсанская.

породы и руды. Пересечение метаморфогенным мусковитом уже изогнутых полисинтетических двойников сфалерита свидетельствует о последовательных процессах деформации и метаморфизма руд. Утяжеленный изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} = +5.4 - +8,0 \text{ ‰}$) отражает участие сульфатной серы морской воды в процессах рудообразования.

Кроме рассеянной вкрапленности флюорита в карбонатных породах свинцово-цинковых месторождений, для Пхеннамской металлогенической зоны характерно присутствие собственно флюоритовых месторождений. Наиболее значимым и детально изученным является флюоритовое месторождение Пхенсан. Здесь выявлена серия линз мощностью до 10 м и протяженностью около 200 метров, которые приурочены к контакту кварцитов свиты чикхен и перекрывающих известняков свиты садану. Преобладают полосчатые руды.

В составе рудоносной рифей-раннепалеозойской толщи, которая выполняет Пхеннамский прогиб, не фиксированы горизонты, обогащенные бором. Тем не менее, здесь широко проявлены зоны скарнирования с суанитом на контакте доломитов и известняков с итрузиями гранитоидов юрско-раннемелового возраста.

Пхеннамская металлогеническая зона параллелизуется с Вознесенской металлогенической зоной Буряя-Ханкайского супертеррейна. Последняя соответствует фрагменту кратона из состава раннепалеозойской пассивной континентальной окраины. С 70-х годов эта зона привлекает внимание геологов как самая перспективная территория на юге Дальнего Востока, где возможно обнаружение стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Как итог проведения ревизион-

ных и специализированных тематических работ был подтвержден тезис о перспективах площади в отношении стратиформных полиметаллических руд. Было показано [1], что скопления сульфидов на северном фланге Вознесенского грейзенового флюоритового месторождения являются древними, доскладчатыми образованиями, и формировались они близсинхронно раннекембрийскому терригенно-карбонатному осадконакоплению. Особенность руд – присутствие в их составе магнетита и флюорита. Учитывая отчетливую приуроченность флюорита к горизонтам тонкопослойчатых магнетитовых руд и отсутствие сколько-нибудь заметных самостоятельных скоплений, следует думать, что фтор так же, как железо поступал в руды в ходе седиментогенеза. Наиболее вероятно, что это был ратовкит, впоследствии преобразованный в результате диагенеза и гидротермальной переработки руд во флюорит. Отсутствие элементов-примесей в этом флюорите контрастно отличает его от широко распространенного на месторождении флюорита гидротермально-метасоматической природы.

Отложение рудных илов и их диагенетические преобразования происходили в условиях карбонатной подводной возвышенности в условиях частично изолированного бассейна с обильными биогермами и малым объемом поступления терригенного материала. Свидетельством этого являются прослой кремней в составе рудовмещающей пачки доломитовых известняков. Судя по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +22,0 \text{ ‰}$), это типично осадочные образования. Тем не менее, они аномально обогащены рудными компонентами: свинцом (0,005-0,01 %), цинком (0,045-0,25 %), медью (0,0015-0,0025 %) и фтором (0,82-0,90 %). Такая обогащенность, типичная для всех рудовмещающих толщ внутриплитных бассейнов, непосредственно отражает высокие концентрации рудных компонентов в раннекембрийском бассейне рудоотложения.

Для Вознесенской металлогенической зоны, также как и для Пхеннамской, характерно проявление зон борного метасоматоза. При этом здесь доминируют зоны гидротермалитов с турмалином, ассоциированные с интрузиями ордовикских литий-фтористых гранитов. При изучении турмалина из зон гидротермалитов, в ходе исследований, выполненных в США в Аналитическом центре западного побережья (WCAS, Santa Fe Springs, California) с использованием эталона NBS-SRM-951 ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,0437$), была установлена необычность его изотопного состава. Значение $\delta^{11}\text{B}$ составило $+26,98 \text{ ‰}$. Такой состав бора характерен только для эвапоритов морского происхождения. Следует предполагать, что генерация магм, породивших интрузии литий-фтористых гранитов, происходила при значительном участии древних, докембрийских эвапоритов морского происхождения. Эти данные наводят на мысль, что и фтор мог заимствоваться как результат магматической переработки древних рифейских стратиформных флюоритовых месторождений на глубине. С этой позиции можно объяснить парадокс – колоссальная флюоритовая залежь Вознесенского месторождения соизмерима по размерам с рудоносной интрузией ордовикских гранитоидов. Типично коровая изотопно-геохимическая характеристика рудоносных Li-F гранитоидов в сочетании с широким диапазоном изотопных характеристик флюорита ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,707-0,741$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -1,99 +0,69$) указывает на доминирование корового материала в формировании уникальных флюоритовых руд Вознесенской металлогенической зоны [2].

Сопоставление фтор-полиметаллической металлогении Сино-Корейского щита и Бурей-Ханкайского супертеррейна дает основание для отнесения юга Дальнего Востока РФ к числу перспективных территорий на обнаружение новых флюорит-полиметаллических месторождений стратиформного типа в толщах рифей-раннепалеозойских пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении // Геология рудных месторождений, 1990. Т. 35. № 5. С. 46-58.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. М.: ГЕОС, 2011. 353 с.
3. Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A. et.al. Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1026, 2011. CD-ROM.

**ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В W-СКАРНОВОМ
ЛЕРМОНТОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ –
ПОКАЗАТЕЛЬ ГЛУБИННОСТИ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ**

Рогулина Л.И.¹, Калажоков Х.Х.²

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, rogulina@mail.ru;*

²*Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова
г. Нальчик, khh49@mail.ru*

В многочисленных научных работах конца XX начала XXI столетий предпринята попытка охарактеризовать эволюцию соотношений геодинамики и металлогении на протяжении геологической истории развития Земли. Цикличность в формировании суперконтинентов отражается в процессах накопления сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых, характеризующихся первично майттиным происхождением и развитием конвенгентных процессов в геосфере [4]. Геохимическая металлогения позволяет выявить природу рудообразующих процессов и установить связь с другими геологическими процессами. Поэтому изучение распределения несовместимых групп элементов в месторождениях субдукционных зон является актуальным.

Объектом исследований являются техногенные отвалы обогатительной фабрики детально изученного скарново-шеелитового месторождения Лермонтовское [1]. Месторождение расположено на северо-западе Приморья. Площадь рудного района входит в Бикинскую структурно-формационную зону и сложена карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенными породами Самарского террейна [3]. Разновозрастные магматические породы представлены: пироксенитами, габбродиоритами габбро; биотитовыми гранодиоритами, тоналитами; дацитами, андезидацитами; диабазовыми и диоритовыми порфиритами. Площадь месторождения, сложена олистостромовой толщей нижнемелового матрикса, которая прорывается позднемеловым штоком гранитоидов (128±5 – 130 ±5 млн. лет; К/Аг метод по данным М.Г. Руб, 1982). Тектоника Лермонтовского месторождения определяется влиянием регионального субмеридианального Западного Сихотэ-Алинского и субширотного Алчанского разломов древнего заложения [5].

Рудная минерализация на Лермонтовском месторождении локализуется в метасоматических залежах пласто-, линзо- и гнездообразной форм, залегающих в кровле и по периферии штока гранитоидов. В.И. Гвоздевым определено более 60 минералов и изучен химический состав большинства из них.

Авторами исследовался вещественный состав вольфрамового концентрата, полученного из гравитационных хвостов: оптико-минералогическим (Stemi 2000-C), химическим атомно-абсорбционным (Hitachi-180-50), рентгеновским фотоэлектронно-спектроскопическим (РФЭС) (Thermo Scientific K-Alpha, КБГУ) методами. Оптико-минералогический анализ полученного вольфрамового концентрата, показал, что в результате обогащения в концентрат выделяется (масс.%): шеелит – 25,5; пирротин – 39,2; пирит – 15,69; магнетит (мартит) – ≈ 9,0; арсенопирит – 2,4; вольфрамит – 0,5 и др. Из чего видно, что техногенные отвалы руд Лермонтовского месторождения содержат значительное содержание полезного компонента и могут быть вовлечены в отработку с применением современных методов обогащения. Минералы благородных металлов в свободной форме оптико-минералогическим методом не обнаружены, однако химическим методом в техногенных отвалах установлено наличие благородных элементов: Au, Ag, Pt и Pd (таблица).

Для более надёжной диагностики и определения фазового состава платиноидной минерализации была использована РФЭ-спектроскопия. Анализ проводился на спектрометре Thermo Scientific K-Alpha в Кабардино-Балкарском государственном университете.

Таблица. Содержание благородных элементов в технологических отвалах месторождения.

№ п/п	Наименование материала	Содержание, г/г			
		Au	Ag	Pt	Pd
1	Флотационные хвосты	5,60	3,96	0,084	0,036
2	Гравитационные хвосты	0,33	1,90	0,75	0,048
3	-«-	0,35	< 0,5	0,28	< 0,01
4	-«-	0,30	1,00	0,19	< 0,01

Примечание: аналитик Бородина Н.А.; определение Au проводилось по методике № 237-С (ВИМС) с экстракцией нефти; Ag – по методике Стрельникова; Pt, Pd – методом сплавления на Ni штейн, растворением в HCl и замерами на Hitachi-180-50. Содержание Pt по этой методике незначительно завышается, а Pd – занижается.

Предварительный анализ обзорного РФЭ-спектра W-концентрата, позволил обнаружить элементы с наиболее интенсивными линиями: O, CO, CO₂, интенсивно сорбируемых поверхностью порошкообразного образца и входящих в формулы минералов. В большом количестве отмечается Ca и W (рис. 1).

Бомбардировка поверхности порошка концентрата ионами аргона заметно уменьшила содержание углеродных загрязнений на поверхности порошка и позволила выявить пики Pt5p1(69,0 эВ), Pt4f(72,9 эВ), Pt4f5(76,0 эВ). Для определения компонентов с низким процентным содержанием был снят участок обзорного спектра области 66-86 эВ. Идентификация содержания каждого элемента производилась с использованием его основной и второстепенных фотоэлектронных линий. Детальный анализ этого участка спектра позволил подтвердить вывод о наличии в спектре РФЭ-линий низких интенсивностей: Ir4f, Os4f (рис. 2) [6].

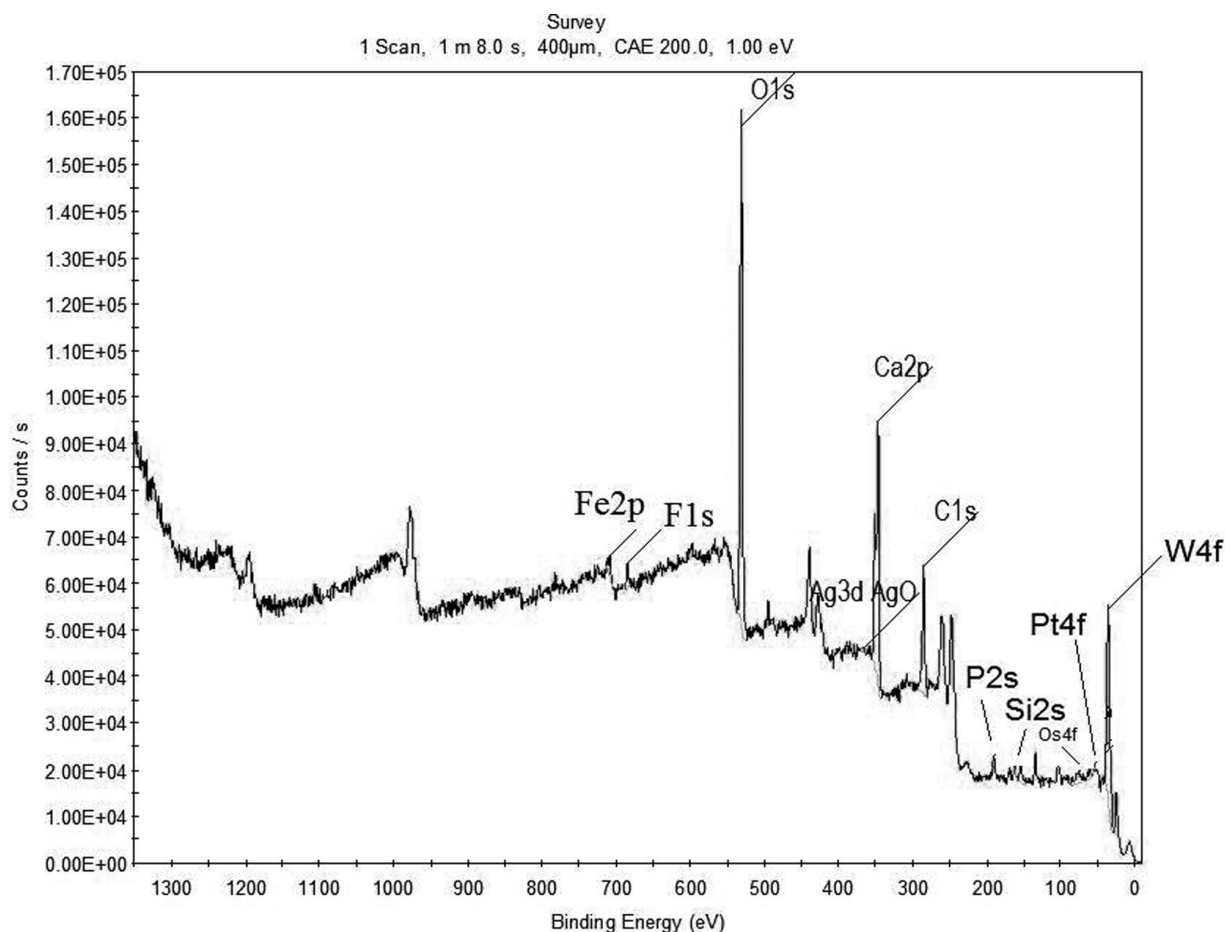


Рис. 1. РФЭ-спектр немагнитной тяжёлой фракции W-концентрата в режиме фиксированной энергии (Pass Energy 200eV).

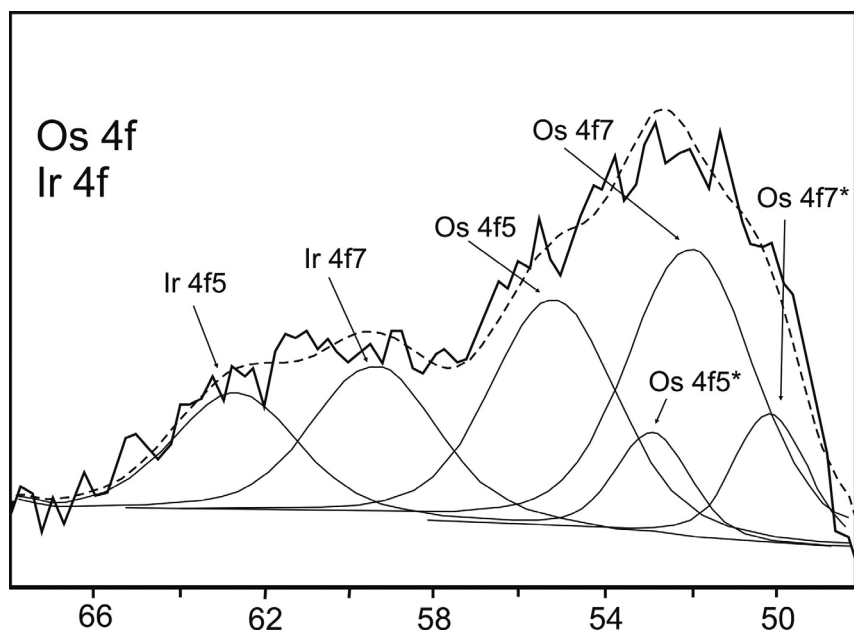


Рис. 2. Участок РФЭ-спектра высокого разрешения поверхности образца 46-66 эВ.

На данном этапе исследования выявление фазовых состояний платины, осмия и иридия не представляется возможным из-за малого их содержания и значительного перекрытия их РФЭ – спектров другими линиями. Вероятнее всего, обнаружение фаз платиноидов можно решить методом масс-спектропии в последующем изучении.

В результате проведенных атомно-абсорбционных и РФЭ-спектроскопических исследований в техногенных отвалах руд Лермонтовского вольфрамово-скарнового месторождения впервые выявлена платиноидная минерализация.

Обнаружение элементов платиновой группы в крупном шеелитовом Лермонтовском месторождении, залегающем в Самарском террейне (фрагмент юрской аккреционной призмы) перекрытом надсубдукционным вулcano-плутоническим домеловым комплексом [2], указывает на влияние глубинных геосфер в формировании месторождения. Гидротермальная система его рудообразования, возможно, была связана с астеносферной магматической камерой и массы рудных компонентов отлагались в пулл-апарт бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гвоздев В.И.** Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 337 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
3. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Месторождения металлических полезных ископаемых. Под ред. В.В. Авдониной. 2-е издание. М: Академический проект, Трикта, 2005. 720 с.
5. **Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.** Алчанская зона (ранний мел) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 342-349.
6. <http://srdata.nist.gov>.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

Черепанов А.А.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

г. Хабаровск, alekscherepanov@yandex.ru

В Хабаровском крае потенциально платиноносные черные сланцы распространены в рифей-палеозойском обрамлении Сибирской платформы, Южно-Верхоянской складчатой зоне, Удско-Шантарской СФЗ и Буреинском массиве [5]. Они неоднородны по составу и происхождению и приурочены к границам континент-океан [2]. Выделяется две группы черносланцевых пород: рифей-кембрийские и палеозойские.

Рифей-кембрийские черносланцевые толщи распространены преимущественно в обрамлении Сибирской платформы и в прогибах Буреинского массива, а палеозойские в складчатых образованиях Южно-Верхоянской и Удско-Шантарской СФЗ. Они отличаются повышенным содержанием углеродистого вещества и по его содержанию относятся к углеродистым ($C_{\text{орг}} - 3-10\%$) и высокоуглеродистым ($C_{\text{орг}} < 10\%$). В полях их распространения в настоящее время промышленных месторождений золота и платиноидов неизвестно, но есть признаки повышенной платиноносности и золотоносности. Палеозойские черные сланцы содержат $C_{\text{орг}}$ в пределах 1-3% и считаются низкоуглеродистыми. С мощными и выдержанными толщами низкоуглеродистых сланцев, обычно пронизанных кварцевыми жилами, зачастую связаны крупные месторождения золота [1]. Не выветрелые разности сланцев обеих групп характеризуются повышенной сульфидоносностью. В рифей-кембрийских сланцах сульфиды представлены преимущественно безрудным пиритом, реже пирротинном. Палеозойские низкоуглеродистые сланцы имеют более разнообразный состав сульфидов, пирит в них часто золотоносный, характерна повышенная роль арсенопирита.

В рифей-кембрийском обрамлении Сибирской платформы черные сланцы распространены в Юдомо-Майском прогибе и Батомгской складчато-блоковой системе. В Юдомо-Майском перикратонном прогибе (Южное Верхоянье) платиноидная минерализация установлена в терригенно-карбонатном разрезе трех уровней возраста пород: протерозой-среднерифейского, верхнерифейского и кембрийского (рис.). МПГ минерализация приурочена к тонким алевролитовым осадкам мелководных фаций, содержащих примесь вулканомиктового материала. Содержание МПГ до 2,0-2,5 г/т, но они имеют широкую площадную распространенность (десятки кв. км.) с локализацией максимумов вдоль зон глубинного Бурхалинского разлома [3]. Более обогащенными МПГ оказались углеродистые сланцы верхнерифейского уровня со средним содержанием (г/т) Pt – 0,7; Pd – 0,05; Ir – 1,5; Au – 0,1-0,003; Ag – 30.

Работами ЗАО «Амур» подтверждена повышенная платиноносность пород района. Отмечена приуроченность платиноидной минерализации к горизонтам углеродистых алевролитов с наложенной вулканогенной гематизацией, линзам и прослоям алевролитов и известняков с повышенным содержанием углерода в виде графита и аморфного углеродистого вещества. Повышенная платиноносность подтверждена и нашими исследованиями.

Кроме черносланцевых пород повышенный фон платиноидов наблюдается в рифейских медистых песчаниках тоттинской зоны (западные склоны хр. Джугджур) и фосфатоносных терригенно-карбонатных толщах Удско-Шантарской зоны.

Большой интерес представляют также находки МПГ в графитсодержащих метасоматитах, встречающихся в Тас-Юряхской зоне разломов. В одной из проб метасоматитов, встречающихся в зоне, содержание Pt – 1,65 г/т. Породы имеют сланцевато-полосчатую текстуру, основная масса сложена мусковит-серицитовым агрегатом. Со слюдястыми минералами тесно ассоциирует графит (до 8-10%).

В Батомгском выступе работами ЗАО «Амур» (А.П. Грибанов, 2008 г.) платиноидная минерализация выявлена в обрамлении Кондерского интрузивного массива в черных углеродистых алев-

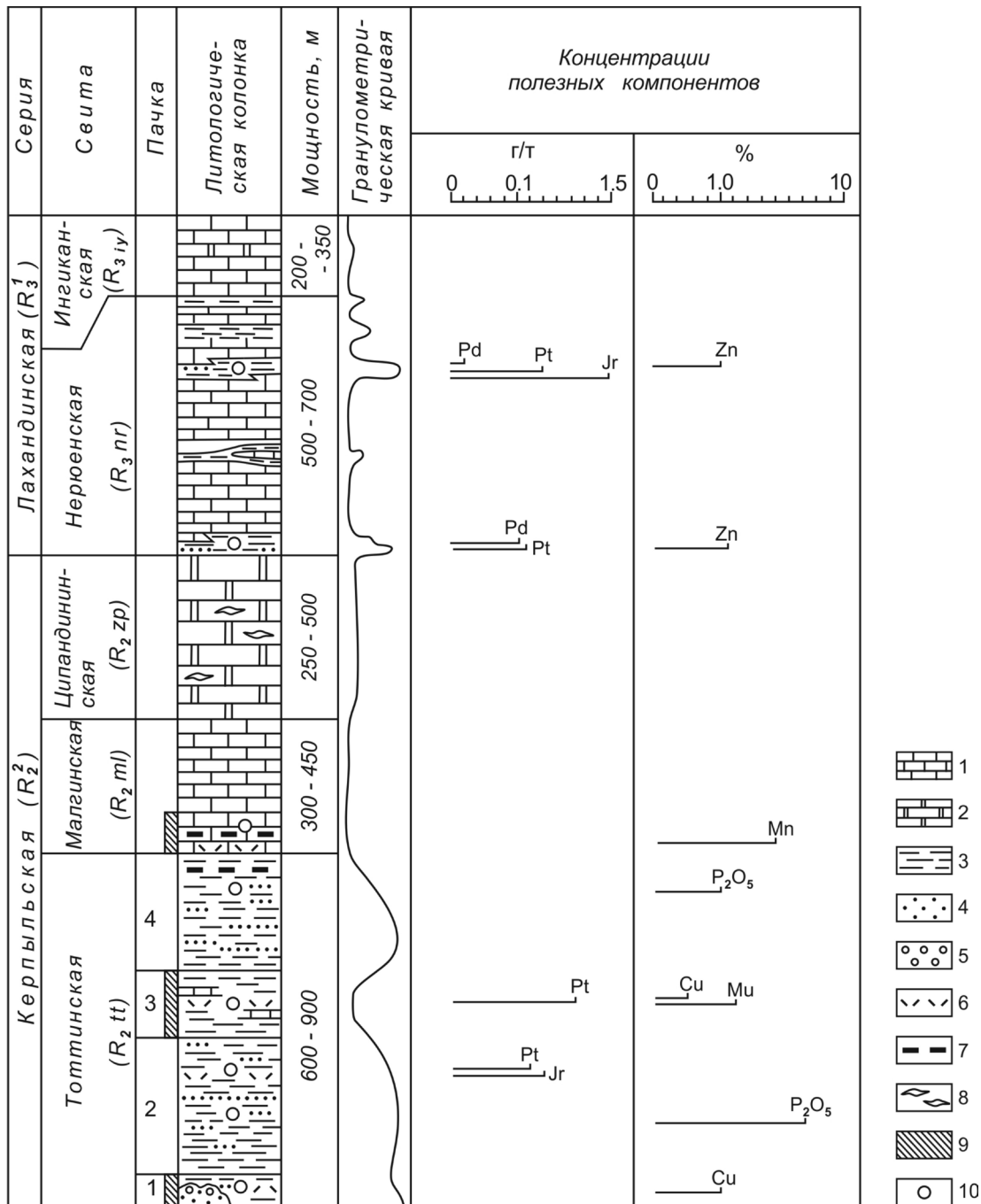


Рис. Горизонты с аномальными концентрациями металлов платиновой группы в рифейском разрезе Юдомо-Майского прогиба (по А.Е. Соболеву, 1995).

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты и гравелиты, 6 – туффиты, туффопесчаники и туфоалевролиты, 7 – кремни, силициты, яшмоиды, 8 – послойные кварцевые и кремнистые выделения в карбонатных отложениях (джаспероиды), 9 – пачки пестроцветных пород, 10 – потенциально рудоносные горизонты.

ролитах и аргиллитах омнинской свиты ($R_{2\text{om}}$). Она связана с зонами сульфидизации и лимонизации углеродистых алевролитов вблизи интрузий монцонитоидов. Максимальные содержания элементов платиновой группы в отдельных пробах по данным оптико-эмиссионной спектроскопии 4-16 г/т, чаще сотые и десятые доли г/т. Местами минерализация образует неконтрастные литохимические ореолы, выделенные по изоконцентрату 0,01 г/т. Размеры ореолов в пределах первых десятков метров, реже больше. В протолочках проб выявляются знаки изоферропла-

тины. В отдельных пробах установлена кубооктаэдрическая платина в ассоциации с оливином, хромитом, диопсидом, магнетитом, что указывает на то, что её источником могли быть апикальные части кондерской интрузии.

Низкоуглеродистые черносланцевые отложения известны в обрамлении Охотского массива, Южно-Верхоянской и Амуро-Охотской складчатых областей. Их возраст средне-поздне палеозойский. В них выявлены месторождения золота и серебра; сведений о платиноносности нет, а в продуктах обогащения и шлихах отмечаются зерна МПГ.

На Буреинском массиве платиноидная минерализация приурочена к черносланцевым породам Кимканского, Сутырского и Мельгинского прогибов. Если для пород первых двух прогибов она довольно детально изучена [4], то для Мельгинского нет.

В Мельгинском прогибе платиноносными являются сульфид-графитовые сланцы нятыгранской свиты протерозой-рифейского возраста. Породы этой свиты прослежены на расстояние более 75 км. В них выделено несколько пласто- и линзообразных тел сульфидизированных графитовых сланцев протяженностью до 8 км и мощностью 50-250 м с содержаниями Pt до 0,36 г/т, Pd до 0,12 г/т и Os до 0,08 г/т. Платиновая минерализация сопровождается повышенными содержаниями P, V, Cu, Cr, Ni, Au, Ag, U. (В.В. Баранский, 2006 г.). Данные требуют проверки, т.к. содержания платиноидов определялись инверсионно-вольтамперметрическим методом, который у многих вызывает сомнения в достоверности.

Приведенные данные и анализ литературных сведений показывает о значительно повышенной платиноносности наиболее древних (рифейских) черносланцевых толщ и уменьшение в более поздних. Установление рудопродуктивных горизонтов и основных параметров МПГ и Au осложняется неоднозначностью аналитических данных, полученных в различных лабораториях и характеризующихся значительными вариациями величин концентрации МПГ и Au из-за несовершенства методик определения этих металлов в высокоуглеродистых породах, когда потери МПГ в присутствии углеродистого вещества достигают 1-2 порядков за счет образования их летучих соединений. Истинное содержание может быть в десятки-сотни раз выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Кельмачев В.Л. Углеродистые толщи как генераторы нефтегазовых и золотоплатиноидных месторождений. В сб. науч. тр. «Строение и эволюция востока Азии: II Косыгинские чтения». Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 148-159.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981с.
3. Соболев А.Е., Кутырев Э.И., Игошина И.И. и др. Металлы платиновой группы в рифейских осадочных формациях Сетте-Дабана // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 136-140.
4. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010. № 3. С. 3-12.
5. Черепанов А.А. Платиноносность черносланцевых пород Хабаровского края // Типы Седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы Всероссийского литологического совещания (г. Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). Т. II. С. 384-387.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНО-РОССЫПНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Шевырев С.Л., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, shevirev@mail.ru

Россыпи Юго-Востока России по степени представленности в них благородных металлов разделяются на золотые, платинометалльно-золотые, золото-платинометалльные и платинометалльные. До 15 % россыпей Au содержат от единичных знаков до весьма существенных (весовых) количеств МПГ. В случаях присутствия платиноидов на уровне 10 % учтенного золота россыпе-

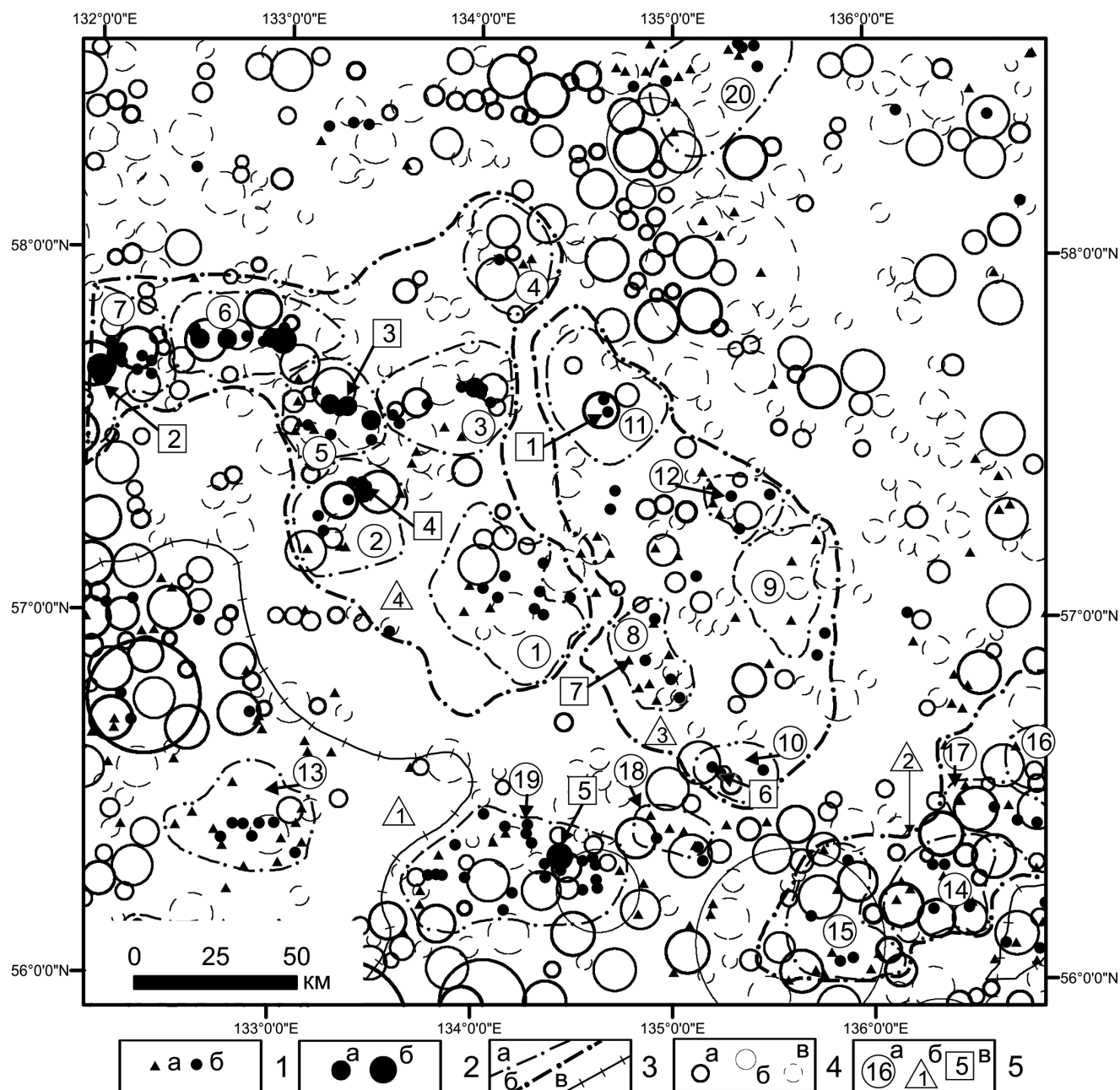


Рис. Схема сопоставления выделенных морфоструктур, минерагенических зон и рудных объектов (минерагенические объекты по [1]).

Обозначения: 1 – рудные объекты (а – пункт минерализации; 1б – рудопроявление); 2 – месторождения (а – мелкие; б – средние); 3 – границы минерагенических подразделений (а – узлов, б – районов, в – зон); 4 – выделяемые кольцевые структуры (а – уверенно; б – менее уверенно; в – неуверенно); 5 – наименования минерагенических подразделений (а – узел; б – районов и зон; в – объектов). Рудные узлы (цифры в кружках): 1 – Томптоканский (Au); 2 – Дарьинский (Au–Ag); 3 – Даньский (Au); 4 – Омнинско-Одолинский (Au); 5 – Юньский (Au); 6 – Юртовый (Au); 7 – Улаханский (Au–Ag); 8 – Утукачанский (TR, прогнозируемый); 9 – Одолинский (Au); 10 – Чадский (Au–Pt); 11 – Кондерский (Au–Pt); 12 – Одола-Бургалинский (TR, прогнозируемый); 13 – Амуликано-Хайканский (TR, прогнозируемый); 14 – Мотаринский (Au–Ag); 15 – Мукитканский (Au–Ag); 16 – Авланджинский (Au–Ag прогнозируемый); 17 – Ньюкинский (Au–Ag, прогнозируемый); 18 – Секталинский (Mo–Au, прогнозируемый); 19 – Улканский (U–TR); 20 – Ингилийский (TR). Рудные районы и зоны (цифры в треугольниках): 1 – Тыркано-Учурская зона (U–TR); 2 – Магейско-Батомгский (Au–Ag); 3 – Чадско-Кондерский район (Au, TR, Pt); 4 – Кет-Капский (Au, Ag). Месторождения (цифры в квадратах): 1 – Кондёрское (Pt); 2 – Скарновое (Ag, Au); 3 – Шумное (Au); 4 – Усмун (Au); 5 – Бугундинское (Be, TR); платиноносные массивы: 6 – Чадский; 7 – Сыбахский.

проявления считаются платинометально-золотыми. Такие россыпи выявлены преимущественно в восточном сегменте ареала влияния горячего поля мантии на площади Гарьского, Дамбукинского (Верхнее Приамурье) и Фадеевского (Юго-Западное Приморье) узлов, Инагли-Кондер-Феклистовского металлогенического пояса. Россыпеобразующие комплексы в них представлены офиолитовыми ассоциациями, расслоенными мафит-ультрамафитовыми или зональными (гетерогенными) щелочно-ультраосновными массивами.

Имеющиеся материалы свидетельствуют, что коренные источники промышленно значимых платинометально-золотых и платинометальных россыпей подверглись в позднем фанерозое воздействию магматических и постмагматических (гидротермально-метасоматических) производных позднемезозойского плюмового магматизма, которым, по всей вероятности, принадлежит рудообразующая роль в возникновении повышенных концентраций ЭПГ в ранее возникших ультрамафит-мафитовых плутонах.

Наложённые магматические и постмагматические (гидротермально-метасоматические) процессы, по мнению ряда исследователей, обусловили сегрегирование в ядрах и по периферии массивов ранее возникшей (в хромшпинелидах и титаномагнетитах) акцессорной субмикроскопической (пылевидной) вкрапленности МПГ, формирование крупных шлировых обособлений, линз, линзовидно-прожилковых зон хромшпинелидов в эндо- и экзоконтактах гранитоидных тел среди дунитов и дунит-пегматитов. Синхронно с сегрегированием хромшпинелидов происходило их обогащение ЭПГ, что обеспечивало возникновение геохимических ореолов соответствующих элементов вплоть до появления значимых концентраций (на уровне первых г/т и более) в рудных зонах протяженностью в десятки и сотни метров [2].

Существование в позднем мезозое производных горячего поля мантии послужило причиной интенсификации рудообразующих процессов в ареале их влияния. Дешифрируемые по космическим данным кольцевые структуры классифицируются по степени выраженности. Зоны сгущения этих структур конформные благороднометалльным минерагеническим зонам, вероятно, отражают воздействие глубинных процессов. Сопоставление региональных тектонических моделей, материалов геофизических съемок и данных дешифрирования космических материалов могут явиться основой для создания региональных прогнозных моделей.

Установлено соответствие полей наиболее уверенно выделяемых методом Хафа структур рудным узлам и зонам (см. рис.). В выделении рудоносных структур описанным методом, очевидно, ведущую роль играет возраст рудогенетических тектоно-магматических событий, синхронность интрузивного магматизма процессам рудогенеза и мощность эрозионного среза. Наиболее контрастно в полях кольцевых структур машинного дешифрирования отразились кластеры, связанные с полями развития меловых орогенных гранитоидов. Выраженность рудоносных структур фундамента контролируется мощностью эрозионного среза.

На основе совпадения дешифрированных кластеров кольцевых структур с известными рудными объектами можно сделать вывод, что предлагаемая методика может эффективно применяться для прогнозирования рудоносных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка // Ред. С.А. Радченко. Картфабрика ВСЕГЕИ, 1991.
2. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинная геодинамика Юго-Востока России и позиция платиноносных базит-гипербазитовых массивов // Вулканология и сейсмология, 2013. № 4. С. 1-11.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акинин В.В. 144
Алексеев М.И. 312
Андросов Д.В. 358
Аникина Е.В. 145, 342
Анникова И.Ю. 303
Ардюков Д.Г. 125, 128
Бабанский А.Д. 221
Бабичев А.В. 242
Баданина И.Ю. 342
Бадрединов З.Г. 263, 266
Баранова Л.В. 238
Бараш И.Г. 110
Баринов Н.Н. 235
Баскина В.А. 148
Бахарев А.Г. 191
Баянова Т.Б. 227
Белоус О.В. 71
Белоусова Е.А. 342
Бердников Н.В. 213, 300
Берзин С.В. 151, 154
Блох Ю.И. 16
Блохин М.Г. 278
Бондаренко В.И. 16
Борискина Н.Г. 366
Бортников Н.С. 170, 187
Бортникова С.Б. 284
Брянский Н.В. 293
Бубнов С.Н. 157
Будницкий С.Ю. 235
Бурмакина Г.Н. 272
Бычкова Я.В. 176
Бяков А.С. 18, 21
Вализер П.М. 246
Валитов М.Г. 125
Валуй Г.А. 159
Ванг К.-Л. 255
Василенко Н.Ф. 103
Васильев Ю.Р. 162
Вах А.С. 327, 307, 310
Ведерников И.Л. 18, 21
Вишневская И.А. 24
Владимиров А.Г. 303
Владимирова Т.А. 315
Воднева Е.Н. 108
Войнова И.П. 165
Волохин Ю.Г. 27
Воронцов А.А. 168
Восель Ю.С. 24
Галенчикова Л.Т. 191
Гамянин Г.Н. 304
Гарбе-Шёнберг Д. 288
Гаськов И.В. 303
Гвоздев В.И. 260, 307, 310
Генералова Л.В. 334
Герасимов Н.С. 315
Гирина О.А. 30
Глебовицкий В.А. 235
Гнилко О.М. 33, 334
Голозубов В.В. 37, 55, 203
Гольцман Ю.В. 157, 170
Гоневчук В.Г. 170, 173, 176, 330
Гоневчук Г.А. 170, 173
Гора М.П. 162
Гореликова Н.В. 170, 176, 330
Горнов П.Ю. 39, 125
Горячев Н.А. 307, 310
Гранник В.М. 42, 45
Гребенников А.В. 179, 260
Губанова М.А. 48
Гурьянов В.А. 312, 354
Гусев Н.И. 303
Давыдова М.Ю. 184
Дегтярев А.В. 210
Демонтерова Е.И. 275
Дербеко И.М. 176, 187
Диденко А.Н. 50
Доброшевский К.Н. 307
Докукина К.А. 52
Докучаев А.Я. 157
Долгаль А.С. 16
Дриль С.И. 315
Дьячков Б.А. 303
Екимова Н.И. 235
Ерохин Ю.В. 318
Жарков Р.В. 137, 284
Желдак М.В. 55

Забаринская Л.П. 113
Зайцев А.И. 191, 324
Зиновьев С.В. 262
Зинькова Е.А. 194
Зябров С.В. 57
Иванов А.В. 224, 275
Ивин В.В. 320
Ильина Н.Н. 315
Ильясова А.М. 108
Имаев В.С. 59
Имаева Л.П. 59
Йокояма К. 278
Казанский Б.А. 61, 79
Калажоков Х.Х. 361
Калиш Е.Н. 125
Каныгина Н.А. 24
Карабцов А.А. 27
Карась О.А. 322, 355, 358
Карманов Н.С. 293
Касаткин С.А. 37, 55, 64, 203
Кемкин И.В. 67
Кемкина Р.А. 67
Кириллова Г.Л. 70
Киселев В.И. 235
Козловский А.М. 197, 205, 295
Козьмин Б.М. 59
Комарова В.С. 354
Кондратьева Л.А. 324
Коновалова Н.П. 238
Копылов М.И. 200, 327
Коростелев П.Г. 330
Косарев А.М. 303, 331
Костюк О.В. 334
Краснобаев А.А. 145
Крук Н.Н. 203, 303
Кудрин К.Ю. 154
Кудряшова Е.А. 205, 295
Кудымов А.В. 50
Кузьмина О.Н. 336
Куликова К.В. 255
Кулинич Р.Г. 125
Лавренчук В.С. 252
Лебедев В.А. 210, 339
Лепешко В.В. 71, 79
Литвиновский Б.А. 272
Малиновский А.И. 74
Малич К.Н. 342
Мартынов А.Ю. 210
Мартынов Ю.А. 184, 210, 303
Матвеев А.В. 312
Медведева С.А. 76
Мельниченко Ю.И. 71, 79
Миронов Н.Л. 244, 288
Митрофанов Ф.П. 227
Митрохин А.Н. 82, 85
Мицук В.В. 235
Моисеенко Н.В. 345
Москаленко Е.Ю. 159
Неволин П.Л. 82, 85
Невструев В.Г. 213, 300
Нечаев В.П. 300
Нечаюк А.Е. 89
Нечаюк О.Е. 238
Нигай Е.В. 348
Новикова П.Н. 16
Носов Д.А. 125
Нуртаев Б.С. 351
Обжиров А.И. 137
Олейникова Т.И. 187
Орехов А.А. 173
Осипова Е.Б. 79
Осипова Т.А. 216, 303
Остапенко Д.С. 210
Парфенов А.В. 218
Певзнер М.М. 221
Перепелов А.Б. 224, 275, 293
Петрищевский А.М. 92, 95
Петровская Л.С. 227
Петровский М.Н. 227
Петухова Л.Л. 312
Пипко М.С. 230
Погорелова Е.Ю. 98
Ползуненков Г.О. 233
Полин В.Ф. 235, 238
Полянский О.П. 242, 262
Пономарчук А.В. 235
Попов М.П. 318
Попова М.В. 100
Портнягин М.В. 244, 288
Прибавкин С.В. 194

Приходько В.С. 312, 354
Прокопьев А.В. 304
Прокопьев В.Ю. 315
Прытков А.С. 103
Пузанков М.Ю. 224
Пустовойтова И.В. 200, 327
Пушкарев Е.В. 342
Рапацкая Л.А. 105
Рассказов С.В. 108
Раткин В.В. 322, 355, 358
Рашидов В.А. 16
Ревердатто В.В. 242
Резницкий Л.З. 110
Ризванова Н.Г. 235
Роголина Л.И. 361
Родников А.Г. 113
Розен О.М. 116, 118
Романова А.В. 120
Русин А.И. 145, 246
Русин И.А. 145, 246
Рыбин А.В. 210
Саватенков В.М. 197, 205
Савельев В.П. 281
Саксин Б.Г. 213
Салихов Д.Н. 249, 303
Сальникова Е.Б. 197
Сасим С.А. 315
Сафронов П.П. 345
Сахно В.Г. 230
Семяк Б.И. 170, 330
Сергеева Н.А. 113
Сизиков И.С. 125
Скляр Е.В. 252, 255, 257
Скузоватов С.Ю. 255
Соболев П.Н. 100
Соловьёв В.М. 128
Спиридонов А.М. 315
Старикова А.Е. 257
Степанов В.А. 307
Степнова Ю.А. 260
Стусь Ю.Ф. 125
Сухоруков В.П. 242, 262
Съедин В.Т. 79
Тарарин И.А. 263, 266
Татаринов В.Н. 122
Тимофеев А.В. 125, 128
Тимофеев В.Ю. 125, 128
Тихомирова А.И. 50
Толстых М.Л. 221
Травин А.В. 110, 197, 224, 235, 275
Трусов А.А. 16
Усиков В.И. 213
Уткин В.П. 82, 85, 130
Федоровский В.С. 252
Флеров Г.Б. 224
Фунг Ван Фать 37
Хиллер В.В. 318, 342
Холоднов В.В. 269
Хомич В.Г. 366
Цуканов Н.В. 134
Цуцуми Ю. 278
Цыганков А.А. 272
Цыпукова С.С. 224, 275
Чащин А.А. 224, 238, 278
Чащин С.А. 238
Чебыкин Е.П. 108
Чекрыжов И.Ю. 278
Черепанов А.А. 364
Чижова И.А. 176
Чувашова И.С. 108
Чугаев А.В. 170, 187, 355
Шакиров Р.Б. 137
Шардакова Г.Ю. 281
Шацкий В.С. 255
Шевко А.Я. 162
Шевко Е.П. 284
Шевырев С.Л. 366
Шибяев С.В. 128
Шишкина Т.А. 244
Шкодзинский В.С. 290
Школьник С.И. 110
Щербаков Ю.Д. 224, 275, 293
Юшманов Ю.П. 95, 140
Ярмолук В.В. 197, 205, 295
Tsutsumi Y. 203
Yokoyama K. 203