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 Third Russian Scientific Conference with foreign participants

Vladivostok, 20–23 September 2016

Vladivostok
Dalnauka
2016

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточное отделение Российской академии наук

Дальневосточный федеральный университет

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Материалы
Третьей Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток, 20-23 сентября 2016 г.

Владивосток
Дальнаука
2016

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука. 2016. 396 с.

ISBN 978-5-8044-1611-0

В представленных материалах конференции обобщены оригинальные фактические данные отечественных и зарубежных исследователей. Тематика докладов включает различные аспекты изучения геологических процессов в зонах субдукции и скольжения литосферных плит: динамику взаимодействия, геологическое строение, стратиграфию и литологию, особенности магматизма, метаморфизма и рудообразования. Обсуждаются данные, полученные с использованием математического моделирования, GPS-наблюдений, геофизических, спутниковых и других современных методов. По диапазону возраста охвачена практически вся история Земли – от раннего докембрия до совре-менности. Разносторонность представленных материалов позволяет комплексно охарактеризовать геологические процессы описываемых геодинамичеких обстановок.

Председатель программного комитета
академик А.И. Ханчук

Ответственность за содержание статей несут авторы, предоставившие материал к публикации. По решению Оргкомитета часть материалов была подвергнута корректорской правке.

Конференция проведена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-20649-г)
и Российской академии наук

ISBN 978-5-8044-1611-0 © ДВГИ ДВО РАН, 2016

Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision, and Plate Environments. Proceedings of Third Russian scientific conference with foreign participants. Vladivostok/Russia: 20-23 September 2016. Vladivostok: Dalnauka. 2016. 396 p.
ISBN 978-5-8044-1611-0

Conference materials summarize original factual data by Russian and foreign scientists.
The participants reported on various aspects of geological processes in zones of subduction, collision and slidung of lithospheric plates: interaction dynamics, geological structure, stratigraphy and lithology, characteristic magmatism, metamorphism and ore formation. The results presented in this book were obtained by means of mathematic modeling, GPS observations, geophysical, satellite, and other modern methods of reseach. 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 abd drawing performance of the papers in the volume are the responsibility of authors. According to the decision of the Organizing Committee the materials has been subjected to proofreading.

Conference is financially supporled by:
Russian Foundation for Fundamental Research (grant № 16-05-20649-г)
and Russian academy of scienses.

ISBN 978-5-8044-1611-0 © FEGI FEB RAS, 2016

СОДЕРЖАНИЕ

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

Брагин И.В., Челноков Г.А., Харитонова Н.А.
Гидротермы Восточного Сихотэ-Алиня как результат тектоническоя деятельности на границе литосферных плит 16

Будяк А.Е., Паршин А.В.
Предыстория формирования золотой минерализации в пределах Южной окраины Сибирского кратона в протерозойский период 19

Верниковский В.А., Кораго Е.А., Метелкин Д.В., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин .Ю.
К проблеме формирования докембрийского фундамента российского арктического щельфа 22

Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Восель Ю.С.
О совмещении пород различных осадочных бассейнов в результате коллизионных процнссов 23

Волчек Е.Н., Коротеев В.А., Нечеухин В.М.
Значение обстановок субдукции, коллизии и скольжения плит в геодинамике формирования орогенов Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии 26

Голозубов В.В., Йокояма К., Касаткин С.А.
Дислокация кайнозойских образований о. Цусима 29

Горнов П.Ю.
Тепловое поле сейсмических и асейсмических областей литосферных плит и их зон взаимодействия Востока России 32

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.
Оротукано-Балыгычанская зона субдукции – передовая часть Охотско-Корякского орогенного пояса по результатам интерпретации глубинного сейсмического разреза опорного профиля 3-ДВ . . . 36

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.
Строение литосферы области сочленения континент-океан юга Дальнего Востока России 39

Каплун В.Б., Бронников А.К.
Глубинное строение Самаргино-Совгаванской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса по данным магнитотеллурических зондирований 42

Касаткин С.А., Фать Ф.-В., Ань Л.-Д., Голозубов В.В.
Меловые дислокации Азиатско-Тихоокеанской зоны конвергенции – предшественники индо-евразийской коллизии (зона Далат, юго-восточный Вьетнам) 45

Кемкин И.В., Кемкина Р.А.
Геохимия кремней юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня: обстановки Седиментации и масштаб субдуцированной океанической коры 48

Климова Е.В., Матреничев В.А.
Экспериментальное изучение перераспределения элементов при выветривании метабазальтов 52

Корольков А.Т.
Дуплексные зоны участка Северо-Муйского тоннеля 56

Лунина О.В., Гладков А.С.
Триггерные механизмы формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений и их связи с разрывами 59

Максимов С.О.
Геологические и изотопно-геохимические критерии существования древней континентальной коры в фундаменте Приморья 62

Малиновский А.И.
Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений юга Западно-Сахалинского террейна 65

Манилов Ю.Ф.
Особенности разломной тектоники Среднего и Нижнего Приамурья 68

Митрохин А.Н.
К вопросу об обрамлении и эволюции сосдвиговых кинкбандов (на примере Комсомольского рудного района) 70

Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.
О сколово-складчатом короблении коры в условиях продольного скольжения 72

Нечаюк А.Е.
Особенности геологического строения и тектоники Исикари-Западно-Сахалинского бассейна Татарского пролива 76

Нуртаев Б.С., Зенкова С.О.
Офиолиты и эволюция Западной части Южного Тянь-Шаня по геолого-геофизическим данным 78

Петрищевский А.М.
Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских континентальных окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) 82

Рапацкая Л.А.
Роль дизьюнктивной тектоники в онтогенезе углеводородов 85

Сафонова И.Ю.
Океанические поднятия Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики в аккретированных комплексах центральной и восточной Азии 87

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Обут О.Т., Хромых С.В., Котлер П.
Субдукционные комплексы Палеоазиатского океана: геологические, геохронологические, геохимические и петрологические характеристики 89

Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В.
Особенности новейшей геодинамики Сахалина 91

Сокур Т.М.
Тектоника, вулканизм и особенности минералообразования в верхнем венже и нижнем кембрии на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы 94

Уткин В.П.
Формирование окраинных морей – следствие структурообразующего течения континенталных масс, а не субдукции океанических плит 97

Ханчук А.И.
Тектоника, магматизм и рудообразование в обстановках трансформного скольжения литосферных плит 100

Челноков Г.А., Брагин И.В., Жарков Р.В., Харитонова Н.А, Гусева Н.В., Шестакова А.В
Гидрогеохимические индикаторы тектонических событий 102

Четырбоцкий А.Н.
Проблемы численного моделирования динамики геосферы Земли 105

Шевырева М.Ж, Шевырев С.Л.
Исследование геологических структур и нефтегазоносности Татарского пролива по материалам дистанционного зондирования Земли 107

Шпикерман В.И., Фельдман Л.Л.
Глубинный след палеозоны конвергенции в Северном Приохотье 109

Карнюшина Е.Е.
Типы вторичных преобразований вулканогенно-осадочных формаций в нефтегазоносных прогибах Западной Камчатки 112

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

Авченко О.В., Жуланова И.Л.
P-T-t эволюция образования сапфирин-шпинелевых реакционных структур 118

Александров И.А., Льяо Ч.-П., Чжан Б.-М., Голозубов В.В.
Петрогенезис среднеэоценовых A2-гранитоидов охотского комплекса (южный Сахалин) 121

Алексеев В.И.
Региональные особенности литий-фтористых гранитов Востока России 125

Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А.
Меловой ультраосновной вулканизм Камчатки (петрогенезис и геодинамические условия формирования) 128

Бадрединов З.Г., Авченко О.В., Чудненко К.В., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А., Кононов В.В.
P-T условия формирования альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовых сланцев метаморфического комплекса Западной Камчатки 131

Бирюзова А.П., ***Пушкарев Е.В.***
Гранулиты в основании Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале 135

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.
Геодинамическая позиция и вещественный состав четвертичных игнимбритов Малого Кавказа 137

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.
Адакит-габбро-анортозитовый магматизм (576-546 млн. лет) активной континентальной окраины Сибири (Енисейский кряж) и палеотектонические реконструкции 140

Вишневский А.В.
Ультрабазит-базитовые массивы складчатых областей, критерии выделения интрузий Урало-Аляскинского типа 142

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Травин А.В., Михеев Е.И., Колотилина Т.Б., Хлестов В.В.
Роль мантии в формировании раннепалеозойских гранулитовых комплексов Центральной Азии . . . 144

Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.
Вулканиты якчинской кремнисто-вулканогенной толщи юрской аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня (петрогеохимия, геодинамические ретроспекции) 146

Воронцов А.А., Дриль С.И., Перфилова О.Ю.
Роль девонской субдукции при формировании рифтогенных вулканитов северо-восточной части Алтае-Саянской области 149

Генералова Л.В., Гнилко О.М., Степанов В.Б., Билик Н.Т., Дикий В.В.
Составы хромшпинелидов как индикаторов геодинамических обстановок формирования перидотитов (Мармарошская утесовая зона, Украинские Карпаты) 152

Голич А.Н., Высоцкий С.В.
Особенности петрологии офиолитов зон скольжения литосферных плит (на примере трога Кайман) 155

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л., Песков А.Ю.
Геохимические особенности мафит-ультрамафитовых даек Кун-Маньёнского рудного поля: геодинамический аспект (Восточный Становик) 159

Дегтерев А.В., Рыбин А.В.
Вещественный состав продуктов катастрофических эксплозивных извержений Львиной Пасти (о. Итуруп, Южные Курилы) 162

Денисова Ю.В.
Петрохимические особенности гранитов Николайшорского массива 164

Докукина К.А.
Модель формирования мезоархейского роя мафических даек в процессе субдукции «срединно-океанический хребет – континент» (ассоциация Гридино, Беломорская эклогитовая провинция) . . . 166

Зарубина Н.В., Иванов В.В., Блохин М.Г., Арбузов С.И., Ноздрачев Е.А., Жао Ц.
К проблеме германиеносности углей: сравнительная оценка определения германия в углях и их золах методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и рентгено-флуоресцентного анализа 170

Зинькова Е.А., Монтеро П., Беа Ф.
U-Pb возраст циркона из лейкогранитов Соколиного Камня, Верхисетский массив (Средний Урал) 173

Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И.
Геохимические признаки процессов субдукции в литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона 175

Крапивенцева В.В., Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ноздрачев Е.А.
Новые данные о составе верхнемеловых вулканитов набатовской толщи из фундамента Ушумунского буроугольного месторождения Бирофельдского грабена, как источников сноса и обогащения угленосных отложений редкими элементами 178

Крук Н.Н.
Континентальная кора Горного Алтая и Сихотэ-Алиня: состав, источники, механизмы формирования и специфика гранитоидного магматизма 182

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А.
Пермские вулканиты Южного Приморья: геохимия, источники расплавов и возможная тектоническая позиция 184

Лебедев В.А., Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г.
Раннеплиоценовый магматизм Южного склона Большого Кавказа: возраст и происхождение интрузий гранитоидов Цанского комплекса 187

Лиханов И.И., Зиновьев С.В.
Тектонический стресс как эффективный термодинамический фактор метаморфизма в сдвиговых зонах (на примере Приенисейской сутурной зоны) 189

Лиханов И.И., Ножкин А.Д.
Эволюция UHT гранулитового метаморфизма Южно-Енисейского кряжа на рубеже 1.75 млрд. лет: связь с плюмовой тектоникой и значение для палеоконтинентальных реконструкций 192

Ноздрачев Е.А., Бадрединов З.Г.
Возраст и геологическое положение пикрит-базальтовых вулканитов Северной Корякии (ильпинейская свита) 195

Парфенов А.В., Лебедев В.А.
Происхождение и эволюция магматических расплавов Казбекского неовулканического центра на основе результатов изотопных и петролого-геохимических исследований 198

Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Чащин А.А., Пузанков М.Ю., Карманов Н.С., Цыпукова С.С.
Магнезиальные андезиты Камчатки – геохимические типы и условия происхождения 200

Петровская Л.С., Петровский М.Н.
Термодинамические режимы тектонометаморфических процессов в пределах сдвиговых зон (Лапландско-Беломорский тектонический шов, Кольский п-ов) 204

Полин В.Ф., Дриль С.И.
Полиформационный магматизм зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита: роль мантийных и коровых источников по данным Pb, Nd, Sr, O изотопной геохимии (на примере Кеткапско-Юнской магматической провинции) 207

Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В.
Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс Приполярного Урала: состав протолитов, геодинамические палеореконструкции, возраст 211

Пыстина Ю.И.
Геохимическая гетерогенность цирконов как критерий образования метаморфических пород (на примере Урала) 213

Сафронов П.П., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В.
Уникальные составы стёкол в ксенолитах из базальтов Курильской островной дуги 215

Семенов А.Н., Полянский О.П.
Процессы минглинга, миксинга и гибридизации магмы при формировании комбинированных интрузивов: оценка реологических параметров на основе компьютерного моделирования 218

Симонов В.А., Котляров А.В.
Физико-химические характеристики расплавов кислого состава в обстановках субдукции (данные по расплавным включениям) 221

Скляров Е.В., Лавренчук В.С., Пушкарев Е.В., Старикова А.Е., Федоровский В.С.
Беербахиты – дискредетированный термин или нерешенная проблема? (свидетельства из Ольхонской коллизионной системы, Западное Прибайкалье) 224

Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Дриль С.И.
Генезис высокобарических мафических гранулитов западного фланга Южно-Муйского блока (Байкало-Муйский складчатый пояс) 226

Слабунов А.И.
Субдукция и коллизия в архее: магматические и метаморфические эффекты 229

Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А.
Первые результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов из островодужных гранитоидов хоймпэйского плутонического комплекса Щучьинской зоны Полярного Урала 232

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Кобл М.А., Миллер Э.Л.
Возраст лапчавожской вулкано-плутонической ассоциации по результатам U-Pb (SIMS) датирования цирконов 235

Старикова А.Е., Скляров Е.В.
Необычные минеральные ассоциации в метасоматитах Тажеранского массива (Западное Прибайкалье) 237

Съедин В.Т., Терехов Е.П.
Новые данные по радиоизотопному датированию магматических пород островов залива Петра Великого (Японское море) 239

Филатова В.Т., Петровская Л.С.
Механизмы генерации повышенных давлений в пределах сдвиговых зон (на примере северо-восточной части Балтийского щита, численное моделирование) 244

Холоднов В.В., Салихов Д.Н.
Интрузивный магматизм, флюидный режим и рудоносность как отражение роли трансформного астеносферного диапиризма: Магнитогорская островодужная мегазона в карбоне (Ю.Урал) 246

Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Батульзий Д.
Эклогитовый след в эволюции позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны - геохимические признаки и геодинамические следствия 250

Чащин А.А., Попов В.К.
Кайнозойский вулканизм в рифтогенных впадинах Восточного Сихотэ-Алиня: результаты новых геохронологических и геохимических исследований 253

Шардакова Г.Ю.
Гранитоиды Уфалейского блока (Средний-Южный Урал): проблемы возраста, субстрата и геодинамики 257

Шардакова Г.Ю.
Новые данные об U-PB возрасте умереннощелочных пород козлиногорского комплекса (Ю. Урал) 260

Шевко А.Я., Гора М.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю.
Оливин – анортитовые сферолиты вулкана Кудрявый (о. Итуруп) 262

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Дриль С.И.
Гетерогенность источника умереннощелочных магм Срединного хребта Камчатки 265

Дербеко И.М.
Адакитовый магматизм, как показатель начала субдукционного режима вдоль южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса 268

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Аленичева А.А., Проскурин В.Ф., Прасолов Э.М., Розинов М.И., Ковтунович П.Ю., Речкин А.Н.
Изотопы гелия и аргона в рудах золоторудных и золото-серебряных месторождений: критерий оценки масштабов оруденения 274

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Петухов С.И., Романова Л.Н.
Глубоководный гидротермальный рудогенез в зонах геодинамической активизации Мирового Океана 277

Баскина В.А.
Керсутитовые лампрофиры Дальнегорска 278

Буханова Д.С.
Минералогические особенности руд золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское, Нижнее Приамурье 281

Вах А.С., Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Авченко О.В., Зиньков А.В.
Висмутовая минерализация гранитогенных месторождений верхнеамурского сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса 284

Гамянин Г.Н.
Металлогения Адыча-Тарынской зоны 287

Гвоздев В.И., Вах А.С., Федосеев Д.Г., Садкин С.И., Гришин Г.К.
Висмутовая минерализация и вопросы генезиса молибден-вольфрамового месторождения ключа Александра (Приморский край) 289

Гоневчук В.Г., Чугаев А.В., Раткин В.В., Гореликова Н.В., Гоневчук Г.А.
Источники вещества при формировании Баджальской и Мяо-Чанской магматических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса (Дальний Восток, Россия) 293

Гореликова Н.В., Чижова И.А., Дербеко И.М., Гоневчук В.Г., Бычкова Я.В.
Вулкано-плутонические зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса и оценка их рудоносности с помощью логико-информационного анализа 296

Горячев Н.А., Будяк А.Е., Михалицына Т.И., Соцкая О.Т.
Геологические предпосылки возникновения масштабного золотого оруденения в восточном и юго-восточном обрамлении Сибирского кратона 299

Гракова О.В., Уляшева Н.С.
Редкоземельная минерализация в черных сланцах няровейской серии (Полярный Урал) 300

Гребенникова А.А., Вах А.С., Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г.
Новые данные по минералогии руд Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) 302

Зиновьев С.В.
Роль динамометаморфизма в перераспределении и концентрации рудного вещества в деформационно-метаморфических зонах земной коры (на примере Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая) 305

Ивин В.В., Медведев И.Е., Родионов А.Н., Фатьянов И.И.
Особенности размещения золотого и серебряного оруденения Приморья (Дальний Восток России) 308

Иволга Е.Г.
Особенности размещения золоторудных обьектов Северо-Западного Приохотья в структурах литосферы 311

Кара Т.В.
Формирование золоторудного и медно-порфирового оруденения в коллизионных обстановках Западной окраины Алазейско-Олойской складчатой области (Западная Чукотка) 314

Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С.
Рудный потенциал плагиоперидотит-габброноритовых интрузий Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона (юг Сибири) 316

Копылов М.И.
Коллизионные и субдукционные процессы на границе литосферных плит и их влияние на образование месторождений золота, олова и титана в пределах Дальневосточного региона 319

Коростелев П.Г., Бакулин Ю.И., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В., Касаткин С.А., Крылова Т.Л., Орехов А.А., Семеняк Б.И.
Типы вольфрамовой минерализации Комсомольского оловорудного района 322

Крюков В.Г.
Фации глубинности месторождений золота и олова Приамурья, Россия 324

Кузнецова И.В., Сафронов П.П.
Самородное микро- и нанозолото в корах выветривания Приамурья 327

Лебедев В.А., Чугаев А.В.
Возраст и источники рудного вещества Танадонского Au-арсенопиритового месторождения (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия – Алания) 330

Лыхин Д.А.
Магматизм в формировании Ермаковского и Вознесенского фтор-бериллиевых месторождений . . . 333

Максимов С.О., Сафронов П.П.
Флюидная углекислотная деструкция пород - природный механизм образования континентальных кобальтоносных железо-марганцевых корок 336

Мансуров Р.Х.
Золотоносные минерализованные зоны послойной сульфидной вкрапленности на восточном склоне Енисейского кряжа 340

Мансуров Р.Х.
Крупнообъемное золотое оруденение порфирового типа Петропавловского месторождения (Полярный Урал) 343

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А.
Закономерности размещения платиноидно-медно-никелевых месторождений в структурах складчатого обрамления и выступах фундамента Сибирского кратона (центральная часть Восточного Саяна и Западное Прибайкалье) 346

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П.
Au–Ag–Te минерализация в рудах месторождения Пионер 347

Мотов А.П., Валеева О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А.
Медно-порфировые узлы Мало- Кавказского сегмента Тетис структуры 351

Ненахова Е.К.
Вещественный состав руд и условия формирования золотоносных кварцевых жил Милоградовского рудопроявления (Приморский край) 354

Нигай Е.В.
Роль тектоники и магматизма в размещении месторождений золота и серебра в верхнем Приколымье 357

Рогулина Л.И.
Геолого-генетическая модель формирования Арцевской рудоносной структуры (Дальнегорский район, Приморье). 360

Сидоров Е.Г.
Источники металлов платиновой группы Корякско-Камчатского региона 363

Симакин А.Г., Салова Т.П., Девятова В.Н.
Условия переноса PGE_и Ni_восстановленным углеродным флюидом в зонах аккреции и субдукции, экспериментальные данные и результаты численного моделирования 367

Фелофьянов Д.С., Ненахова Е.В.
Геолого-структурная позиция золото-серебряного оруденения Милоградовского рудопроявления (Приморский край) 369

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.
Благородные и редкоземельные металлы графитоносных пород северной окраины Ханкайского террейна 372

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.
Модель формирования ореолов благородных металлов в рыхлых породах Павловского буроугольного месторождения (Приморье) 375

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.
Глубинная геодинамика как фактор формирования крупных и суперкрупных урановo- и золоторудных узлов и районов Восточной Азии 378

Чекрыжов И.Ю., Трач Г.Н., Нечаев В.П., Высоцкий С.В., Трач Д.А.
Редкоземельное оруденение в угленосных районах Южного Приморья 381

Шевырев С.Л., Хомич В.Г.
Моделирование флюидных рудоносных палеосистем по данным космических съемок (на примере рудных районов Приморья) 384

Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Раткин В.В., Чугаев А.В.
Геология изотопов рудного свинца юга Омулевского террейна (Циркумалазейский металлогенический пояс) 386

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М.
Тектоническая позиция и металлогения Хаканджинского рудного района, Охотско-Чукотский вулканический пояс 389

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 393

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

ГИДРОТЕРМЫ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Брагин И.В.[1], Челноков Г.А.[1], Харитонова Н.А.[1,2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, проспект 100лет Владивостоку, д. 159, e-mail: bragin_ivan@mail.ru

[2]Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, e-mail: tchenat@mail.ru

Введение

Современные гидротермальные системы имеют широкое распространение в переходной зоне от Евразии к Тихому океану: Камчатка, Курилы, Япония. Здесь мы можем наблюдать значительные запасы подземных вод с различным химическим составом и температурой, выходы которых приурочены к зонам разуплотнения верхней части коры. В большинстве своём эти гидротермы приурочены к зонам активного вулканизма и характеризуются высокой температурой (до 100 °С и выше), кислой средой (pH = 1-4), преобладанием хлора и сульфат-иона в химическом составе, а также наличием растворённых и спонтанных вулканических газов (H_2, HCl, SO_2 и H_2S) [5]. Однако, в этом регионе существует целая группа источников, принадлежащих к провинции азотных термальных вод, получивших распространение на Восточном Сихотэ-Алине (ВСА), западном Сахалине, Камчатке, прибрежной части Чукотки, а также Монголо-Охотском поясе и в Забайкалье. Все они характеризуются относительно невысокой температурой (25-80 °С), щелочной средой (pH = 7-9.8), повышенным содержанием кремния, преобладанием гидрокарбонат и карбонат-иона в химическом составе, а также отсутствием вулканических газов и наличием азота (до 99%).

Геолого-тектонические характеристики гидротерм ВСА

Изученные термальные воды локализованы в восточной части Приморья на двух участках: северном и южном (Амгу и Чистоводное) и в юго-восточной части Хабаровского края (Тумнин и Анненское). Также известны более мелкие термопроявления – Тырма, Лазаревский, Тёплый ключ (Николаевский район).

Анненские минеральные воды расположены в северной части ВСА, в низовьях р. Амур. Выход источника приурочен к зоне тектонического дробления пород позднего мела Больбинской и Татаркинской свит, представленными туфами, туфопесчанниками, туфоконгламератами. Непосредственно в районе терм проходят тектонические нарушения субмеридионального и северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них совпадают с долинами ручья Амурчик и реки Холодный ключ. К первому из них приурочен выход термального источника. Тектонические трещины не протягиваются на всю её длину: как по простиранию, так и по падению они затухают, заменяясь другими трещинами, а также пересекают и срезают друг друга. Такое строение разрывной зоны, по-видимому, связано с неоднократно возобновляющимися движениями по ней. Наличие тектонических брекчий сдавливания и открытых трещин говорит о том, что периоды сжатия чередовались с периодами растяжения пород. Ширина трещин, наблюдаемая по скважинам, колеблется от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. По трещинам отмечаются смещения пород с амплитудой от нескольких сантиметров до десятков метров [5].

Тумнинский термоминеральный источник расположен в центральной части ВСА, в низовьях одноименной реки. Выход терм приурочен к контактовой зоне палеогеновых гранитоидов и эоценовых андезито-базальтов Кузнецовской свиты. Тектоническое строение участка

очень сложное. Главной структурой является крупноамплитудный сброс, являющийся активным и представляющий собой фрагмент крупного дугового разлома, опоясывающего купольную структуру г. Айча (сместитель крутопадающий (70-80°) северо-восточного простирания). Вертикальное перемещение по сместителю более 80 м, мощность зоны сброса 50-70 м. Трещины растяжения продолжают и сейчас поглощать рыхлый материал склоновых отложений и хорошо трассируются цепочками компенсационных воронок по правому борту долины ручья Чопэ. По геолого-структурным особенностям, типу коллекторов и других характеристик Тумнинский участок относится к группе месторождений с весьма сложными гидрогеологическими условиями. Термальные воды здесь локализуются лишь в зонах тектонической трещиноватости и характеризуются очаговым распространением [5].

Амгинская группа термальных вод расположена в центральной части ВСА, вблизи пос. Амгу Приморского края и представлена тремя дикими источниками и одним месторождением термальных вод. Выход вод приурочен к контактной зоне гранитов с мезозойскими и кайнозойскими риолитами, туфами и игнимбритами. В структурном отношении эти интрузии приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям и кальдерам проседания, располагаясь либо в зонах кальдерных обрамлений, либо внутри вулкано-тектонической структуры, и тогда интрузивные тела занимают центральную часть вулканической постройки. Зоны тектонических нарушений являются важным гидрогеологическим фактором. Тектонические нарушения и связанные с ними породы повышенной трещиноватости обладают высокими водопроводящими свойствами и служат коллекторами подземных вод [4].

Чистоводненская группа термальных вод расположена в южной части ВСА вблизи одноимённого месторождения термальных вод и представлена в том числе и небольшой группой источников. Выход источников приурочен к контактовой зоне позднемеловых гранитов с палеогеновыми дайками аплитов и диоритовых порфиритов. Тектонический фактор контролирует, прежде всего, расположение позднемеловых гранитных массивов, циркуляция вод в которых осуществляется по нарушениям сколового и трещинного характера (Чудаев, 2003).

Обсуждение и выводы

В настоящее время ВСА представляет собой непрерывную полосу вулканических и связанных с ними интрузивных пород позднемелового плиоценового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км, при ширине 20-90 км [2] и мощности земной коры от 25-30 км до 40 км в северной и южной частях, соответственно. Из-за различной мощности континентальной коры мы наблюдаем и разные геотермические градиенты, вследствие чего прослеживается изменение температуры терм от 30-35 до 45-50 градусов для Приморской и Хабаровской групп вод, соответственно. Известно, что средний термоградиент для Сихотэ-Алиня в целом составляет приблизительно 30 градусов на 1 км, однако данные геофизической съёмки указывают на то, что северо-восточный Сихотэ-Алинь является областью с нестационарным режимом тепловой подпитки с нижних областей коры со средним значением теплового потока 90 мВт/м^2, что соответствует термоградиенту в 45-50 градусов на 1 километр [3].

Формирование ВСА началось в позднем мелу и закончилось лишь в позднем миоцене–плиоцене, сопровождаясь сменяющимися геодинамическими обстановками и, как следствие, тектоническими, магматическими и геохимическими процессами. ВСА повсеместно посечён молодыми сдвиговыми разломами северо-восточного простирания. Их появление и последующее омоложение могло быть вызвано тем, что сейсмические волны, возникающие при землетрясениях в зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую (Амурскую), легко проходили в однородной среде плиты до Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, где высвобождались в виде энергии в северо-восточном направлении [1]. В результате, такие разломы

имеют глубокое заложение, позволяющее атмосферным водам проникать в верхние горизонты коры до 1.5-2км.

Поскольку фаза активного вулканизма на данной территории, сравнительно с островными дугами, Камчаткой и Японией, окончилась давно, в составе газовой фазы налицо отсутствие так называемых «вулканических газов»: H_2, HCl, SO_2, H_2S, HF, CO_2. Наличие азота в составе газовой фазы азотных терм объясняется атмогенным азотом, захваченным с воздухом в составе метеорной воды. В процессе погружения по системам глубоких трещин и жил, а также нагреваясь, вода теряет растворённый кислород, а азот и другие газы (аргон, CO_2 и др.) остаются и продолжают движение вместе с водой [4, 5].

Таким образом, имея аномальный термоградиент и систему замкнутых, гидравлически связанных и хорошо проработанных трещин и жил тектонического происхождения с глубиной проникновения порядка 1.5-2 км, ВСА на некоторых своих участках создаёт благоприятные условия для формирования азотных минеральных термальных вод. Стоит отметить, что площадь распространения терм ВСА не ограничивается упомянутыми авторами месторождениями, поскольку известно большое количество «диких» термальных источников, имеющих более низкие температуры (15-25 °С). Это связано с тем, что термы зачастую разгружаются в приповерхностные водоносные горизонты, где смешиваются с поверхностными водами и «верховодкой», теряя своё тепло. Это вызвано отсутствием водоупора на пути выхода вод, а также сильной раздробленностью выводящих пород. Такие зоны определяются на местности по нехарактерной для данного района растительности (например, наличием более теплолюбивых видов растений).

Благодарности

Работа выполнена при поддержке проектов ДВО РАН №15-I-2097, РФФИ №14-05-00243 и 14-05-00171. Авторы выражают благодарность С.А. Касаткину и И.А. Александрову за ценные советы и дискуссию при подготовке материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2кн./под ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 576 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. Туезов И.К., Гагаев В.Н., Горнов П.Ю., Канев С.Н., Корчагин Ф.Г., Бесхлебная В.Е. Геотермические исследования Комсомольского рудного района // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 123-125.

4. **Чудаев О.В.** Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2003. 211 с.

5. Ivan V. BRAGIN, Georgy A. CHELNOKOV, Oleg V. CHUDAEV, Natalia A. KHARITONOVA, Sergey V. VYSOTSKIY Geochemistry of Thermal Waters of Continental Margin of Far East of Russia // Acta Geologica Sinica (English Edition) (2016). Vol. 90, is. 1. P. 276-284.

ПРЕДЫСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

Будяк А.Е., Паршин А.В.

Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск, e-mail: budyak@igc.irk.ru

Как известно, более 90% месторождений и рудопроявлений с ЭПГ, Au, U и полиметаллической нагрузкой, Южной окраины Сибирского кратона (ЮОСК) связаны с двумя продуктивными горизонтами: кевактинским (палеопротерозой) [1] и дальнетайгинским (неопротерозой) [3] (рис.1), в том числе такие известные месторождения золота, как Сухой Лог, Голец Высочайший, Чертово Корыто. В настоящем сообщении рассматриваются характеристики кевактинского стратиграфического горизонта палеопротерозойского возраста (~2.1-1.9 млрд. лет), отложения которого выходят на дневную поверхность в пределах Чуйского, Тонодского, Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской зоны и являются вмещающими для ряда таких крупных месторождений, как Чертово Корыто, Хадокан, Туюкан, Чепок и др.

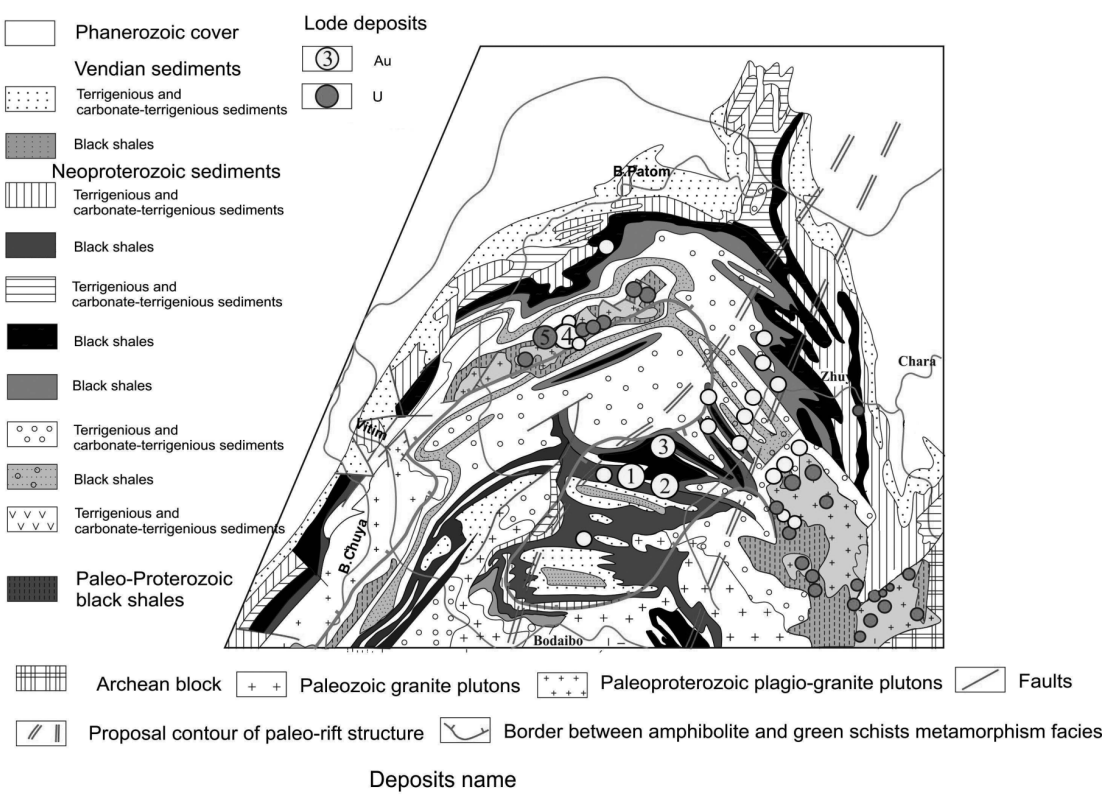


Рис. 1. Схема распределения месторождений Au и U на территории Северного Забайкалья (по материалам [4]):

1 – фанерозойский чехол; 2-11 – осадочные формации: 2-10 - неопротерозойские (2, 4, 6, 10 – терригенные и карбонатно-терригенные; 3, 5, 7, 8, 9 – углеродистые и углеродсодержащие, в том числе 7 – углеродистая хомолхинская, вмещающая месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший), 11 – нижнепротерозойская углеродистая формация (в том числе михайловская свита кевактинской серии, вмещающая месторождение Чертово Корыто); 12 – выступ архейского фундамента; 13-14 – магматические комплексы: 13 - палеозойские граниты, 14 – палеопротезойские гранит-плагиограниты; 15 – граница зоны зеленосланцевой фации метаморфизма; 16 – разрывные нарушения; 17-18 – месторождения и рудопроявления: 17 – Au, 18 – U: 1 - Сухой Лог, 2 – Голец Высочайший, 3 – Вернинское, 4 – Чертово Корыто, 5 – Туюкан.

Данные отложения детально изучались в разрезе Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны, где они представлены отложениями соответственно кевактинским (албазинская и михайловская свиты), и кодарско-чинейским горизонтами (икабийская, аянская, иннырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты). Изучаемые отложения сложены довольно однородными рассланцованными, иногда гнейсовидными метапесчаниками и темно-серыми, до черных углеродисто–слюдисто–кварцевыми сланцами. Данные метаосадки выделяются характерной геохимической специализацией на Pt, Pd, Au, Ag, U, Th, а также Zn, Pb, Co, Ni, Cu. Характерным показателем пород горизонта является повышенная глиноземистость (среднее содержание Al_2O_3 19 мас.%), а также повышенные содержания K_2O (в среднем 4-6 мас.%) и $C_{орг}$ (от 0.5 до 10 мас.%). Кроме увеличения непосредственно $C_{орг}$, данные отложения характеризуются значительным параметром «Black Shale/Total Shale» [7], достигающим 0.3. Еще одним важным геохимическим показателем является индекс палеовыветривания CIA ($[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]\times100$), варьирующий в пределах 75-80, при фоновых значениях для ряда стандартов, в том числе PAAS и ВКК, не превышающих 70 (табл 1). По всей вероятности, данные закономерности отражают влияние ювинильного вещества, поступающего в бассейн осадконакопления на этапе седиментационного развития, что влечет за собой приобретение сидерофильной специализации осадков, с повышенными содержанием радиоактивных элементов (Th, U). Подобный вывод, коррелирует с работами Конди с соавторами [7] и др., считающих совпадение пиков по этим показателям отражением этапа плюмовой активности, с которой связано значительное усиление гидротермальной активности поставляющей на поверхность огромного количества углекислого газа. Как звено цепи событий происходит увеличение биологической производительности, которая повышается за счет нескольких факторов, таких как повышение концентраций CO_2 в морской воде, увеличение потоков питательных веществ от центра гидротермальной активности (например, P, H_2, сульфидов, следов металлов и т.п.) и усиления выветривания на континенте, связанного с повышением температур из-за увеличенного потока CO_2 приведшему к парниковому эффекту.

Таблица. Распределение CIA в сланцах кевактинского горизонта PR_1.

		CIA	ЭМ	K2O/Na2O3
Тонодское поднятие	албазинская свита (PR_1)	72.1 (max – 74.1)	330	
	михайловская свита (PR_1)	77.8 (max – 84.7)	270	
	пурпольская свита (PR_2)	–	80	
Кодаро-Удоканский прогиб	кодарская серия (PR_1)	~ 73.4	400	1.6
	чинейская серия (PR_1)	72 (max – 77.6)	**780(↑)**	2.1
	кеменская серия (PR_1)		75 **(↓)**	**9.1 (↑)**
Стандарты	PAAS	70	–	3,1
	ВКК	63.5	–	

Примечание: Данные PAAS и ВКК взяты из [6].

Показательным является полученные значения мультипликативного эксгаляционного модуля **(ЭМ - Mn*Zn*Pb/TiO_2)** (табл.), которые значительно превышают нижний порог (220) [3], указывающий на наличие эксгалятивной деятельности, синхронной с седиментацией кевактинской серии, с пиком привноса ювенильного материала в читкандинское время и полным его отсутствием на момент формирования кеменской серии.

Необходимо отметить, что в отложениях Кодаро-Удоканского синклинория, кроме изменения содержания ряда индикаторных модулей, несмотря на присутствие в кеменских осадках гигантских запасов Cu, в том числе и месторождения Удокан, содержание фоновых содер-

жаний меди в отложениях кеменской серии на удалении от месторождения падает на порядок (в среднем ~ 7 г/т) – относительно подстилающих отложений кодаро-чинейской серии. Аналогично изменяется отношение K_2O/Na_2O, в сторону его резкого увеличения от отложений кодарской и чинейской серий к отложениям кеменской серии (см. табл.), что отражает смену источника, размываемого и переносимого в бассейн вещества магматических пород натровой серии, на калий-натровые породы – в случае отложений кеменского горизонта. Представленные данные согласуется с выводами Подковырова с соавторами [5] о накоплении кодаро-чинейских отложений в условиях привноса раннепротерозойского материала с примитивных островных дуг, а кеменских осадков – со зрелых островных дуг или активной континентальной окраины.

Таким образом, отложения кодаро-чинейского горизонта Кодаро-Удоканской зоны и соответственно сопоставимые с ней по разрезу отложения кевактинской серии Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятий накапливались на пассивной окраине с последующей ее инверсией в коллизионную фазу, в результате которой к Анабарскому блоку акретировался Алданский террейн. Сама же металлогеническая нагрузка указанного стратоуровня, связана с активностью плюмового магматизма, который в свою очередь обладал значительным рудным потенциалом, в особенности на уран, золото и платиноиды.

Дальнейшая коллизионная история, завершением которой является выплавка чуйско-кодарских гранитов возрастом 1.9 млрд. лет [2], повлияла на перераспределение и концентрирование Au, PEG и U в нижнепротерозойских отложениях южного обрамления Сибирской платформы. Непосредственно же формирование рудных объектов, связанных как с палео-, так и неопротерозойскими отложениями, было спровоцировано более поздними процессами орогенного этапа объединения континентальных блоков при закрытии палеоазиатского океана в палеозойский этап развития платформы.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00172-а и Гранта Президента МК-3747.2015.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будяк А.Е., Паршин А.В., Дамдинов Б.Б., Реутский В.Н., Спиридонов А.М., Волкова М.Г., Брюханова Н.Н., Брянский Н.В. Новые результаты геохимических и геофизических исследований зоны Хадаткандского разлома (Северное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2015. № 5. С. 54-63.

2. Ларин А.М., Сальникова Е.Б, Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские колизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3-15.

3. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729-747.

4. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Коротаева И.Я. // Отчет по теме «Разработка критериев оценки площадей развития углеродистых осадочных формаций (Восточная Сибирь). 1998. 212 с.

5. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223-227.

6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 383 с.

7. **Condie K.C., Marais D.J.D., Abbott D., 2001.** Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? Precambrian Research 106. P. 239–260.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РОССИЙСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Верниковский В.А.[1,2], Кораго Е.А.[3], Метелкин Д.В.[1, 2], Петров О.В.[4], Соболев Н.Н.[4], Матушкин Н.Ю.[1,2]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru
[2]Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск
[3]ВНИИОкеангеология им. академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург
[4]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г.Санкт-Петербург

Проблема формирования фундамента российского арктического шельфа остается актуальной и широко обсуждаемой, особенно, в связи с рассмотрением Заявки РФ в Комиссии ООН по установлению внешней границы континентального шельфа [1]. Многие исследователи геологии российской Арктики считают, что фундамент террейнов, слагающих арктический шельф и континентальный склон, имеет докембрийско-раннепалеозойский возраст [2]. Сами же террейны представляют собой фрагменты распавшегося древнего палеоконтинента Арктида, выделенного Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [3].Однако не для всех областей Арктики имеются для этого убедительные доказательства. В западной части российской Арктики фундамент гренвильского и мезопротерозойского возраста был установлен на архипелагах Шпицберген и Новая Земля, на полуострове Таймыр, и, как минимум, неопротерозойского возраста – на архипелаге Северная Земля [2]. На арктических островах восточного сектора российской Арктики неопротерозойский комплекс пород наиболее уверенно устанавливался в основании мезозоид о. Врангеля, в Чукотском море [6]. Вопросы, касающиеся возраста фундамента для террейнов архипелага Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море), включая Де-Лонга, долгое время оставались остро дискуссионными. В последние годы были получены новые данные докембрийско-палеозойского возраста не только для пород указанных архипелагов, но и для поднятия Менделеева [4].

Так, в магматических и туфогенно-осадочных породах островов Генриетты, Жохова и Жаннетты, в дополнение к геологическим данным (субгоризонтально залегающие раннепалеозойские осадки кембрия иордовика пассивной континентальной окраины), острова Беннетта, установлены цирконы, магматическая кристаллизация которых происходила в позднем неопротерозое [2]. Новые данные не противоречат ранее полученным в нескольких лабораториях Ar/ArиSm/Nd данным. Учитывая разные температуры закрытия U-Pbи K-Ar систем, эти данные дополняют друг друга. Причем, эти данные хорошо согласуются с возрастом магматических пород (700-600 млн. лет) острова Врангеля [6].

Очень важным новым результатом является установленный раннепалеозойский (ордовик, 471-467 млн. лет) возраст долеритов и базальтов подводного поднятия Менделеева в Восточно-Сибирском море [4]. Керн этих образцов был получен при глубоководном бурении, которое было организовано Федеральным агентством по недропользованию РФ (Роснедра) в 2012 году. Эти геохронологические результаты в комплексе с новыми геологическими и геофизическими данными позволяют полагать, что фундамент для континентального террейна поднятия Менделеева также является докембрийским.

Все это хорошо согласуется с последними палеогеодинамическими реконструкциями [5,7] и все больше и больше подтверждает идеи древнего палеоконтинента Арктиды[3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое, и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 1-32.

2. Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 315-322.

3. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука. 1987. С. 31–57.

4. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Кошубин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) //ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431-5.

5. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 423-429.

6. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., et al. // Geol.Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101p.

7. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Yu. // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 114-129.

О СОВМЕЩЕНИИ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Вишневская И.А.[1,2], Каныгина Н.А.[3], Восель Ю.С.[1]

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, e-mail: vishia@igm.nsc.ru

[2] Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

[3] Геологический институт РАН, г. Москва

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствуют террейны, в составе осадочного чехла которых выделяются мощные карбонатные комплексы. При этом, географическая близость таких однотипных, близких по возрасту осадочных последовательностей не обосновано позволяет считать их породами, принадлежащими к одному тектоническому блоку. Далее мы постараемся показать на примере Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков (рис. 1), как на основе изотопных и геохимических характеристик осадочных пород можно показать несостоятельность предположения о том, что в позднем докембрии они представляли единый микроконтинент с общим осадочным бассейном.

Сангиленский блок сложен, в основном, позднедокембрийскими и раннепалеозойскими толщами, которые частично или полностью метаморфизованы от амфиболитов до гнейсов, от мигматитов до практически неизмененных вулканогенных, терригенных и карбонатных пород с палеонтологическими остатками. Осадочные комплексы представлены мраморами и карбонатно-силикатными породами балыктыгхемской и чартысской свит. В восточной части блока они перекрываются черными и серыми известняками, которые здесь носят название нарынской свиты. В этих известняках обнаружены останки микрофитолитов и невладиевой проблематики, на основе которой некоторые исследователи считают ее рифейской, а другие вендской. Именно поэтому время формирования нарынских известняков до сих пор остается неизвестным.

Исследование содержаний Mn, Fe, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Исследование изотопного состава C и O проводилось на масс-спектрометрическом комплексе, состоящим из масс-спектрометра Finnigan MAT – 253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II, подключен-

ной непосредственно к масс-спектрометру (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Измерения содержаний рубидия и стронция проводились на масс-спектрометре МИ 1201АТ (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Изотопный состав стронция определялся на многоколлекторном приборе Triton Plus фирмы Thermo Fisher Scientific в одноленточном режиме с использованием Та-эмиттера (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург).

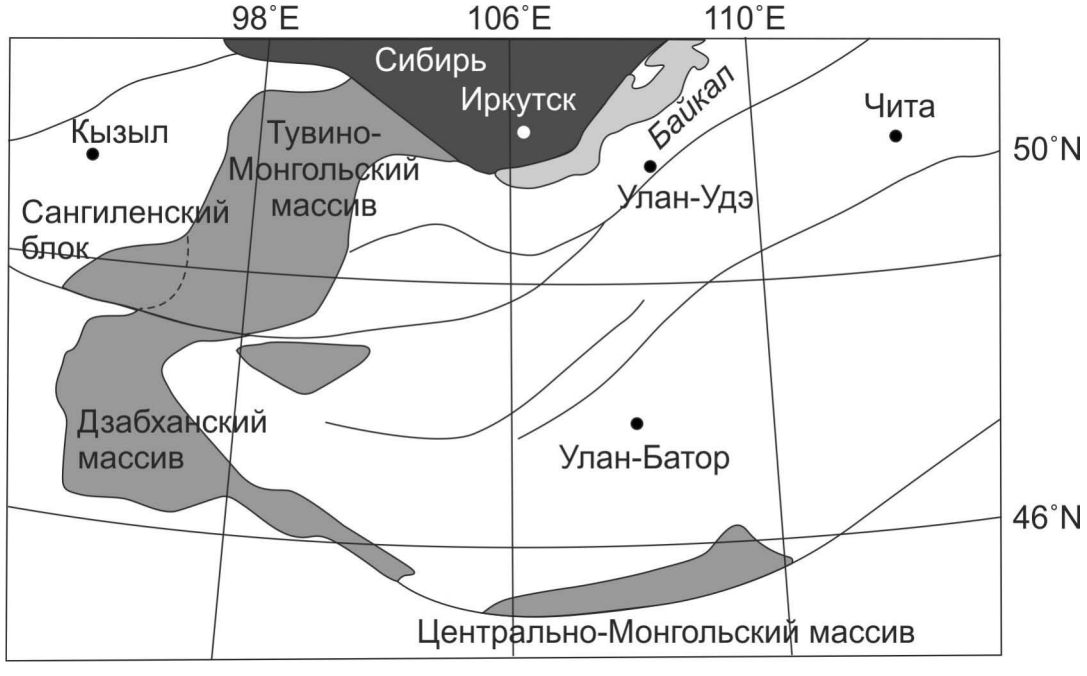


Рис. 1. Схема расположения крупных тектонических блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В ходе геохимических исследований нарынских известняков было установлено, что карбонаты нарынской свиты представлены в основном известняками (Mg/Ca~0.024) с небольшим количеством терригенной примеси: 2-10%. Количество Mn в основном, не высокое (20-60 ppm) и не превышает 310 ppm. Количество Fe меняется от 40 до 1230 ppm. Очевидной зависимости содержаний Mn от Fe не наблюдается. В образцах с высокой долей (до 10%) нерастворимого остатка содержание Mn достигает 2800 ppm, очевидно, что происходит захват этих элементов из терригенной примеси. Количество Sr варьируют от 600 до 2800 ppm, при этом заметно увеличение содержания Sr с уменьшением отношения Mg/Ca, т.е. в чистых известняках стронция больше, чем в доломитистых разностях. Изотопный состав углерода карбонатов нарынской свиты варьирует в положительной области от +0.2 до +2.9‰ с двумя экскурсами в отрицательные значения: в нижней части разреза до -1.5‰, в верхней – до -1.7‰. Значение $\delta^{18}O$ изменятся от 20.3 до 27.1‰, в среднем составляет около 22-23 с постепенным ростом значений и небольшим падением в верхней части. На основе полученных аналитических данных были построены ковариационные диаграммы соотношений исследуемых элементов и изотопов. Зависимостей между значениями содержаниями Mn, Fe, Sr, Mg и Ca с одной стороны и изотопного состава углерода и кислорода, с другой, не отмечается. Это говорит о малой степени изменения карбонатных пород нарынской свиты и их пригодности для дальнейших хемостратиграфических построений. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных карбонатных породах нарынской свиты варьирует в интервале от 0.70778 – 0.70807. Сопоставление полученных данных с кривой вариаций изотопного состава стронция и углерода в позднедокембрийском

океане [5, 6] показало, что их формирование происходило в венде. Изотопный состав стронция воды рифейского океана был ниже 0,7074, а карбонаты, отлагавшиеся в то время, характеризуются либо экстремально низкими, либо высокими значениями $\delta^{13}C$.

Существует мнение [2], что Сангиленский блок является составной частью Тувино-Монгольского микроконтинента, следовательно, они должны иметь единый шельф в венде, а осадочные карбонаты, накопившиеся на этом шельфе, будут иметь однотипные изотопные характеристики.

Чехол Тувино-Монгольского микроконтинента представлен мощным, до 3000 м, комплексом осадков, которые расчленяются на мурэнскую свиту, а также боксонскую и хубсугульскую серии. Данные осадки представлены известняками, доломитами с прослоями кремнистых пород. В составе боксонской и хубсугульской серий выделяют толщи фосфоритов, вплоть до образования крупных месторождений. В основании чехла находится мощный (до 100 м) горизонт микститов ледникового генезиса. Наиболее молодая популяция обломочных цирконов из этих тиллитов имеет U-Pb возраста менее 700 млн. лет [1], что указывает на его принадлежность к глобальному событию Марино. Изотопный состав стронция и углерода карбонатных пород варьирует в широком интервале: в вендской части разреза отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ растет от 0,7073 в приподошвенной части до 0,7082 на границе венда-кембрия, значение $\delta^{13}C$ изменяется от -5 до +9‰. Сопоставление изотопных характеристик разрезов осадочных карбонатов Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков показывает, что при совпадении значений изотопного состава стронция пород нарынской свиты с отложениями мурэнской и забитской свит, наблюдается полное несоответствие по значениям $\delta^{13}C$. Таким образом, карбонатные породы Тувино-Монголького микроконтинента и Сангиленского блока имеют разные изотопные характеристики. И, соответственно, не могли накапливаться в пределах единого палеошельфа. Исследования последних лет рифейских терригенных пород и гранитной гальки из базальных конгломератов кембрийских осадочных последовательностей Сангиленского блока [4] указывает на присутствие в основании блока собственного палеопротерозойского фундамента, в то время как фундамент Тувино-Монгольского блока имеет неоархейскую историю [1].

Из вышеприведенных фактов можно заключить, что географически сближенные в настоящие время вендские и венд-кембрийские осадочные последовательности Сангилена и Тувино-Монгольского террейна, формировались в осадочных бассейнах различных тектонических блоков и были совмещены в более позднее время в результате аккреционно-коллизионных событий в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-05095 и гранта Президента РФ МК–6608.2015.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Караковский Е.А., Прошенкин А.И. Вендские тиллиты Тувино-Монгольского микроконтинента: время образования, состав и возраст пород питающих провинций, корреляция // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Т. II. С. 63-66.

2. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И. Возрастное ограничение образования тиллитов байконурской свиты (Улутау): данные U-Pb датирования детритовых цирконов методом LA ICP-MS и Sr- хемостратиграфии // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Т. II. С. 60-63.

3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.

4. Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Каныгина Н.А., Писарева Н.И., Караковский Е.А., Дмитриева Н.В. Докембрийская осадочная летопись Сангиленского континентального блока: результаты

LA-ICP-MS датирования цирконов, Sr, C и Sm-Nd изотопных исследований // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы, 2015. СПб.: Sprinter. С. 163-165.
5. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research, 2010. V.182 (4). P. 337-350.
6. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800-730Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: A chemostratigraphic approach // Precambrian Research, 2015. V. 261. P. 272-299.

ЗНАЧЕНИЕ ОБСТАНОВОК СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ГЕОДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНОВ УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА ЕВРАЗИИ

Волчек Е.Н, Коротеев В.А., Нечеухин В.М.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: volchek@igg.uran.ru

Урало-Тимано-Палеоазиатскому сегменту Евразии соответствует ареал сочленения Восточно-Европейского кратона с Тиманским и Уральским орогенами, а также примыкающей к ним с востока Западно-Сибирской плитой. Оба орогена отнесены к поясам, которые образуются при развитии океанических палеобассейнов [1]. Ведущими критериями такой принадлежности является участие в их сложении офиолитовых ассоциаций океанической палеокоры, а также энсиматических островодужных комплексов.

Соответственно, если по материалам реконструкций и составу офиолитовые ассоциации имеют признаки связи с обстановками океанического палеоспрединга, то островодужные комплексы характеризуются параметрами обстановок субдукции. При этом одну группу составляют накопления обстановок внутриокеанической субдукции с формированием энсиматических островодужных ассоциаций, которые характеризуются зональностью, выражающейся в смене комплексов с преобладанием базальтовых разностей на комплексы с увеличением доли средних и кислых горных пород. Другую группу образуют накопления обстановок субдукции окраинноконтинентальных условий, формирующие системы надсубдукционных энсиалических поясов. Пояса обладают заметной латеральной зональностью. Оба орогена несут признаки образования в пределах океанических палеобассейнов, ширина которых по косвенным данным оценивается не менее чем в 2,5 тыс. км.

Между тем, ширина образовавшихся из этих океанических палеобассейнов орогенов, располагающихся полосами по северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейского кратона, исчисляется первыми сотнями километров. Структурное становление этих орогенов, судя по материалам палеогеодинамических реконструкций и анализа их строения, происходит в условиях крупных горизонтальных перемещений океанических образований от внутренних частей палеобассейнов к их периферии при активном участии процессов аккреции и коллизии, а также взаимодействии литосферных плит и их аналогов, в частности взаимного скольжения. В итоге формируется иной, новый структурный каркас как Тиманского верхнепротерозого орогена, так и каркас Уральского палеозойского орогена.

По материалам реконструкций в строении этих каркасов, интегрированных в сложении сегмента, можно выделить несколько типов коллизии и аккреции [2].

В частности, по особенностям строения и структурной роли выделяется как минимум два типа аккреции. К первому относится тип аккреции, при котором имеет место последовательное причленение отдельных геодинамических элементов и их фрагментов к литосферной массе кратона и его выступам. Границы причленения и взаимного сочленения при этом

представлены региональными аккреционными швами. В пределах Уральского орогена по такому механизму произошло причленение его островодужных элементов к Башкирскому и Кваркушскому выступам, а в Тиманском орогене к его периклинальной окраине. Другой тип аккреции проявляется при скучивании многопокровных структурных ансамблей, в которых палеоокеанические образования сочетаются с континентальными террейнами, образуя крупные тектонические блоки.

Коллизия также представлена несколькими типами, выполняющими разную структурную роль и имеющими разное структурное проявление. В первую очередь в строении характеризуемых орогенов выделяются шовные коллизионные структуры, которые отвечают межплитной, межорогенной и межзональной типам коллизии.

К образованиям межплитной коллизии отнесены образования зоны Трансуральского коллизионного шва, фиксирующего границу столкновения Восточно-Европейского кратона и литосферы палеозойского океана. В целом в зоне шва проявились интенсивные процессы тектонического скучивания главным образом океанической палеокоры, серпентинитового меланжа и протрузий, а также динамометаморфизма и структурных преобразований. Динамометаморфизм выражается в дроблении, катаклазе, рассланцевании, милонитизации, развитии будинажных структур и разнообразных надвиговых дислокаций. Особое место принадлежит глаукофан-сланцевому комплексу (комплексу «голубых сланцев»), который выделяется вдоль фронтальной части шва. Вместе с общими особенностями, строение Трансуральского коллизионного шва по простиранию характеризуется определенными отличиями как по своему строению и составу слагающих ассоциаций, так и соотношению шва с его фронтальной периферией. Это явилось основанием к выделению в пределах шва северного Полярного, среднего Среднеуральского и южного Южноуральского сегментов. Отличительные особенности строения выделенных сегментов, участие в их сложении ассоциаций разного состава и геологического возраста и ряд других особенностей позволяют предполагать, что отдельные сегменты формировались в качестве самостоятельных геодинамических элементов, а их объединение произошло на заключительных этапах формирования Уральского орогена, скорее всего в позднем палеозое.

Геодинамические ассоциации межорогенной коллизии выделяются в зоне сочленения Уральского орогена и Казахстанской орогенной системы, что характеризуется данными сейсмоструктурного профиля Уралсейс-95. Зона включает многочисленные структуры надвигов, сопровождаемые бластомилонитами и сланцами, а также интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов. К другой зоне межорогенной коллизии относится граница сочленения Тиманского и Уральского орогенов в пределах Полярного Урала.

Как показывают реконструкции, коллизионные швы межплитной и межорогенной коллизии в своей фронтальной части несут черты, которые могут свидетельствовать о проявлении обстановок скольжения литосферных плит при их становлении. В частности, во фронтальной части межплитного Трансуральского шва кроме фрагментов зоны «голубых сланцев» устанавливаются цепочки кислых интрузий, узкая полоса зеленых сланцев и выполненные терригенными породами редкие депрессии. В Тиманском орогене сходную роль выполняют, по-видимому, пришовные интрузии. Для межорогенной коллизии проявление обстановок скольжения демонстрируют также магматические и метаморфические образования зоны сочленения Уральского орогена и Казахстанской орогенной системы.

Вместе с типами коллизии, которые связаны с шовными структурами, в сложении Уральского орогена участвуют образования коллизионных обстановок с площадным проявлением. Одновременно они сопровождаются системами коллизионных швов, геодинамика формирования которых связана с процессами движения и скольжения литосферных плит и их аналогов.

Таким аналогам могут отвечать композитные тектонические массы, формирующиеся в постсубдукционный этап.

Прежде всего, к числу площадной относится тип коллизии, образования которой несут черты связи с процессами синсдвиговых растяжений (транстенссий) и сжатий (транспрессий). Как показывает моделирование таких обстановок и практические исследования, они возникают в условиях косого столкновения блоков литосферы и сопровождаются, как правило, процессами магматизма и метаморфизма. Особенностями этих обстановок является их приуроченность к зонам коллизионного сочленения литосферных блоков или их аккреционных ансамблей, признаки глубинного скучивания земной коры за счет интенсивной аккреции, наличие структурно-вещественных элементов растяжения или сжатия земной коры и ряд других особенностей. Характерной чертой магматизма этих обстановок является тесное сочетание толеитовых и субщелочных серий.

Геодинамические образования, которые несут параметры связи с синколлизионными процессами сдвиговых растяжений и сжатия, выделяются в пределах Уральского орогена. К значимому элементу этого типа коллизии отнесена Центрально-Магнитогорская мегазона на Южном Урале. Ее образование связывается со столкновением при косонаправленной коллизии Восточного островодужного блока с Восточно-Уральским аккреционным блоком. Коллизия сопровождалась проявлением сдвигово-раздвиговых деформаций и формированием депрессий и региональных разломов. Это отразилось в строении мегазоны и составе слагающих ее комплексов. Вулканогенные накопления мегазоны локализуются в виде полос развития верхнедевонского базальтового и раннекаменноугольных трахириолит-базальтового и базальт-трахиандезит-трахириолитового комплексов, вместе с вулканомиктовыми песчаниками и известняками, выполняющими рифтогенно-грабеновую структуру растяжения. Присутствуют также граносиенитовые и монцогаббро-граносиенитовые интрузии. Также выявлено широкое развитие в основании раннекаменноугольных отложений систем кислых даек. Выявляется приуроченность даек и субвулканических тел трахитовых и трахириолитовых порфиров к разрывным нарушениям субмеридионального простирания, фиксирующих, по-видимому, структуры синколлизионного растяжения. В составе магматических комплексов сочетаются образования толеитовых, известково-щелочных и субщелочных комплексов, что характерно для синколлизионного растяжения. По рубидий-стронциевым отношениям вулканиты попадают в поле зон с мощностями коры более 30 км. Можно полагать, что образование магматических комплексов мегазоны происходило в геодинамических обстановках растяжения и деструкции в зонах с достаточно мощной корой. Увеличение мощности коры связано, скорее всего, с процессами аккреционного скучивания.

Другая зона площадной коллизии имеет иное строение. Основание зоны, ограниченное системой швов и блоками террейнов древней континентальной коры, слагается интенсивно деформированными палеозойскими вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, массивами ультрабазитов. Основание осложнено тектоническими депрессиями, выполненными вулкано-интрузивными комплексами и многофазными интрузиями. Принадлежность вулканитов и интрузий к коллизионным образованиям подтверждается петрогеохимическими параметрами.

Процессы коллизии и аккреции могут в строении орогенов образовывать принципиально новые структурные формы, а также изменять положение и соотношения геологических комплексов. Такие изменения выявлены в строении Восточного сегмента Уральского орогена. Сегмент располагается в пределах восточной периферии орогена вдоль Адуйско-Мурзинского террейна, служащего блоком-стопером. Северо-западная часть сегмента представлена полосой океанических и островодужных комплексов, слагающих «ретрошарьяжную» систему покро-

вов, находящихся в обратной стратификации. Офиолиты и океанические базальты с кремнистыми сланцами ордовика слагают верхнюю часть разреза, а вулканиты дифференцированной серии девона с медноколчеданным оруденением образуют его нижнюю часть. Восточнее располагается в разной степени деформированный разрез вулкано-интрузивной серии с магнетит-скарновым оруденением. Сочленяются выделенные полосы по коллизионному шву. Сегмент по реконструкциям имеет сложную геодинамическую модель формирования с образованием структурной схемы, отвечающей этой модели.

Таким образом, в обстановках субдукции формируется основная часть вещественных образований орогенных поясов сегмента. В противоположность этому обстановки коллизии и аккреции, сопровождаемые процессами скольжения литосферных плит и их структурных аналогов, в том числе в форме композитной структурной массы, образуют новый структурный каркас этих поясов. Изучение соотношения этих процессов имеет большое теоретическое и практическое значение.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект № 15-18-5-20)

ЛИТЕРАТУРА

1. Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург. 2009. 156 с.
2. Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. 2012. № 4. С. 78-90.

ДИСЛОКАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ О. ЦУСИМА

Голозубов В.В.[1], Йокояма К.[2], Касаткин С.А.[1]

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, 690022, Россия.
e-mail: golozubov@fegi.ru
[2]Музей природы и науки, г. Сукуба, Япония

Остров Цусима располагается в приосевой части одноименного пролива, он сильно вытянут в ССВ направлении и имеет протяженность около 75 км при ширине 10-18 км (рис. 1). В структурном отношении остров представляет собой выведенный на поверхность фрагмент кайнозойской Цусимской глубоководной котловины (грабена), располагающейся в южной части Японского моря и характеризующейся, в отличие от окружающих блоков, океаническим типом коры [1]. Западный борт Цусимского грабена образован архейским массивом Ренгнам, обнажающемся на юго-восточном окончании Корейского полуострова и прилегающем к нему шельфе, перекрытым нижнемеловыми терригенными отложениями бассейна Кенсан и верхнемеловыми вулканитами. Восточный борт грабена, частично обнажающийся в юго-западной части острова Хонсю и на о. Кюсю, образован террейнами – фрагментами верхнепалеозойских и мезозойских аккреционных комплексов, перекрытых кайнозойскими континентальными угленосными отложениями и вулканитами.

Остров Цусима образован нижнемиоценовыми (17-15 млн. л.н.) терригенными, в значительно меньшей мере – вулканогенными отложениями (туфами кислого состава) общей мощностью до 5400 м, объединенными в группу Тайшу [8, 9]. Несмотря на относительно молодой возраст, эти отложения характеризуются довольно высокой степенью литификации и в этом отношении мало отличаются от пород, например, раннего мела Сихотэ-Алиня. Породы смяты в складки СВ простирания, содержат силлы, реже дайки гипабисальных магматитов кислого, реже среднего и основного составов. В южной части острова осадочные отложения прорваны гранитными интрузиями с обширным ореолом ороговикования, возраст которых – около

15 млн. лет.[12]. Бассейн, в котором накапливалась серия Тайшу, занимал, по-видимому, всю площадь Цусимской котловины, а выведенный на поверхность участок отвечает одному из ее депоцентров.

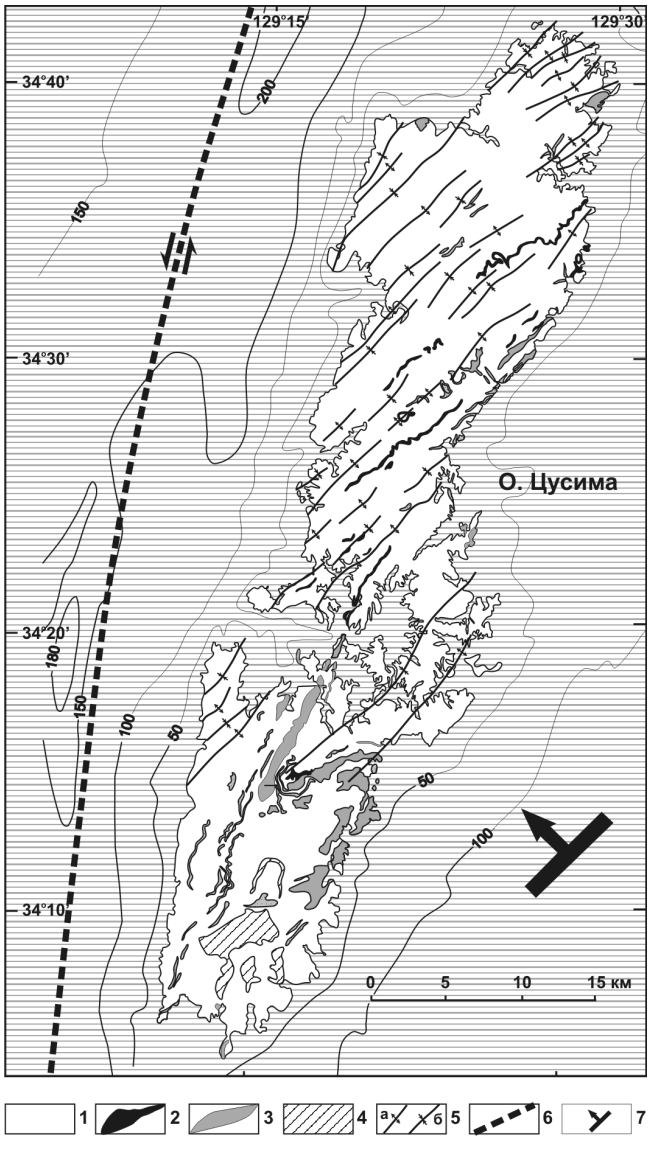


Рис. 1. Геолого-структурная схема о. Цусима (по [8]).

1 – нижнемиоценовые терригенные отложения группы Тайшу; 2 – горизонты туфов дацитов; 3 – силлы и дайки долеритов, дацитов и риолитов; 4 – граниты; 5 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 – предполагаемое расположени одной из ветвей Цусимского разлома; 7 – направление регионального сжатия.

В результате предшествующих исследований установлено, что фаза заполнения нижнемиоценового палеобассейна происходила, как и во всех впадинах Японского моря в обстановке СВ регионального сжатия в рамках модели формирования струкур растяжения на сочленении двух несоосных правосдвиговых систем разломов – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [4, 6]. Седиментация характеризуется супервысокой скоростью – обнажающиеся на острове слои мощностью 5400 м накопились, по данным цирконометрии, за период около 2 млн. лет [9]. Обнаруженные ранее остатки эоценовых радиолярий [7] и фораминифер [11] являются, по-видимому, переотложенными [9]. Как показали наши исследования, в составе разреза чередуются осадки подножий континентального склона (глинистые породы, флиш с резким преобладанием глинистых пород) и песчанистые осадки, накопившихся в обстановках дельт [8] и присутствующие в составе оползневых пластин, подстилаемых зонами рассланцевания и глинисто-глыбовыми горизонтами. Процентное соотношение автохтонного и аллохтонного материала в разрезе определить трудно, но очевидно, что первичная последовательность напластования при изобилии оползней является нарушенной. Значительная интенсивность конседиментационной сейсмотектоники подчеркивают, кроме того, часто наблюдаемые складки подводного оползания, а также песчаные дайки [2], ориентированные поперек слоистости вмещающих пород.

Фаза складкообразования происходила в очень короткое время – в пределах 1 млн. лет. Верхнее ограничение возраста определяется цирконовыми датировками гранитов (около 15 млн. л.н.), внедрившихся в складки и образующих массив на юге острова [11]. Складкообразование и сопутствующие левосдвиговые перемещения по Цусимской системе разломов ССВ простирания происходили при региональном сжатии, ориентированном с ЮВ на СЗ [4]. Начало деформаций происходило, таким образом, после переориентировки полей сжатия и смены направления перемещений (с правостороннего на левостороннее) вдоль Цусимской

системы разломов. Следует отметить, что это сжатие, казалось бы, противоречит данным о том, что временем 15 млн. л.н. датируется главная фаза раскрытия Японского моря, то есть обстановки растяжения [10]. Дело, по-видимому, в том, что это сжатие является локальным и связано с реализацией вращения по часовой стрелке домена Юго-Западной Японии (что подтверждено палеомагнитными измерениями [10]) и перемещением юго-западного его окончания на север и северо-запад. Важно отметить, что и на северо-восточном окончании этого домена, вдоль системы разломов Фосса-Магна, в этот же период времени установлены также левосдвиговые перемещения.

Вопрос о том, с чем связано вращение домена Юго-Западной Японии по часовой стрелке, во многом остается неясным. Устоявшееся представление о том, что раскрытие Японского моря происходило в рамках моделей пассивного рифтогенеза (то есть, в обстановке простого растяжения, или растяжения, связанного со сдвиговыми перемещениями) не дает возможности для сколько-нибудь логичного объяснения вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке, которое явно накладывалось на относительно простую картину предшествующего рифтообразования. Возможной причиной структурной перестройки около 15 млн. л.н. представляется переход от пассивной фазы рифтообразования в активную, в течение которой в глубоководных котловинах происходило формирование зон локального спрединга близширотного простирания, обладающих дополнительным энергетическим потенциалом. Модели, демонстрирующие запуск механизма активного рифтогенеза после пассивной фазы, недавно продемонстрированы М.А. Гончаровым (МГУ, [3]), они, как нам представляется, вполне применимы для рассматриваемого случая. Давление, распространявшееся в обе стороны от осей спрединга, было ориентировано в меридиональном направлении, оно способствовало вращению по часовой стрелке линейно вытянутого и ориентированного в северо-восточном направлении фрагмента континентальной литосферы, каковым являлась Юго-Западная Япония (рис. 2). Некоторым подтверждением сказанному являются данные о необычно высоких температурах при выплавлении деплетированных базальтовых магм, излившихся в раннем и среднем миоцене на поверхность дна в котловине Хонсю, и, в целом, о горячей геотерме под этой котловиной в процессе раскрытия Японского моря [5].

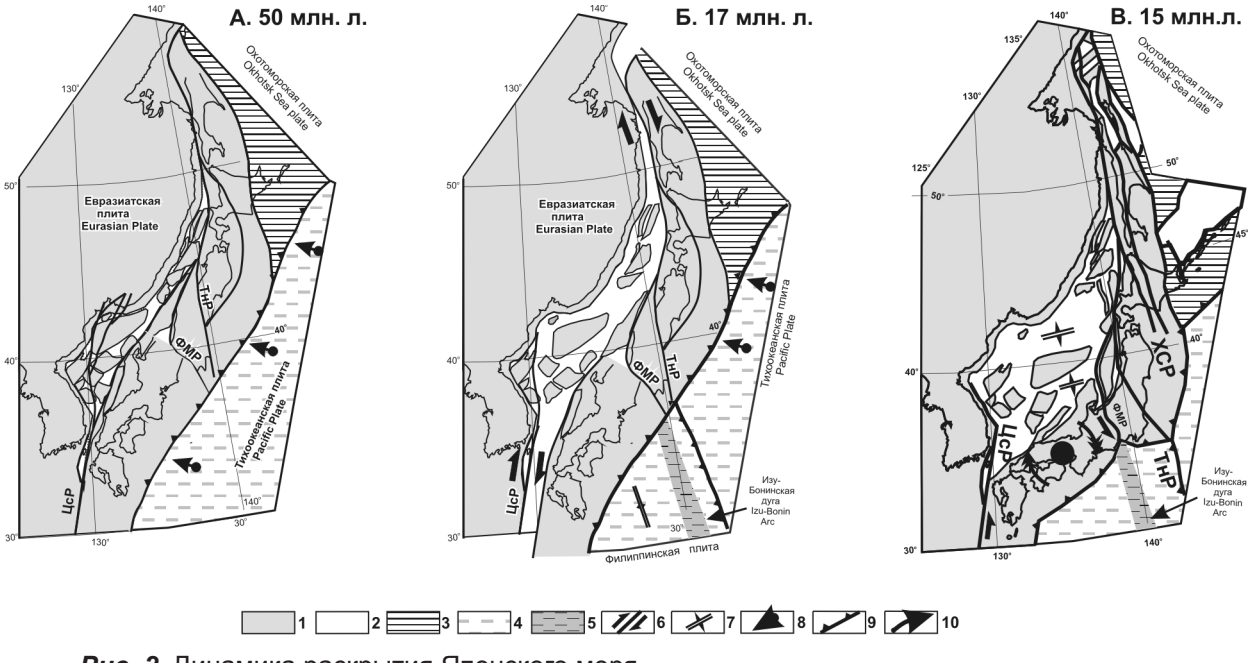


Рис. 2. Динамика раскрытия Японского моря.

1 – докайнозойские террейны; 2 – участки новообразованной океанической коры; 3 – Охотоморская плита; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – осевая часть Изу-Бонинской плиты; 6 – направления перемещений по сдвигам; 7 – оси активного спрединга; 8 – направления перемещений Тихоокеанской плиты; 9 – зоны субдукции; 10 – направления вращения блока Юго-Западной Японии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенкова Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.

2. Браччини Э., Бур В., Херст Э., Хуус М., Вигорито М. и Темплтон Г. Песчаные кластические интрузии. // Нефтегазовое обозрение, 2008. Т. 19. № 2. С. 38-57.

3.Гончаров М. А. Пассивный и активный рифтогенез: не противопоставление, а эволюционный переход от одного к другому // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 2011. С. 54-57.

4. Fabbri, O., Charvet, J., and Fournier, M. Alternate sences of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea. // Tectonophysics, 1996. Vol. 257, pp. 275-295.

5. Hirahara Y., Kimura J.-I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T., Chang, Q., Vaglarov B, Sato T., and Kodaira S. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components. // Geochem. Geophys. Geosyst., 16, 2015, pp.1324-1347.

6. Lallemand S. and Jolivet L. Japan Sea: A pull-apart basin. // Earth Planet. Sci. Lett., 76, !985, pp. 375-389.

7. Nakajo, T., Funakawa, T. Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group. // Jour. Geol. Soc. Japan, 1996. Vol. 102, pp. 751-754 (in Japanese).

8. Nakajo T., Yamaguchi Yu., Kamatsubara J., and Obtake S. Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta and basin successions in the Tsushima Islands off northwestern Kyushu, Japan. Field Excursion Guidebook for 17th International Sedimentological Congress. Fukuoka, 2006. 12 p.

9. Ninomia, T., Shimoyama, S., Watanabe, K., Horie, K., Dunkley, D., and Shiraishi, K. Age of the Taishu Group, southwestern Japan and implications for the origin and evolution of the Japan Sea. // Island Arc, 2014. Vol. 23, pp. 206-220.

10. Otofuji Y., Matsuda T. and Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc. // Nature 317, 1985, pp. 603-604.

11. Sakai, H. and Nishi, H. Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsusima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // Jour. Geol. Soc. Japan, 1990. Vol. 96, pp. 389-392.

12. Shin, K. Geochemical Study of the Back Arc Tsushima Granite Pluton and Its Comparison to the Other Middle Miocene Granites in Southwest Japan. Thesis (Ph. D. in Science). University of Tsukuba (Japan), (A), no. 4673, 2008. 3.25. 2008. 118 p.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ СЕЙСМИЧНЫХ И АСЕЙСМИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ИХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОСТОКА РОССИИ

Горнов П.Ю.

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

Нахождение связи сейсмичности с тепловым полям рассматривается во многих работах (Любимова, Моги, Гордиенко и др.). Обычно процесс сейсмотектонической активизации земной коры, обусловленный накоплением упругой энергии за счёт деформации горных пород, связывают с изменениями термодинамических и физико–химических полей в недрах Земли, что и предопределяет изменения пространственно–временной структуры теплового поля и температуры горных пород.

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит Земли: Евразийской, Североамериканской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Северо–Китайской, Охотоморской, Амурской и Беринговоморской [2]. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку, высокую сейсмичность и большую неоднородность измеренных значений теплового потока (ТП).

Важнейшим индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают границы литосферных плит. Байкало-Становой сейсмический пояс, протягиваю-

щийся от оз. Байкал к Удской губе Охотского моря, отделяет Евразийскую плиту от Амурской. За инструментальный период наблюдений здесь зарегистрировано свыше 30000 подземных толчков. Среди них крупные сейсмические катастрофы с интенсивностью в эпицентре 7–9 балов. Арктико–Азиатский сейсмический пояс на Северо-Востоке России представлен широкой и протяженной полосой высокой сейсмичностью. Он прослеживается от юго–восточного окончания хребта Гаккеля через шельф моря Лаптевых, Хараулахскую сейсмотектоническую зону к континентальным образованиям сейсмотектонической зоны хр. Черского и выходит к Камандорским островам, разграничивая Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8000 км, связывая между собой сейсмические зоны Арктики и Тихого океана. С начала наблюдений здесь зарегистрировано более 10000 местных землетрясений. Из них ряд событий относится к катастрофическим с магнитудой (М) 5÷7. Площадная высокая сейсмичность, отмеченная в северной части Охотоморской плиты, возможно, указывает на тройное сочленение плит (Евразийской, Северо–Американской и Охотоморской). Границам раздвижения плит 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. Характер сейсмичности Северо–Восточного региона России в целом отражает особенности напряженного-деформируемого состояния на границах литосферных плит [3].

Беринговоморскую плиту, как отдельную тектоническую структуру, выделяют [3, 4, 5]. Границы её проводят по поясам сейсмичности (рис. 1). Южная граница плиты совпадает с Алеутской островной дугой, включая полуостров Аляска, и маркируется не только высокой глубокофокусной сейсмичностью, но и действующими и голоценовыми вулканами. Её восточную границу связывают с зоной эпицентров землетрясений с магнитудой (М) >2, которая протягивается от Тихоокеанского побережья Аляски к северу и северо-западу в направлении полуострова Стюард. Далее очаги землетрясений фиксируются в Беринговом проливе и прослеживаются на Чукотском полуострове с $M \geq 4 \div 5$. С запада граница плиты маркируется зоной слабых землетрясений в Анадырско-Корякском регионе через Анадырский залив, по Корякскому нагорью вдоль побережья Берингова моря к точке соединения сейсмоактивных зон Камчатки и Алеутских островов [4].

Охотоморская плита с востока граничит с крупнейшей Тихоокеанской плитой, с севера − Северо-Американской, с запада – Евразийской и на юго-западе – Амурской плитами. Эта плита окружена сейсмофокальными зонами, вулканическими и сейсмическими поясами. Восточная, северо–западная, северо–восточная и центральная части Охотоморья практически асейсмичны. Здесь зарегистрированы только отдельные мелко- и среднефокусные землетрясения с М до 5.5. Юг Охотского моря относится к зонам повышенной сейсмичности, особенно в районе Курильской островной дуги. От нее глубина очагов мелкофокусных (10-30 км) землетрясений с М более 6, увеличивается до 600÷700 км.

Японское море, также как и Охотское, расположено в переходной зоне от Евразийского континента к Тихому океану. Этот регион расположен в зоне сочленения Евразийской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит, что и предопределяет его тектоническую активность, сейсмичность, вулканизм и разнонаправленные значения ТП. Подавляющее количество землетрясений приурочено к восточной окраине Японских островов, образуя сейсмофокальную зону глубиной до 500 км с М землетрясений более 7.

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. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высокосейсмич-

ной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвигововых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением [7].

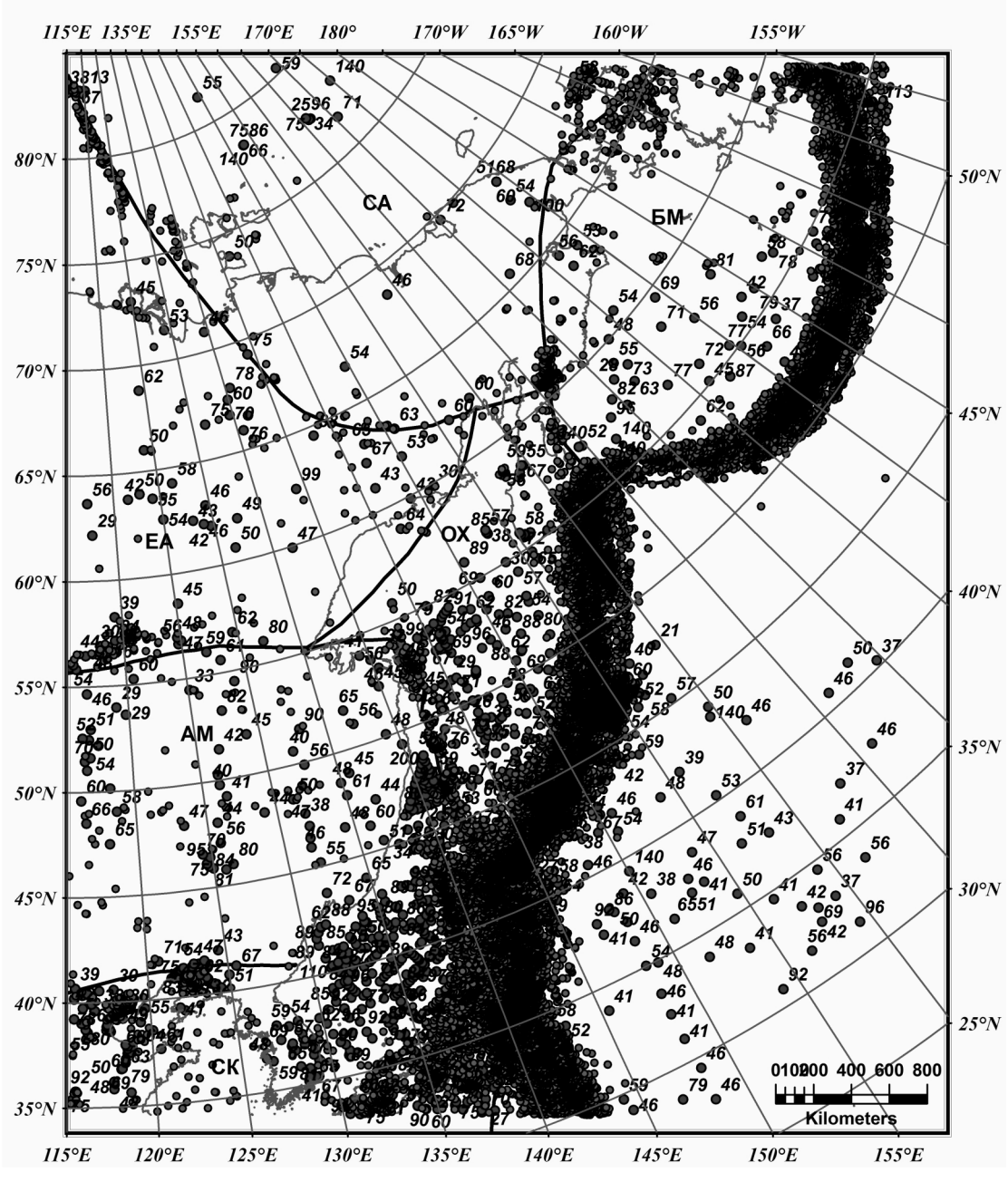


Рис. 1. Тепловое поле и сейсмичность востока России . Литосферные плиты:
СА – Северо-Американская; **ЕА** – Евразийская; **АМ** – Амурская; **СК** – Северо-Китайская; **БМ** – Берингоморская; **ОХ** – Охотская.
● – пункты измерения теплового потока (мВт/ м ²). Исходные данные см. [1, 6].

Асейсмические структуры материковой части региона, а к ним относятся докембрийские блоки и массивы, палеозойско–кайнозойские орогенные пояса, обладают невысокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП имеют небольшой разброс – 50÷70 мВт/м^2. Высокие величины ТП характерны для вулканогенных поясов 90÷200 мВт/м^2 и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80÷90 мВт/м^2.

Тепловой поток окраинных морей высокий (80÷100 мВт/ м²) и имеет общую тенденцию: во впадинах и котловинах он значительно выше, чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м^{2,}. В крупных положительных аномалиях значения ТП достигают 100÷150 мВт/м^2, а в южной части Татарского пролива значения ТП превышают 100 мВт/м^2. Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/ м^2. Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине (87 и более 100 мВт/м^2). Центрально-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного значения ТП (60 мВт/м^2). В районах Алеутской, Курило-Камчатской, Японской островных дуг, в окрестностях глубоководных желобов ТП понижен относительно среднеокеанического и значения его составляют 30÷40 мВт/ м^2. В районах вулканических дуг значения ТП повышаются до 80-120 мВт/м ^{2}, а в зонах задугового спрединга (впадины Хонсю, Курильская, Алеутская котловина) ТП достигает аномально высоких значений 140÷180 мВт/м^2.

Заключение. Проведён анализ сейсмичности и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы плит представляют собой «веер» границ, занимающий по ширине территорию до первых сотен километров. 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 ≥7.0

Высокая сейсмичность зон взаимодействия литосферных плит характеризуется также повышенными и высокими значениями ТП 60÷120 мВт/м^2, которые в, основном, приурочены к областям растяжения со сдвигом (хр. Гаккеля, Байкальский рифт, Татарский пролив). Несколько ниже значения ТП в областях сжатия, сдвиго-сжатия (60÷80 мВт/м ^{2}). Примерами являются юго-восточная часть Байкало–Станового сейсмического пояса, область взаимодействия Амурской плиты с Северо-Китайской плитой.

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом, области взаимодействия литосферных плит региона характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными значениями теплового потока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горнов П. Ю. Геодинамическая обстановка и тепловое поле в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей (41-я сессия международного семинара им. Д.Г. Успенского), Екатеринбург. 2014. С. 84-86.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука. 1990. 662 с.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М. ГЕОС. 2000. 226 с.

4. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия?, Вычислительная сейсмология.Вып. 26. М: Наука. 1994. С.103-122.

5. Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 283-297.

6. Word Date Center http; // www.wdcb.ru/sep/data html/

7. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhoung et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78. № 2. P. 592-603.

ОРОТУКАНО-БАЛЫГЫЧАНСКАЯ ЗОНА СУБДУКЦИИ – ПЕРЕДОВАЯ ЧАСТЬ ОХОТСКО-КОРЯКСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», ОАО «Росгеология», г. Новосибирск, geology@sniiggims.ru, goshco@mail.ru

Глубинное строение земной коры Охотско-Корякского орогенного пояса в настоящее время рождает немало вопросов. Сейсмические работы на северо-восточном участке опорного геофизического профиля 3-ДВ (2100 км-2920 км), выполненные в 2013 г., позволили получить разрез отраженных волн по методу общей глубинной точки (ОГТ) с изображением земной коры Охотоморской окраины Северо-Азиатского кратона. Разрез состоит из двух частей. Первый отрезок протяженностью 565 км пересекает осевую часть Инъяли-Дебинского синклинория, Среднеканскую ветвь и Оротукано-Балыгычанское поднятие. Второй отрезок протяженностью 255 км начинается у пос. Дукат и, следуя с севера на юг в меридиональном направлении, проходит по Сугойскому прогибу через структуры ОЧВП, заканчиваясь на берегу залива Шелихова Охотского моря (рис. 1).

Сейсмический разрез ОГТ и атрибутивный энергетический разрез, полученный специальной обработкой сейсмического разреза в программном комплексе StreamSDS [2], содержат информацию о строении земной коры до глубины 70 км (рис. 2). Энергетическое изображение коры более контрастно. Различие между насыщенными отраженной энергией областями разреза и прозрачными зонами с минимальной энергией дает возможность интерпретировать строение коры по этому признаку (рис. 2б). В сейсмических разрезах фиксируется значительная ширина Охотско-Корякского орогенного пояса (> 300 км). В пределах пояса на разрезах наблюдается двукратное погружение нижнего слоя коры в направлении с юго-востока на северо-запад, под Северо-Азиатский кратон (рис. 2).

Согласно схеме орогенных поясов (коллажей террейнов) Дальнего Востока России [3], начиная с позднего палеозоя (пермь) и до кайнозоя, Тихоокеанская окраина Северо-Азиатского кратона последовательно смещалась с северо-запада на юго-восток, образуя на окраине континента все более молодые орогенные пояса: Охотско-Корякский пояс (поздний палеозой – ранний мезозой), Корякский пояс (ранний мел), Сахалинско-Камчатский пояс (ранний кайнозой), пояс Восточных полуостровов Камчатки (поздний кайнозой).

На тектонической карте Дальнего Востока [3] Охотско-Корякский орогенный пояс в зоне расположения профиля 3-ДВ имеет значительную ширину и включает в себя Кони-Тайгоносскую островную дугу и Вилигинский задуговый бассейн (рис. 3). На карте показаны две внешние и внутренняя границы Охотско-Корякского пояса. Внешняя северная граница пояса проходит по Оротукано-Балыгычанскому поднятию на широте пос. Сеймчан. На тектонической карте она представлена надвигами с падением сместителя на юго-восток.

Положение линии надвигов на тектонической карте совпадает с пикетами 2560-2620 км сейсмического разреза, в пределах которых в верхней части коры выделяются надвиги той же вергентности (см. рис. 2). В нижней же части коры наблюдается противоположное (нисходящее) движение: изломы, расслоение и счешуивание многочисленных пластин, срывы их в мантию в направлении с юго-востока на северо-запад. Таким образом, фиксируется обстановка континентальной субдукции инденторного стиля: нижняя, тяжелая кора переходного типа от океанического к континентальному [3,4] погружается в мантию, а верхняя, более легкая кора

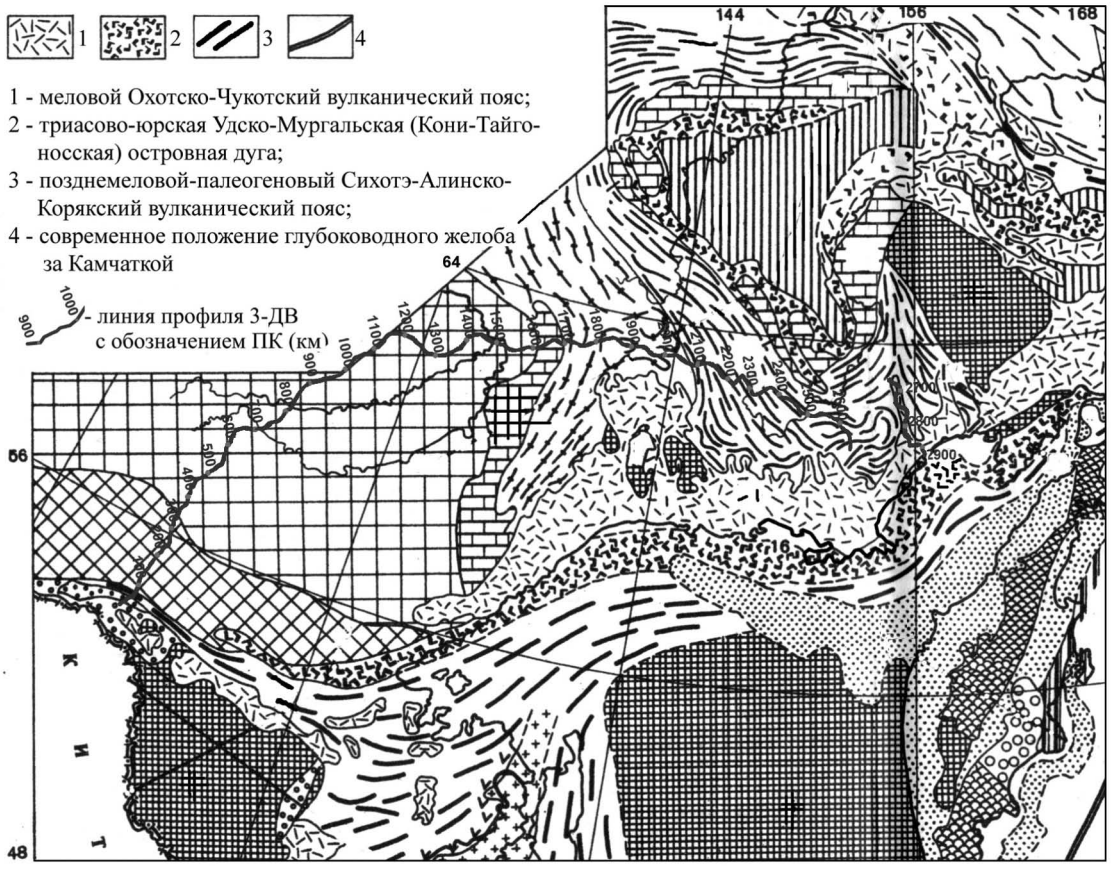


Рис. 1. Расположение опорного геофизического профиля 3-ДВ на тектонической схеме Северо-Востока Азии [1]

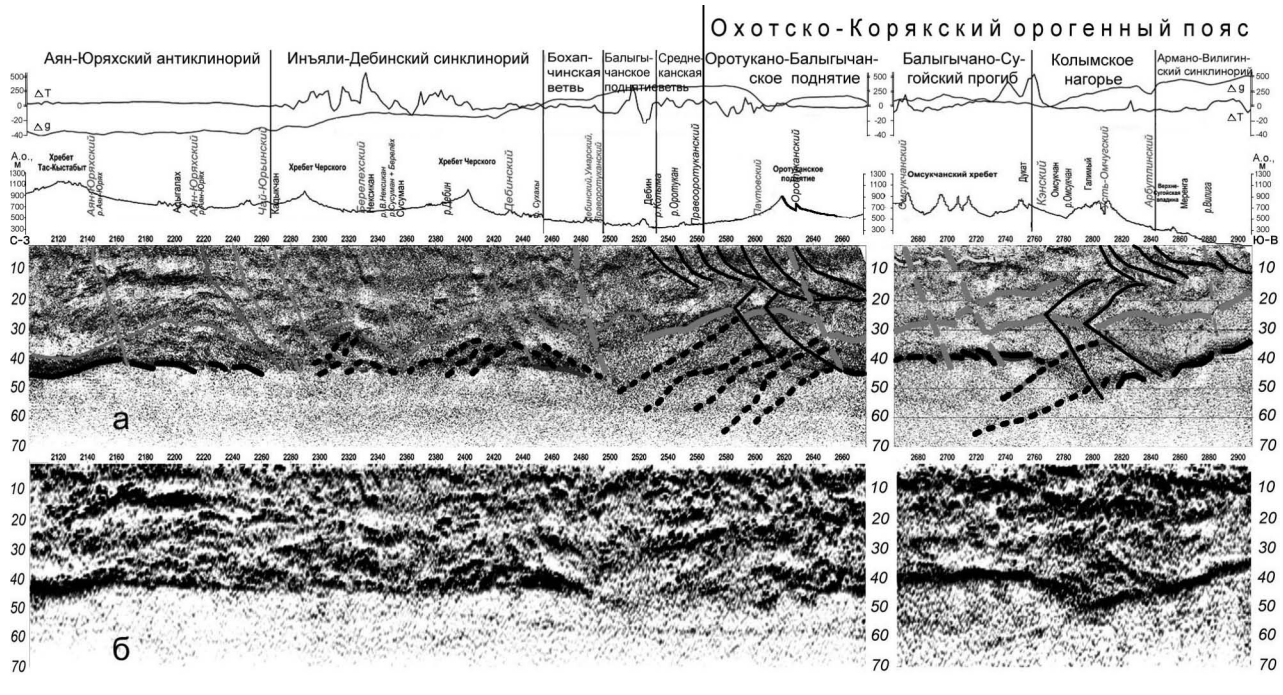


Рис. 2. Двукратное погружение нижнего слоя коры в мантию на сейсмических изображениях земной коры вдоль северо-восточного участка опорного профиля 3-ДВ:

а) сейсмический разрез ОГТ; б) атрибутивный энергетический разрез

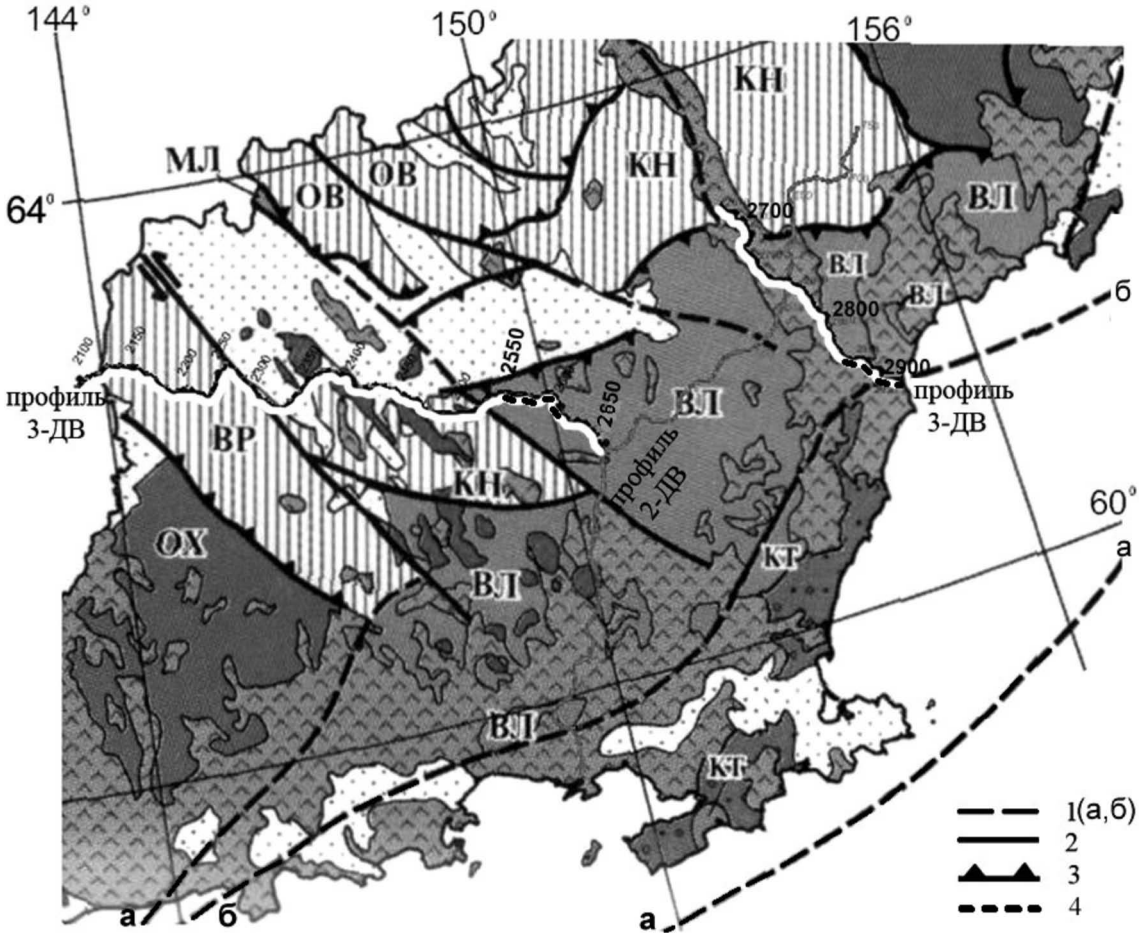


Рис. 3. Фрагмент тектонической карты Дальнего Востока России [3].

1-границы Охотско-Корякского пояса: а – внешние, б – внут-ренняя; 2 – разломы; 3 – надвиги; 4 – зоны суб-дукции на профиле. **ВЛ** – Вилигинская дуга и задуговый бассейн (PL_3-J); **КТ** – Кони-Тайгоносская островная дуга (PL_3-MZ_1); **ОХ** – Охотский кратонный террейн (AR-PR); **ВР** – Верхоянская пассивная окраина (R-MZ_1); **КН** – Куларо-Нерский турбидитовый бассейн (PZ_3-MZ_1); **ОВ** – Омулевский континентальный склон и его подножие (PZ)

континентального типа под действием сопряженного надсубдукционного сжатия по надвигам поднимается к дневной поверхности.

В пределах Оротукано-Балыгычанского поднятия в контурах этих надсубдукционных разломов, наблюдаются положительные аномалии поля силы тяжести, обусловленные повышенной базификацией терригенных пород, а также изометричные небольшие отрицательные аномалии поля силы тяжести, фиксирующие присутствие вулканитов кислого состава. Этот комплекс явлений указывает на значительную проницаемость земной коры в районе Оротукано-Балыгычанского поднятия для основных флюидов мантийного происхождения, а также флюидов, обогащенных коровой составляющей.

Глубинное строение земной коры под Оротукано-Балыгычанским поднятием позволяет предположить существование в ней фронта субдукции Тихоокеанской коры под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона. Намеченное по линии профиля 3-ДВ положение этого фронта совпадает с северной границей Охотско-Корякского орогенного пояса на тектонической карте Дальнего Востока (см. рис. 3). Оротукано-Балыгычанская зона субдук-

ции и островная дуга занимают по отношению к Кони-Тайгоносской более северное положение. Вероятно, Оротукано-Балыгычанская зона имеет и более ранее время заложения в девоне-карбоне? (~350 млн. лет), чем Кони-Тайгоносская зона субдукции и островная дуга, датируемая поздней пермью-триасом (~250 млн. лет) [3].

Первым событием в истории формирования Охотско-Корякского орогенного пояса, вероятно, было заложение в девоне-карбоне? (~350 млн. лет) его северной границы – Оротукано-Балыгычанской зоны субдукции. Второе событие произошло в пермо-триасе (~250 млн. лет), примерно через 100 млн. лет, когда зона субдукции переместилась на юг, от Оротукано-Балыгычанского положения к Кони-Тайгоносскому из-за присоединения к Северо-Азиатскому кратону Охотского и Омолонского блоков. Еще через 170 млн. лет, в позднем мелу (~80 млн. лет) состоялось третье событие, завершающее историю формирования Охотско-Корякского пояса. Приближение Центрально-Охотского поднятия (микроконтинентального блока в Охотском море) к Северо-Азиатскому кратону [4] вызвало повторное перемещение зоны субдукции на юг от Удско-Мургальской линии за восточное побережье Камчатки и Курильские острова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск: Наука.1984. 192 с.

2. Гошко Е.Ю. и др. Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» / Госуд. Реестр изобретений РФ, 10.05.2008 г.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.

4. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск,
e-mail: ivolga@itig.as.khb.ru, ymanilov@itig.as.khb.ru

Введение. Изученная территория включает Охотоморскую и Япономорскую окраину Дальнего Востока. В тектоническом отношении – это область взаимодействия Евроазиатской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Североамериканской плит. Центральное место занимает Охотская плита, поскольку она граничит со всеми указанными плитами [4]. Наиболее надежно картируется ее южная граница с Тихоокеанской плитой по Курило-Камчатскому сейсмическому поясу [1]. Северная граница с Северо-Американской и Евразийской плитами и восточная с Амурской, до сих пор являются предметом дискуссий, поскольку, они не имеют четкого контроля поясами землетрясений. Поэтому границы плит, взаимоотношение их структур в пограничной области являются предметом пристального интереса многих исследователей.

Цель настоящих исследований – изучить особенности распределения плотностных неоднородностей в области сочленения континентальных и морских тектонических структур.

Методика. В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000, поскольку она равномерно покрывает всю площадь. Гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину и относительно надежно блоковую делимость литосферы, где межблоковые границы достаточно контрастно проявлены [2]. Для этого использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [3], который позволяет строить плотностные -3D модели. По результатам обра-

ботки исходной информации поля построена плотностная модель для всего региона и более детальные уточняющие модели для отдельных территорий.

Результаты. На рис.1 представлена плотностная модель всей изученной территории до глубины 270 км. Все разрезы по глубине делятся на две части: более расчлененную верхнюю часть разреза и менее расчлененную нижнюю. Исходя из глубины этой границы, можно предположить, что она соответствует нижней границе литосферы. Наиболее мощная литосфера наблюдается на профиле 1 в пределах Сибирской платформы и Охотского массива (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) и на профиле 4 в пределах Буреинского массива. Минимальная – в океане, в пределах Курило-Камчатского желоба и Дерюгинской впадины. Начиная с 4-го профиля, четко прослеживается уменьшение мощности литосферы от континента в акваторию моря. На втором и третьем профиле региональный тренд мощности литосферы остается на уровне и на континенте и на море.

Анализируя полученные результаты можно выделить следующие основные плотностные особенности территории.

1. По морфологии распределения плотностных неоднородностей в разрезах можно выделить следующие типы: горизонтально-слоистое распределение – характерно для древних метаморфогенных структур; мозаичное – характерно для палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем; наличие дискордантных основному разрезу блоков (структур) повышенной или пониженной плотности, которые мы склонны считать мантийными диапирами; наличие региональных хорошо выраженных литосферных структур синклинального типа в пределах центральной части Охотского моря; горизонтально-дискордантное распределение плотностных аномалий характерно для разрезов океанического типа.

2. На континенте на границах разновозрастных структур выявлено наличие мантийных диапировых структур повышенной плотности: Сибирская платформа – Южно-Верхоянская зона (профиль 100); Южно-Верхоянская зона – Охотский массив (профиль 0,100); Становая ГЗО – Монголо – Охотская складчатая область , Олюторско – Западно-Камчатский прогиб – Центрально-Камчатский вулканоген (профиль 200); Сихотэ-Алинский орогенный пояс – Буреинский массив (профиль 300).

3. Мантийные структуры повышенной плотности характерны и для окраинных Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонических поясов. Особенно четко такая структура прослеживается под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, где она отмечена на 4-х профилях 500-200. Начало ее на Северном Сахалине, где ее небольшое ответвление уходит на континент и заканчивается в Татарском проливе вдоль Южного Приморья. Параллельная указанной, но несколько короче картируется такая структура на профиле 300-400 от поднятия Полевой до Ребун-Монеронского поднятия на юге Сахалина, где она расчленена на два рукава – поднятия Западного и Восточного Сахалина. Можно предположить, что такие структуры повышенной плотности сформировались в результате сжатия в процессе коллизионных процессов.

4. В пределах морских разрезов выделяются дискордантные мантийные структуры пониженной плотности. На поверхности они соотносятся с морскими рифтогенными впадинами: Шантарский шельф (профиль 100), Дерюгинская впадина (профиль 200), прогиб Терпения (профиль 400) , Курило-Камчатский желоб (профиль 400-500), Татарский пролив и впадина Японского моря (профиль 500-300), юго-восточная часть о-ва Хоккайдо. Многими исследователями они связываются с процессами растяжения, с внедрением астеносферы в литосферу, отмечается их большая роль в формировании месторождений углеводородов [6].

5. Однако не все впадины морей контролируются мантийными разуплотненными структурами. Западно-Камчатский и Южно-Охотский прогибы, прогиб Голицына, контролируются высокоплотной мантией, что говорит о том, что их генезис отличен от выше указанных.

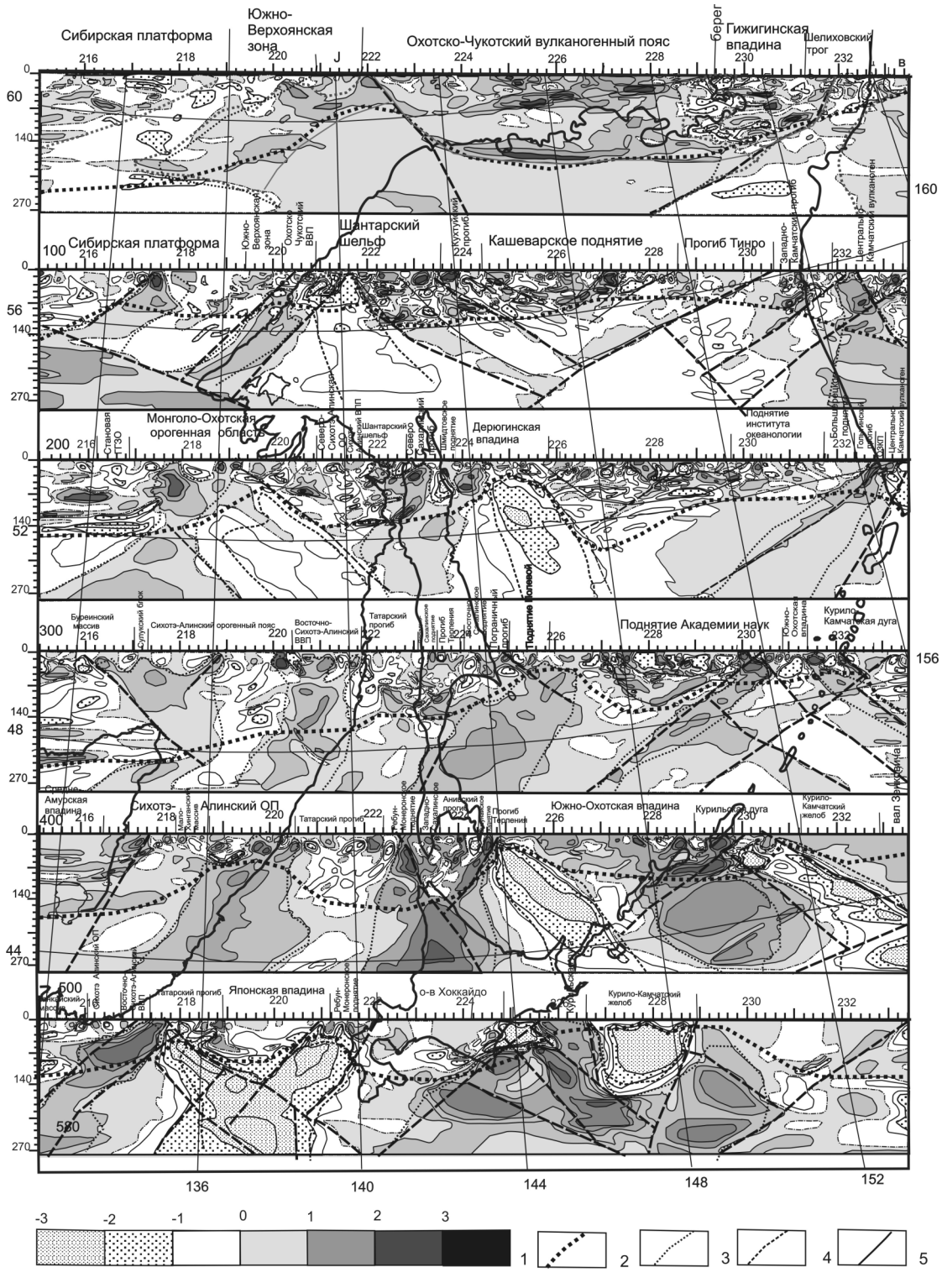


Рис.1. Плотностные неоднородности литосферы области сочленения континент – океан юга Дальнего Востока России.

1 – шкала раскраски избыточной плотности на плотностных разрезах; 2 – граница расчлененных локальных плотностных аномалий верхней части разрезов предполагаемая граница подошвы литосферы (литосферные структуры синклинального типа); 3 – блоки повышенной плотности литосферы и мантии, продуцирующие мантийные диапиры; 4 – дискордантные блоки пониженной плотности; 5 – элементы слоистости в структурах синклинального типа.

Для Южно-Охотского прогиба такое повышение вызвано, скорее всего, гравитационным эффектом уплотнённой субдукцирующей плиты. А сама Южно-Охотская котловина раскрывалась путем наращивания новообразованной коры по механизму спрединга в процессе смещения зоны субдукции по модели «roll back», т.е. «откат назад» [5].

6. На профиле 100, 200, 300 выделяется литосферная синклинальная структура, со сложным распределением плотностных неоднородностей, вероятно, отражающим более ранние тектонические процессы в пределах Охотской плиты. На поверхности ей соответствуют поднятия кайнозойского рельефа, которые образовались уже в период кайнозойского рифтогенеза.

Таким образом, выполненные работы позволили выделить особенности выраженности в гравитационном поле разных тектонических структур, что дает возможность в последующем понять механизмы их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. 2002. 98 с.

2. Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Разрывная тектоника области сочленения континент-океан юга Российской части Восточной Азии. / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф.: сб. докладов в 2-томах. -Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2014. Т. 1. С. 21-25.

3. Никитин А.А., А.В. Петров. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.

4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. (Отв. редакторы Н.А.Богданов, В.Е.Хаин). Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М. 2000. 193 с.

5. Сеначин В.Н. Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 50-65.

6. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 2010. 276 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ САМАРГИНО-СОВГАВАНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Каплун В.Б., Бронников А.К.

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

Для изучения глубинного строения Самаргино-Совгаванской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (ВСАВПП), расположенной в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком диапазоне периодов от 10^{-4} до 10^{3} секунд в 14 пунктах, расположенных на профиле, проходящего вкрест простирания пояса. Профиль начинается в 8 км к юго-западу от п. Ванино и протягивается на 100 км вглубь континента.

В результате анализа результатов МТЗ было выявлено необычное поведение амплитудных кривых. Суть этого явления заключается в том, что вследствие значительной разницы электрических сопротивлений горных пород континента и морской воды, достигающей трех-четырех порядков, появляется сильная магнитотеллурическая аномалия, которая приводит к искажению амплитудных кривых МТЗ. Эта аномалия получила название «береговой эффект». На амплитудных кривых МТЗ этот эффект проявляется значительным расхождением поперечной кривой, полученной при измерениях электрического поля перпендикулярно береговой линии, от продольной кривой, полученной при измерениях электрического поля вдоль береговой линии, и достигающего нескольких порядков в области длинных периодов свыше 1000 с. Действие эффекта уменьшается с удалением от береговой линии и при увеличении частоты

электромагнитного поля, но его воздействие может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза. Анализ кривых, полученных в результате полевых измерений, показывает, что они не подвержены влиянию берегового эффекта в диапазоне зарегистрированных периодов, т.е. на них не наблюдается значительного расхождения продольной и поперечной кривых даже на пунктах зондирований, расположенных в 10 км от береговой линии. Продольная и поперечная кривые (рис.1) имеют близкую друг другу форму и почти совпадают по уровню сопротивлений. Исходя из этого, можно сделать вывод, что подобное явление связано с глубинным строением района исследований, которое приводит к компенсации берегового эффекта. Для выяснения причин влияющих на поведение полевых кривых нами было проведено численное трехмерное моделирование (3D) с использованием программы ModEM [6]

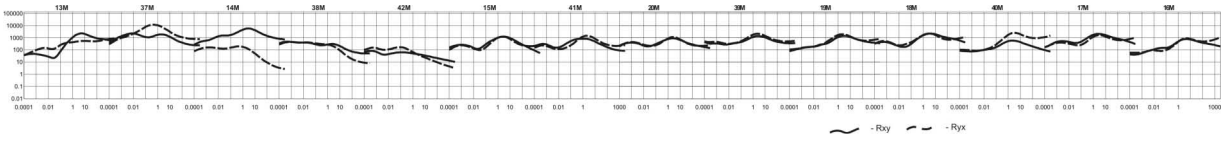


Рис.1. Амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований профиля исследований. Rxy – меридиональная кривая, Ryx – широтная кривая.

Для исходного расчета были взяты результаты обобщения материалов МТЗ по Дальневосточному региону [2] с привлечением новых результатов о геоэлектрическом строении сопредельных территорий [3] и данные по геотраверсу [4]. Континентальная часть геоэлектрического разреза имела горизонтально-слоистое строение со следующими параметрами: первый слой мощностью 0.5 км, сопротивлением 500 Ом·м, второй слой – 30 км и 1000 Ом·м, третий слой – 10 км и 100 Ом·м, четвертый слой – 80 км и 500 Ом·м, пятый слой 300 км и 10 Ом·м. Морская часть разреза состояла из первого слоя морской воды мощностью 0.5 км и сопротивлением 0.4 Ом·м, второго слоя – 0.5 км и 10 Ом·м, третьего слоя – переменной мощностью от 30 до 15 км и сопротивлением 300 Ом·м, четвертого слоя – переменной мощностью от 10 до 3 км и сопротивлением 35 Ом·м, пятого слоя - переменной мощностью от 80 до 40 км и сопротивлением 150 Ом·м, шестого слоя переменной мощностью от 300 до 500 км и сопротивлением 10 Ом·м. В модели предполагалось уменьшение мощности земной коры, уменьшение её электрического сопротивления и подъем более проводящих слоев верхней мантии к земной поверхности при переходе от континента к морю. Расчеты прямой задачи показали, что хотя геоэлектрическая модель континентальной части достаточно хорошо согласуется с полевыми кривыми, но не позволяет скомпенсировать влияние берегового эффекта. В результате уточнения исходной модели, особенно её морской части, и с использованием результатов инверсии полевых данных, был построен геоэлектрический разрез (рис.2), который удовлетворял поведению практических кривых.

Результирующий геоэлектрический разрез характеризуется следующими параметрами. Земная кора под континентом и Татарским проливом имеет мощность 30 км и электрическое сопротивление 5-10 тыс. Ом·м. Между континентальной и морской частями земной коры предполагается наличие блока пониженного сопротивления 400 Ом·м. Вверху континентальной коры располагается осадочный слой мощностью до 500 м и сопротивлением 300-500 Ом·м. Основным фактором, влияющим на ослабление берегового эффекта, является наличие блока высокого сопротивления 10 тыс. Ом·м в верхней части земной коры, отделяющий море от континентальных осадков.

Высокое сопротивление земной коры Татарского пролива согласуется с результатами интерпретации магнитовариационных данных выполненных по профилю начинающегося на

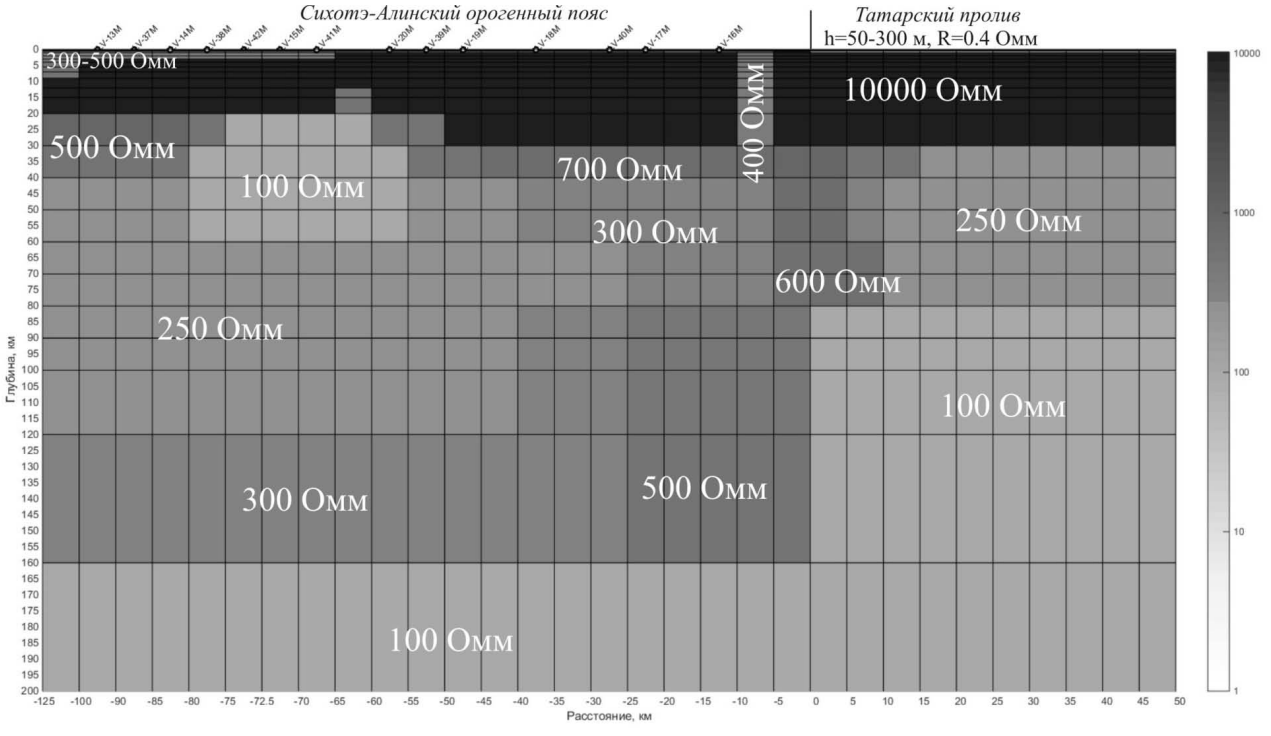


Рис. 2. Геоэлектрический разрез литосферы Самаргино-Совгаванской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса и Татарского пролива по результатам интерпретации полевых данных МТЗ и численного трехмерного моделирования.

Вверху показано расположение пунктов наблюдения и их номера. Цифры на разрезе – удельное электрическое сопротивление в Ом·м.

континенте, пересекающего Татарский пролив, о. Сахалин, Охотское море, Курильские о-ва и Курило-Камчатский глубоководный желоб [1]. Результаты моделирования допускают уменьшение мощности земной коры под Татарским проливом до 20 км при увеличении её электрического сопротивления до 40 тыс. Ом·м.

Верхняя мантия под Татарским проливом характеризуется более низкими электрическими сопротивлениями по сравнению с континентом. Здесь отмечается подъем астеносферного слоя сопротивлением 100 Ом·м до глубины 80 км.

Характерной особенностью геоэлектрического разреза является наличие слоя повышенного сопротивления 300-400 Ом·м и мощностью 20-30 км достаточно круто опускающегося от подошвы земной коры в районе береговой линии на глубину 120 км в сторону континента, разделяющего слой пониженного сопротивления 100-250 Ом·м, лежащего в основании земной коры, на континентальную и морскую части.

Исходя из результатов полевых исследований методом МТЗ и численного 3D моделирования, можно сделать следующие выводы:

1 – земная кора Татарского пролива близка по своим характеристикам континентальной;

2 – верхняя мантия Татарского пролива характеризуется подъемом астеносферного слоя до глубины 80 км;

3 – переход континент-Татарский пролив выделяется слоем повышенного сопротивления в верхней мантии, круто опускающегося от подошвы земной коры в районе береговой линии на глубину 120 км в сторону континента и являющегося следствием напряженно-деформированного состояния литосферы на границе Амурской и Охотоморской литосферных плит [5];

4. компенсация «берегового эффекта» происходит вследствие высокого электрического сопротивления пород верхней прибрежной десятикилометровой зоны и земной коры под проливом и на континенте.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №16-17-00015.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жданов М.С., Бердичевский М.Н., Файнберг Э.Б., Шнеер В.С., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Жданова О.Н., Нечаева Г.П., Светов Б.С., Яковлев А.В. Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – В сб. Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. Сборник ИЗМИРАН. М. 1983. С. 8-15.

2. Каплун В.Б. Структура литосферы Дальневосточного региона по данным МТЗ // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: IV Косыгинские чтения, 21-23 января 2003, г. Хабаровск / Под. ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2003. 372 с. Хабаровск. 2003. С. 153-163

3. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 54-64.

4. 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.

5. Шевченко Б.Ф. Напряжения в литосфере и рифтогенез восточной части Амурской плиты // Физика геосфер: материалы восьмого Всероссийского симпозиума, 2-4 сентября 2013 г., г. Владивосток. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. 2013. С. 378-382.

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

МЕЛОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ - ПРЕДШЕСТВЕННИКИ КАЙНОЗОЙСКОЙ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ (ЗОНА ДАЛАТ, ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Касаткин С.А.[1], Фать Ф.-В.[2], Ань Л.-Д.[2], Голозубов В.В.[1]

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, 690022, Россия.
e-mail: kasatkin04@hotmail.com
[2] Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий, г. Ханой, Вьетнам.
e-mail: pvphach@yahoo.com

Индо-Евразийская коллизия, начавшаяся в палеогене и продолжающаяся до настоящего времени, коренным образом изменила облик юго-востока Азии, затмив, тем самым, не менее важные события прошлых геологических эпох. Конвергентное взаимодействие Индийской и Евроазиатской плит привело к формированию таких грандиозных горных сооружений как Тибет и Гималаи, образованию сети крупных разломов, вдоль которых блоки земной коры сместились на сотни километров. Наиболее ярким примером дизъюнктивных структур этого времени является система разломов Красной Реки (СРКР), разделяющая Южно-Китайский и Индосинийский блоки (рис. 1А). Она прослежена в юго-восточном направлении от Тибета до побережья Южно-Китайского моря на расстояние около 1000 км. Установлено, что в олигоцене-раннем миоцене (32-16 млн. лет) вдоль СРКР произошли левосторонние смещения [3, 6 и др.] с амплитудами, по некоторым оценкам, в 500 и более км [3], сопровождавшиеся разворотом Индо-Синийского блока по часовой стрелке [7 и др.].

Предшествовала Индо-Ервразийской коллизии меловая тектоно-магматическая активность в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Вдоль восточной окраины

Азии (рис. 1А) она сопровождалась региональной складчатостью, глобальными левосдвиговыми дислокациями по системам ССВ разломов и формированием магматических комплексов. От непосредственной границы с океаном, системы левосторонних сдвигов, прослеживаются на континенте на расстояние до 400 км. Они представляют Восточно-Азиатскую Глобальную Сдвиговую Зону (ВАГСЗ) [1], в составе которой различают (с севера на юг): Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Окчхонский складчатый пояс, вулкано-плутонический пояс юго-восточного Китая (рис. 1А). На региональных тектонических схемах достоверно установленные сдвиги прослежены на юг вдоль восточноазиатской окраины только до СРКР [5 и др.]. Исключение составляет работа [2], в которой показано предполагаемое продолжение ВАГСЗ на юго-востоке Вьетнама. Однако эти построения были сделаны без учёта значительных левосторонних смещений вдоль СРКР.

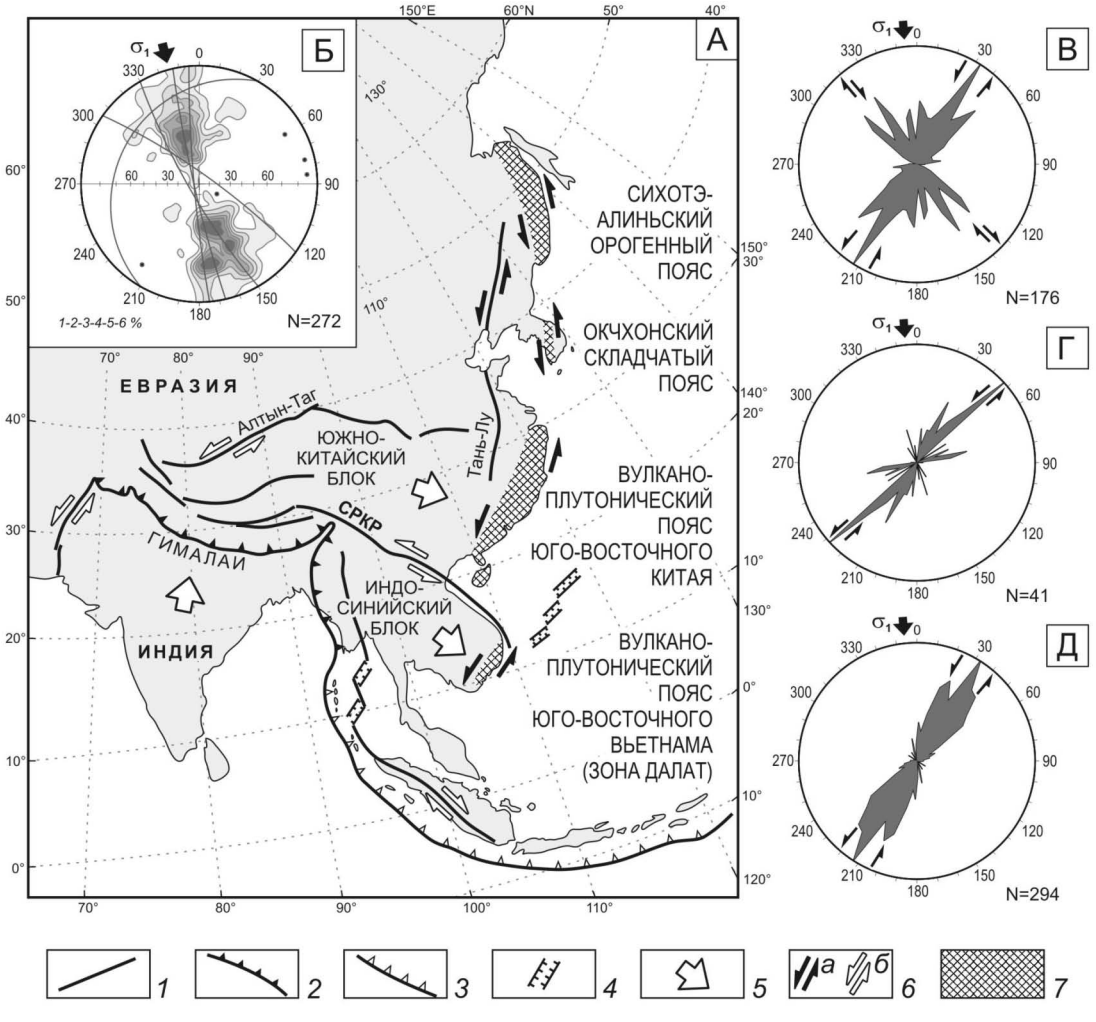


Рис. 1. Геодинамическая схема взаимоотношений меловых левосдвиговых дислокаций вдоль восточной окраины Азии и кайнозойских дислокаций Индо-Евразийской коллизии (**А**, по [6], адаптировано) с диаграммами структурных элементов зоны Далат (Б-Д).

Б – диаграмма слоистости юрских осадочных отложений (в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов слоистости через 1%; экваторы поясов (дуги больших кругов) и их оси (точки)); розы-диаграммы простираний: **В** – даек аплита, **Г** – кварцевых жил, **Д** – даек основного состава; s1 – ориентировка сжатия; **N** – количество замеров.

1 – главные тектонические нарушения; 2-4 – зоны: континентальной коллизии (2), субдукции (3), спрединга (4); 5 – направления смещения блоков под действием Индо-Евразийской коллизии; 6 – направления смещения вдоль систем разломов и сдвиговых зон: в период меловых (а) и кайнозойских (б) дислокаций; 7 – пояса меловой тектоно-магматической активности; СРКР – система разломов Красной Реки.

В пределах мелового вулкано-плутонического пояса на юго-востоке Вьетнама авторами проведено изучение особенностей докайнозойских тектонических дислокаций с выявлением полей палеонапряжений и построением палинспастических реконструкций. Этот пояс выделяется вьетнамскими коллегами как «зона Далат» [4]. Значительную часть зоны занимают выходы интрузий меловых гранитоидов, внедрившиеся в юрские осадочные образования. Наиболее широко распространены гранитоиды трех комплексов: Динкуан, Деока и Кана. Интрузивы рассечены преимущественно дайками основного состава, реже дайками аплитов и кварцевыми жилами.

Изучение стиля деформаций юрских осадочных образований, показало, в целом, их выдержанное ВСВ простирание (см. рис. 1Б). Об этом свидетельствуют пояса с пологим погружением осей (ÐÐ5-10°, аз. погр. 240-265°), объединяющие на диаграмме (рис. 1Б) 5% максимумы. Отсюда следует, что складчатые деформации зоны Далат сформированы под действием ССЗ (330-355°) поля напряжений.

Особое внимание уделялось морфологии, ориентировке и пространственно-временным взаимоотношениям инъекционных структур.

Дайки аплита представлены сериями двух основных направлений: СВ (30-40°) и СЗ (310-330°) (рис. 1В). Морфология даек СВ простирания с оперяющими субмеридиональными апофизами указывает на их формирование в условиях левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1В). В этом случае, дайки СЗ направления, находящиеся в парагенетической взаимосвязи с СВ, вероятно, приурочены к сопряженным правым сдвигам.

Кварцевые тела имеют преимущественно СВ (30-50°) простирание (рис. 1Г) проявлены в виде маломощных (1-2 см) прожилков, зачастую образуя структуры левоступенчатого смыкания с увеличением мощности при отклонении к ССВ. Это указывает на их принадлежность к левым сдвигам формировавшихся под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1Г).

Дайки основного состава широко распространены в виде прямолинейных структур преимущественно СВ (20-40°) простирания (рис. 1Д) при средней мощности от 0,5 до 2 метров. Иногда они наследуют СВ направление даек аплита, образуя структуры «дайка в дайке». В то же время при отклонении простирания к ССВ наблюдается увеличение их мощности до нескольких метров, что возможно только при левостороннем смещении под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1Д).

Результаты статистического анализа складчатости юрских терригенных отложений и меловых инъекционных структур в совокупности с полевыми наблюдениями авторов свидетельствуют, что вулкано-плутонический пояс юго-восточного Вьетнама (зона Далат) формировался в условиях доминирующих левосдвиговых дислокаций СВ простирания под действием субмеридионального сжатия. Учитывая смещение в кайнозое Индо-Синийского блока в юго-восточном направлении вдоль СРКР более чем на 500 км, можно рассматривать зону Далат в качестве южного фланга ВАГСЗ, характеризующейся тектоно-магматической активностью в меловое время. Таким образом, протяженность ВАГСЗ на юг, согласно нашим построениям, увеличивается почти на 1000 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.

2. Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай и др. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 12-23.

3. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Schärer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji, Trinh Ph. T. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. // Tectonophysics. 1995. V. 251. P. 3-84.

4. Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen F. Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // Int. J. Earth Sci. 2004. 93. P. 329-340.
5. The Tancheng-Lujiang wrench fault system // Xu J. (ed.) John Wiley and Sons, 1993. 253 p.
6. Tapponier P., Peltzer G., Armijo R., Le Dain A.Y., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. // Geology, 1982. V. 10. P. 611-616.
7. Van Hinsbergen D.J.J., Kapp P. Dupont-Nivet G., Lippert P.C., DeCelles P.G., Torsvik T.H. Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India // Tectonics, 2011. V. 30. TC5003. doi:10.1029/2011TC002908.

ГЕОХИМИЯ КРЕМНЕЙ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МАСШТАБ СУБДУЦИРОВАННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Кемкин И.В.[1,2], Кемкина Р.А.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: kemkin@fegi.ru
[2]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

В результате субдукции океанической коры под континент или островную дугу и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла в основании континентального или островодужного склона формируется комплекс сложнодислоцированных и многократно тектонически счешуенных осадочных образований, именуемый аккреционной призмой. Важным аргументом субдукционного механизма формирования аккреционных призм является присутствие в отдельных тектонических чешуях (слайсах) фрагментов первичного разреза осадочного чехла океанической коры, так называемых Oceanic Plate Stratigraphy Sequences (OPSS). Они сложены в нижней части пелагическими (кремневыми и карбонатными) образованиями, переходящими выше по разрезу в гемипелагические (кремнисто-глинистые) отложения, которые далее сменяются терригенными породами приконтинентальной области седиментации. В ходе дрейфа океанической плиты от зоны спрединга до зоны субдукции она пересекает на своем пути разные фациальные зоны, что отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических отложений гемипелагическими и, далее, терригенными. Зная возраст пород в таких кремнисто-терригенных последовательностях, можно определить местоположение соответствующих им участков океанической плиты в пределах океанического бассейна в конкретный отрезок времени. Однако, этой информации не достаточно, чтобы определить протяженность океанического бассейна и, соответственно, размер субдуцированной океанической коры.

За 40 лет геохимических исследований по характеру распределения химических элементов в водах и донных осадках Мирового океана накоплен огромный материал, позволивший разработать ряд геохимических критериев для реконструкции различных фациальных обстановок океанической седиментации. Эти исследования открывают новые возможности для палеогеографических, палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций, в особенности для регионов со сложным гетерогенным строением. Реконструкция местоположения в пределах океанической плиты фрагментов OPSS, установленных в призме, на основе геохимических характеристик слагающих их пород в совокупности с данными об их возрасте и времени аккреции позволяет рассчитать, с определенной долей условности, размер океанического бассейна и оценить масштаб субдуцированной океанической плиты. С этой целью было проведено геохимическое изучение позднетриасовых кремней из тектоно-стратиграфических комплексов (фрагментов OPSS) Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. Позднетриасовый интервал кремневых разрезов выбран не случайно. В данный отрезок геологического времени восточный край Палеоазиатского континента представлял собой пассивную окраину, восточнее которой располагалась Палеотихоокеанская (Изанаги) плита. В начале юры, в виду смены

геодинамической обстановки, вдоль восточной окраины Палеоазиатского континента сформировалась конвергентная граница. В течение юры в результате субдукции Палеотихоокеанской плиты под Палеоазиатский континент к его восточной окраине были последовательно аккретированы разновозрастные (т.е. разноудаленные от спредингового хребта) фрагменты ее осадочного чехла, интерпретируемые ныне как юрская аккреционная призма. В южном Сихотэ-Алине юрская призма представлена Самаркинским террейном, строение которого характеризуется как пакет сложнодислоцированных разновозрастных тектоно-седиментационных комплексов. Каждый комплекс состоит из многократно чередующихся тектонических пластин, где пластины терригенных пород (песчаники и алевролиты) «переслаиваются» с пластинами и чешуями плитчатых кремней, кремнистых аргиллитов, хаотических образований (субдукционный меланж) и, в меньшей мере, базальтов и габбро-гипербазитов. В составе террейна выделено пять таких последовательных (от верхнего структурного уровня к нижнему) комплексов (Себучарский, Амба-Матайский, Саратовский, Бреевский и Катенский), которые отражают историю процесса субдукции и частичной аккреции Палеотихоокеанской плиты. Следовательно, определив местоположение позднетриасовой части кремневых разрезов каждого тектоно-стратиграфического комплекса в пределах еще не субдуцированной Палеотихоокеанской плиты и рассчитав расстояния между ними, можно, с определенной долей условности, охарактеризовать масштаб субдуцированной океанической плиты и оценить мощность приращенной в результате этих процессов континентальной коры.

Уточнение фациальных обстановок накопления кремней выполнено на основе анализа распределения в них как петрогенных окислов, так и микро- и редкоземельных элементов. Диаграммы отношений петрохимических модулей ($Al_2O_3/Al_2O_3 + Fe_2O_3$, MnO/TiO_2, Fe_2O_3/TiO_2, $Fe_2O_3/100 - SiO_2$, $Al_2O_3/100 - SiO_2$) показывают, что кремни накапливались в пределах всей площади пелагиали. Амба-Матайским кремням соответствовал участок, примыкающий к переходной зоне от пелагиали к приконтинентальной области, кремням Саратовского и частично Бреевского комплексов – собственно пелагиали, а для части кремней Бреевского и для кремней Катенского комплексов реконструируется переходная зона от пелагиали к околоспрединговой области и околоспрединговая область соответственно. Расположение фигуративных точек части кремней Бреевского и кремней Катенского комплексов в околоспрединговой зоне обусловлено относительно высоким содержанием в них Fe_2O_3, что, связано, вероятно, с интенсивным влиянием на процесс кремненакопления гидротермальных металлоносных растворов. На диаграмме отношения MnO/TiO_2 фигуративные точки большей части кремней расположены в поле пелагической области седиментации, хотя три пробы легли в поле приконтинентальной области, но по причине не высоких содержаний TiO_2, а очень низких концентрации MnO (сотые процента), что связано, вероятно, с небольшой мобильностью Mn в ходе диагенеза.

Анализ содержаний микроэлементов показывает, что количества Zr, Rb, Hf, Th и Cr, присутствие которых в донных осадках обусловлено привносом терригенных обломков тяжелых минералов, в разы (от 2 до 10) меньше, чем в усредненном постархейском сланце, что свидетельствует о накоплении кремней на значительном удалении от терригенных источников. Напротив, содержания Pb, Cu, Ni, поступление в осадок которых в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов, практически сопоставимы и, даже, заметно превышают значения среднего постархейского сланца. Для ряда элементов отмечается закономерное изменение их количеств (увеличение либо уменьшение) от верхнего структурного уровня к нижнему. Например, значения Zr и Rb уменьшаются в ряду Амба-Матайский комплекс – Катенский комплекс от 50.12 и 43.70, соответственно, до 15.24 и 4.32 ppm, свидетельствуя о том, что Катенские кремни накапливались значительно дальше в пелагиали, чем Амба-Матайские. Содержания Pb и Ni, наоборот, плавно увеличиваются в этом направлении от

7.18 и 24.28, соответственно, до 33.27 и 53.24 ppm, указывая на то, что Амба-Матайские кремни накапливались на более значительном расстоянии от спредингового хребта, чем Катенские. Рассчитанные величины отношений Ti/V и V/Y для кремней всех комплексов располагаются в интервале ≥7 – ≤40 и ≥2 соответственно, что также указывает на накопление их в пелагиали.

Рассчитанные величины Ce/Ce* для позднетриасовых кремней находятся в пределах 0.75-0.88, что однозначно свидетельствует о накоплении их в пелагиале. При этом отмечается постепенное уменьшение величины цериевой аномалии от Амба-Матайского комплекса к Катенскому, что указывает на несколько бóльшую удаленность последнего от континента. На дискриминационной диаграмме La_n/Ce_n – $Al_2O_3/Al_2O_3+Fe_2O_3$, разработанной для идентификации седиментационных обстановок кремней Францисканского комплекса, фигуративные точки исследуемых кремней также расположились в области пелагической седиментации. Аналогичный вывод демонстрируют и рассчитанные значения нормированного к NASC (североамериканский композитный сланец) отношения Lu_n/La_n, величина которого для осадков пелагической области находится в интервале 0.37-0.87.

Результаты геохимического изучения кремней Самаркинского террейна убедительно свидетельствуют о накопление их в пелагической области, но на разных расстояниях от спредингового хребта. Самым удаленным от хребта был Амба-Матайский участок Палеотихоокеанской плиты, вторым – Саратовский, третьим – Бреевский, а ближе всех располагался участок, где накапливались Катенские кремни. Этот вывод полностью согласуется с данными по строению Самаркинского террейна и временем аккреции каждого комплекса. Первым субдуцируется и аккретируется участок океанической плиты наиболее удаленный от центра спрединга. Далее под него последовательно аккретируются более молодые участки, формируя, таким образом, пакет тектоно-стратиграфических слайсов.

Имея убедительные данные о фациальных обстановках накопления позднетриасовых кремней, а также данные о времени аккреции различных тектоно-седиментационных комплексов и рассчитанные скорости движения палеоокеанической плиты, можно, с определенной долей условности, определить размеры палеоокеанического бассейна и оценить масштаб аккретированной Палеотихоокеанской плиты к восточной окраине Палеоазиатского континента в ходе ее юрской субдукции.

Многочисленные данные по распределению и составу донных осадков Мирового океана, обобщенные в классических работах А.П. Лисицына в виде карт типов донных осадков, схем абсолютных масс, схем распределения мощности осадочного слоя и т.п., показывают, что бóльшая часть терригенного материала (чуть более 92%) осаждается в пределах подводных окраин континентов. Порядка 8% вещества суши в виде тонкого (пелитового) материала проникает в периферические зоны океана, где формирует смешанные терригенно-биогенные типы осадков. Ширина зоны терригенных осадков значительно варьирует, что связанно с темпами поступления обломочного материала, которые обусловлены климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностями, и изменяется от 500 км в аридных зонах до 1500 км в приполярных районах (за счет ледового разноса). В умеренных и экваториальной гумидных зонах ширина зоны терригенного седиментогенеза распространяется в среднем на 1000 км от берега.

Согласно литолого-биостратиграфическим данным, Амба-Матайский комплекс, представляющий собой самый удаленный от спредингового хребта фрагмент осадочного чехла Палеотихоокеанской плиты, сложен ранне-позднепермскими и триасовыми (от оленекского до норийского яруса) кремнями, поздненорийско-раннетоарскими глинистыми кремнями, ранне-среднетоарскими кремнистыми аргиллитами, позднетоарско-ааленскими аргиллитами и алевроаргиллитами и сменяющими их вверх по разрезу байос-батскими алевролитами и

песчаниками. Эти данные показывают, что рассматриваемый участок Палеотихоокеанской плиты подошел к зоне терригенной седиментации (~ 1000 км от палеоконтинента) где-то 182-181 млн. лет назад (ранний тоар, время начала накопления кремнистых аргиллитов, пород состоящих на 60% и более из глинистых терригенных минералов, 10-15% алевритовых частиц и до 25% раковин радиолярий). К желобу, где осуществляется преимущественно терригенная седиментация (в верхней части океанического склона аргиллиты, а в нижней – алевролиты и песчаники), данный участок подошел примерно 175-174 млн. лет назад (поздний тоар). Т.е. расстояние в 870-900 км (1000 км минус 75 км средняя ширина шельфов и минус 60 км средняя ширина желобов) данный участок шел 7 млн. лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты в интервале времени ранний-поздний тоар составляла 12-13 см в год. Если допустить, что в предшествующие тоарскому времени раннеюрские века скорость движения плиты была сопоставима, а согласно данным Маруяма в ранней юре скорость плиты Изанаги (Палеотихоокеанская) составляла 11 см в год, то за 20 млн. лет (с момента возникновения конвергентной границы и по достижению Амба-Матайского участка зоны терригенной седиментации) данный участок океанической плиты прошел еще порядка 2600 км. Т.е. в позднетриасовое время Амба-Матайский участок отстоял от желоба примерно на 3500 км.

Саратовский комплекс, соответствующий участку Палеотихоокеанской плиты, который располагался дальше в пелагиаль, включает позднепермские, триасовые и плинсбах-тоарские кремни, аален-раннебайоские кремнистые аргиллиты, среднебайоско-позднебатские аргиллиты и алевроаргиллиты и бат-келловейские алевролиты, сменяющиеся песчаниками. К зоне терригенной седиментации, согласно данным по возрасту пород, этот участок океанической плиты подошел около 175-174 млн. лет назад (поздний тоар), т.е. на 7 млн. лет позже Амба-Матайского участка. При скорости движения плиты 12-13 см в год Саратовский участок преодолел порядка 900 км, т.е. он отстоял от первого участка примерно на 900 км, а от желоба, где он впоследствии был субдуцирован и аккретирован, на 4400 км. К желобу Саратовский участок подошел в среднем байосе, т.е. 169 млн. лет назад. Таким образом, 870-900 км данный участок шел около 6 млн. лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты с аалена по средний байос составляла около 14-15 см в год.

Бреевский комплекс, состоящий из триасовых (начиная с анизия) и юрских (по аален включительно) кремней, ранне-среднебайоских кремнистых аргиллитов, позднебайос-позднебатских аргиллитов и алевроаргиллитов и келловейских алевролитов и песчаников, достиг зоны терригенной седиментации в раннебайоское время (172-171 млн. лет назад), т.е. на 3 млн. лет позже Саратовского участка. При скорости движения океанической плиты в этот временной отрезок равной 14-15 см в год, нетрудно рассчитать, что Бреевский участок отстоял от Саратовского на 420-450 км, а от желоба на момент накопления позднетриасовых кремней примерно на 4820-4850 км. Время движения этого участка Палеотихоокеанской плиты до желоба, в соответствии с данными о возрасте пород, заняло 4 млн. лет (с раннего байоса (172-171 млн. лет) по ранний бат (168-167 млн. лет)), т. е. скорость движения плиты в байосе составляла около 21-22 см в год.

Самая молодая тектоно-стратиграфическая единица Самаркинского террейна Катенский комплекс сложен оленек-среднебатскими кремнями, позднебат-келловейскими кремнистыми аргиллитами, оксфордскими аргиллитами и алевроаргиллитами и титонскими алевролитами и песчаниками. Следовательно, к зоне терригенной седиментации данный участок океанической плиты подошел в позднебатское время (167-166 млн. лет назад), т.е. примерно на 5 млн. лет позже Бреевского участка. За это время при скорости 21-22 см в год Катенский участок преодолел около 1050-1100 км, которые отделяли его о Бреевского участка. Соответственно, в позднетриасовое время Катенский участок отстоял от окраины континента примерно на 6000 км.

Еще 4 млн. лет ушло, чтобы данный участок достиг зоны желоба (с167-167 по 163-162 млн. лет назад). Т.е. в бат-раннеоксфордское время скорость движения Палеотихоокеанской плиты также была порядка 21-22 см в год.

Таким образом, рассчитанные на основе геохимических и биостратиграфических данных местоположения вышеупомянутых тектоно-стратиграфических комплексов Самаркинского террейна в пределах еще не субдуцированной Палеотихоокеанской плиты показывают, что примерно за 50 млн. лет (юрский период) под восточную окраину Палеоазиатского континента было субдуцировано и частично аккретировано около 6000 км океанической литосферы. В действительности же размер палеоокеанического бассейна был несколько больше, так как геохимические характеристики изученных кремней не показали принадлежность их к собственно околоспрединговой (в радиусе 400 км от хребта) зоне. Хотя для Катенского участка Палеотихоокеанской плиты отмечается существенное влияние на процесс кремненакопления гидротермальных металлоносных растворов. Это обстоятельство дает основание предполагать, что Катенский участок располагался в непосредственной близости к околоспрединговой зоне. Из этого следует то, что размер палеоокеанического бассейна был, как минимум, на 500 км больше (т.е. порядка 6500 км).

В современной структуре Сихотэ-Алиня ширина выхода аккретированных фрагментов Палеотихоокеанской плиты (интенсивно дислоцированные породные ассоциации Самаркинского террейна) почти на два порядка меньше. Они картируются в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 80-85 км. Исходя из общего структурного плана и характера залегания пород террейна, мощность приращенной континентальной литосферы (за счет аккретированных фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты) должна составляет не менее 36 км. Эта цифра полностью согласуется с геофизическими данными.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ

Климова Е.В.[1] , Матреничев В.А.[1,2]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, katya_kli@list.ru

[2] Институт наук о Земле Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

С системой вода-порода связаны многочисленные и крайне важные геологические процессы: мобилизация, перенос, рассеивание и концентрирование химических элементов в разных геохимических средах; транспортировка вещества, его отложение в бассейнах седиментации. Поэтому проблема взаимодействия воды с горными породами привлекает большое внимание. Интерес к дренажным растворам в связи с проблемой выветривания горных пород и формирования коры выветривания начался с изучения подвижности химических элементов и стадийности выщелачивания последних из алюмосиликатных горных пород.

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста, тем не менее, это единственный геологический объект, возникающий в результате взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы и позволяющий реконструировать особенности этих оболочек на разных стадиях эволюции Земли. Целью работы было экспериментальное моделирование выщелачивания метабазальтов в различных pH-Eh условиях.

Для экспериментов по выщелачиванию метабазальтов были использованы образцы вулканитов основного состава Онежской структуры. Людиковийские вулканические породы Онежской структуры (о. Суйсарь) представлены массивными, афировыми лавами, агломератовыми потоками, а также лавами с подушечной текстурой. В минеральном составе вулканитов острова Суйсарь присутствуют порфировые вкрапленники авгита (~ 20 об.%), плагиоклаза (~ 41 об.%), хлорита (~ 27 об.%), также в незначительном количестве встречается микроклин сфен (~ 6 об.%) и (~ 4об.%) [3]. Возраст пород суйсарской свиты составляет 1975±24 млн. лет [1].

Образцы пород были предварительно раздроблены в механической дробилке, затем разделены по фракциям ситованием. Для экспериментов использовалась фракция размером от 0.25 – 0.5 мм. Образец помещался в кислый и щелочной растворы (pH – 3 и 10). Для приготовления растворов использовались дистиллированная вода, серная кислота (ЧДА) для раствора с pH=3 и аммиак (ЧДА) для раствора с pH=10. Первая серия экспериментов проводилась в кислородных условиях, время взаимодействия раствора с породой составило от 10 минут до 4 суток. Вторая серия экспериментов проводилась в аргоновой среде, без доступа кислорода, время взаимодействия породы с раствором составило 1 сутки и 4 сутки. После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы и проанализированы. Также были проанализированы начальные растворы до взаимодействия с породой. Катионный состав растворов определялся методами атомной адсорбции и ICP-MS. Кислотность исходных и полученных в результате экспериментов растворов определялась pH-метром InoLab.

Экспериментальные растворы после взаимодействия с породой приобретали щелочную реакцию (pH=10).

При выщелачивании вулканитов в кислородной среде при pH=3, сумма катионов экспериментальных растворов постепенно увеличивается от 14 мг/л при коротких экспериментах до 26 мг/л при экспериментах длительностью 4 сутки. В растворах при pH=10 в кислородной среде сумма катионов увеличивается от 4 мг/л при времени эксперимента 10 минут до 10 мг/л при времени проведения эксперимента 4 сутки. В восстановительных условиях (pH=10, pH=3) сумма катионов почти не изменяется и составляет ~10 мг/л (табл. 1).

В кислородной среде при pH=3 суммарная концентрация лантаноидов постепенно уменьшается от 2 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.1 мкг/л при времени взаимодействия 4 суток (см. табл. 1). Концентрация La при времени проведения эксперимента от 10 минут до 4 суток уменьшается от 0.3 мкг/л до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода уменьшается от 20 (при времени взаимодействия 10 минут) до 10 (при времени взаимодействия четверо суток).

В окислительных условиях при pH=10 суммарная концентрация РЗЭ почти не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента. Отношение La/Yb уменьшается от 7 при коротких экспериментах до 4 при длительных экспериментах. В восстановительных условиях (pH=3, pH=10) суммарная концентрация РЗЭ уменьшается на порядок при времени взаимодействия от 1 суток до 4 суток. Отношение La/Yb в восстановительных условиях увеличивается. При pH=3 вариации отношения составляют 11<La/Yb<25, при pH=10 отношение 10<La/Yb<20.

Результаты экспериментов по выщелачиванию метабазальтов свидетельствуют о том, что максимальные концентрации катионов в дренажных растворах формируются в кислотных условиях и окислительной атмосфере. В этих условиях суммарная концентрация катионов варьирует от 14 млг/л. до 26 млг./л. Концентрация в растворе большей части компонентов увеличивается в связи с увеличением длительности эксперимента, однако концентрации Al, Fe, P, Pb и РЗЭ в экспериментах длительностью 1 сутки и более, наоборот уменьшаются. Аналогичное поведение этих элементов наблюдалось в экспериментальном исследовании взаимодействия

пещерных глинистых отложений с водными растворами [4]. В минеральном составе пещерных глинистых отложений важнейшую роль играет смешанослойное образование иллит-смектит [5]. Вероятно сорбция Al, Fe, P, Pb и РЗЭ слоистыми алюмосиликатами определяет состав экспериментальных растворов.

Таблица 1. Состав экспериментальных растворов.

t, сут	$Кат^+$	РЗЭ	La/Yb_N	K/Na	Ca/Na
pH=3, окислительные условия					
0.007	14	2.01	20	0.6	3.6
0.042	16	1.55	17	0.6	2.3
1	24	0.19	17	0.6	2.0
4	26	0.12	10	0.7	2.1
pH=3, восстановительные условия					
1	12	0.15	11	0.5	0.8
4	11	0.09	25	0.6	1.1
pH=10, окислительные условия					
0.007	4	0.19	7	0.6	0.3
0.042	5	0.16	7	0.7	0.2
1	7	0.12	3	0.6	0.2
4	10	0.11	4	0.7	0.2
pH=10, восстановительные условия					
1	8	0.19	10	0.6	0.3
4	9	0.06	20	0.5	0.2

Примечание: $Кат^+$ - суммарная концентрация катионов, мг/л; РЗЭ – суммарная концентрация лантаноидов, мкг/л.

Наименьшие изменения концентрации, вне зависимости от изменения условий эксперимента, наблюдаются для Na. Его концентрация в растворах варьировала от 2 до 4 млг/л и более зависит от длительности взаимодействия вода – порода, чем от изменения кислотности раствора или от степени окислительности атмосферы. Примечательно, что практически идентичные концентрации Na наблюдались в экспериментах по выщелачиванию гранитоидов [2]. Вариации содержания калия в растворах несколько выше, но взаимосвязаны с вариациями Na в результате чего отношение K/Na в полученных растворах не зависит от времени и условий проведения эксперимента и устойчиво ниже единицы, составляя в среднем 0.62.

Состав кислотных и щелочных растворов после взаимодействия с метабазальтами заметно различается. Суммарная концентрация катионов в кислотном растворе в 2.5 раза превышает минерализацию щелочного раствора. Однако эти различия связаны с повышенной концентрацией в кислотных растворах Ca и Mg (рис. 1), тогда как остальные компоненты растворов не различаются.

Влияние кислородной атмосферы на состав экспериментальных растворов отмечается только для кислотных условий. Главные различия состава растворов полученных при выщелачивании метабазальтов состоят в значительном уменьшении концентрации Ca и Mg в растворе с инертной атмосферой. Состав щелочных растворов после взаимодействия с метабазальтами, как в кислородной, так и в инертной атмосфере – практически не различается.

Таким образом, основными результатами экспериментального исследования мобилизации вещества при взаимодействии кислотных и щелочных растворов с метабазальтами в кислородной и инертной атмосфере являются выводы о том, что:

1) максимальные концентрации катионов наблюдаются в кислотных растворах при взаимодействии вода-порода в кислородной атмосфере.

2) минимальная минерализация характерна для щелочных растворов вне зависимости от содержания кислорода в атмосфере.

3) отсутствие кислорода в атмосфере понижает общую минерализацию растворов за счёт уменьшения концентрации Ca и Mg.

4) отношение K/Na в дренажных растворах при выветривании метабазальтов не зависит от времени и условий и устойчиво ниже единицы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-35-00136.

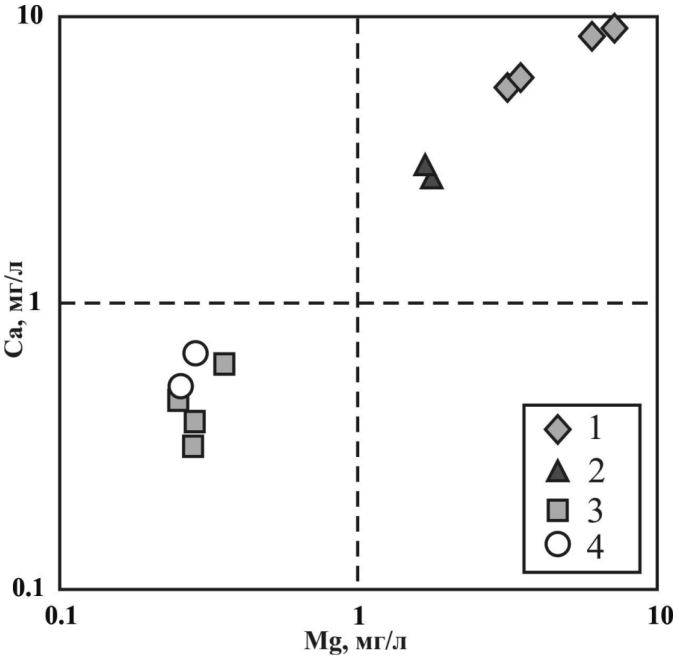


Рис.1. Диаграмма Ca-Mg для экспериментальных растворов. Условные обозначения: 1 – кислые, окислительные условия; 2 – кислые, восстановительные условия; 3 – щелочные, окислительные условия; 4 – щелочные, восстановительные условия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) // Петрозаводск: КНЦ РАН. 1999. 96 с.

2. Климова Е.В., Матреничев В.А. Экспериментальные исследования перераспределения элементов при выщелачивании гранитоидов в кислородных и анаэробных условиях. Материалы конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток. 2015. 191 с.

3. Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит. Сборник статей молодых ученых ИГГД РАН. 2010. С. 223-255.

4. Матреничев В.А., Климова Е.В. Особенности дренажных растворов докембрийских кор выветривания. Экспериментальное моделирование перераспределения РЗЭ в гипергенном профиле. Материалы конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток. 2015. 198 с.

5. Матреничев В.А., Климова Е.В. Глинистые отложения пещер. Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 4. С. 64-81.

ДУПЛЕКСНЫЕ ЗОНЫ УЧАСТКА СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ

Корольков А.Т.

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, e-mail:baley51@mail.ru

Строительство участка Северо-Муйского тоннеля трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ) продолжалось очень долго, потребовало усилий большого коллектива специалистов и непредвиденных затрат, значительно превысивших проектные. Этот отрезок БАМ сравним по затратам и сложности со строительством Кругобайкальской железной дороги Транссибирской магистрали («золотой пряжки Транссиба»).

Северо-Муйский тоннель начали строить, не имея более надежной картографической основы для проектирования, чем геологическая карта масштаба 1:50000, которая была составлена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков.

Остро вопрос о детальном инженерно-геологическом изучении участка Северо-Муйского тоннеля встал после гибели нескольких проходчиков тоннеля, которые вскрыли мощную обводненную рифтогенную зону разлома. После этого были приглашены специалисты из разных организаций Москвы, Иркутска, Улан-Удэ и других городов. В п. Северомуйск создали комплексную геолого-гидрогеологическую партию [3]. Структурно-геологическую карту масштаба 1:10000 в девяностых годах прошлого века составила группа геологов: В.Г. Гладков (руководитель), А.Т. Корольков, А.А. Матвейчук, М.М. Намолова, М.М. Федоров [2]. Все наблюдения увязаны с результатами подземной документации тоннеля и сопровождающих его выработок, которые производились под руководством опытного геолога А.Б. Френкеля. Московские специалисты в это же время, используя геологическую основу 1:10000 масштаба, составили детальную инженерно-геологическую карту. В 1987 году в Институте земной коры СО АН СССР создали межлабораторный коллектив, детально изучивший разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона [4]. Однако результаты детального структурно-геологического картирования в изданной этим коллективом монографии практически не отражены. Проведенные геологами-съемщиками полевые и подземные структурно-геологические исследования выявили сложную природу блоково-разрывной структуры рассматриваемой площади.

Преобладающими породами участка являются раннепалеозойские (возможно, частично докембрийские) гранитоиды, условно разделенные на три фазы. В процессе картирования было выделено 9 разновидностей пород. К первой фазе отнесены: 1) граниты средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые порфировидные, 2) граниты средне-крупнозернистые биотитовые порфировидные, 3) граниты мелко-среднезернистые со шлировыми стяжениями биотита. Ко второй фазе отнесены: 4) граниты средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые, 5) граниты средне-крупнозернистые биотитовые, 6) граниты пегматоидные крупноблочные. К третьей фазе отнесены: 7) граниты мелкозернистые биотитовые, 8) пегматиты гранитные плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые и микроклиновые, 9) аплиты.

Муякан-Ангараканская межвпадинная перемычка, через которую прокладывался Северо-Муйский тоннель, сложена гранитами, возникшими путем магматического замещения древней осадочно-метаморфической толщи. По элементам залегания слоистости в скиалитах, гнейсовидности в гранитах и полосчатости (слоистости) многочисленных крупных и мелких ксенолитов была реставрирована «просвечивающая» структура субстрата – Окусиканская брахиантиклинальная складка северо-западного простирания размером 5-7 х 15-18 км. Ось брахисинклинали изменяет простирание от широтного на юго-востоке (правый борт р. Окусикан) до северо-западного на северо-западе (левый борт р. Итыкита). В свою очередь Окусиканская брахиантиклиналь входит в состав более крупной и протяженной пликативной структуры, прослеженной от р. Муя до р. Верхняя Ангара (рис. 1).

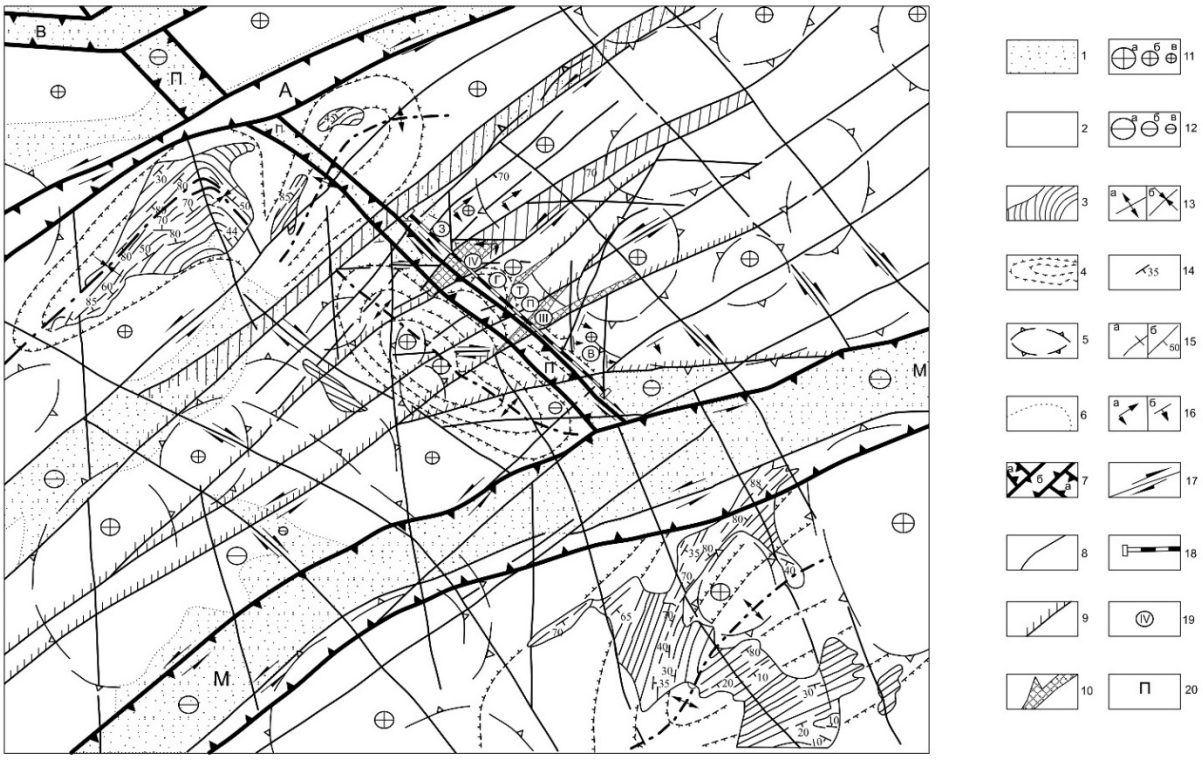


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема участка Северо-Муйского тоннеля. Составлена А.Т. Корольковым по материалам детального картирования.

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – позднепротерозойские палингенно-метасоматические гранитоиды; 3 – нижнепротерозойские метаморфические образования; 4 – элементы складчатой структуры гранитизированного субстрата (Окусиканская брахиантиклиналь); 5 – купольные структуры, выделенные по аэрофотокосмическим, морфометрическим и геофизическим данным; 6 – границы кайнозойских отложений; 7 – границы зон генеральных разломов: а) докембрийского заложения, б) мезокайнозойского возраста, пересекающие зоны разломов докембрийского заложения; 8 – региональные разломы со слабо проявленной аргиллизацией пород; 9 – региональные разломы с умеренной степенью дезинтеграции и аргиллизации пород; 10 – участки разломов с интенсивно дезинтегрированными и аргиллизированными породами вблизи Северо-Муйского тоннеля; 11 – блоковые поднятия: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; 12 – блоковые опускания: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; 13 – оси складчатых структур: а) антиклинальных, б) синклинальных; 14 – элементы залегания полосчатости и складчатости метаморфических пород; 15 – элементы залегания разрывных нарушений: а) вертикальные, б) наклонные; 16 – преобладающие кинематические типы движений по региональным разломам: а) сбросо-сдвиговые, б) сбросовые; 17 – генеральные и региональные сдвиговые перемещения по разломам; 18 – проекция оси Северо-Муйского тоннеля (15,3 км); 19 – главные блоково-разрывные структуры, выделенные вблизи тоннеля: **З** – Западный блок, **IV** – Четвертая тектоническая зона, **Г** – Гольцовый блок, **Т** – Троговая тектоническая зона, **В** – Восточный блок (Третья тектоническая зона); 20 – Индексы зон генеральных разломов: **А** – Амнундинский, **В** – Верхнеангарский, **М** – Муяканский, П – Перевальный.

Перевальная долина и Северо-Муйский тоннель располагаются на северо-восточном крыле Окусиканской брахиантиклинали, осложненном субмеридиональными брахиформными изгибами второго порядка, к которым приурочен Гольцовый блок (точнее, блоко-купол) и другие более мелкие купола от 0,3-0,5 до 1,5 км в поперечнике.

Анализ плоскостных и линейных элементов в скиалитах, ксенолитах и гранитах позволил выделить не менее двух генераций складок в осадочно-метаморфической толще в догра-

нитное время (F_1 и F_2) и куполообразование в период становления гранитов (F_3). Со складчатостью было сопряжено закономерное образование многочисленных разрывных нарушений и трещин, подновленных в рифтогенное кайнозойское время.

Обобщение материалов картирования и составленной автором структурно-тектонической схемы участка Северо-Муйского тоннеля позволяют выдвинуть гипотезу сложного дуплексного развития системы мезо-кайнозойских разломов территории (рис. 2), на схеме буквенные индексы разломов и кинематика движения идентичны см. рис. 1.

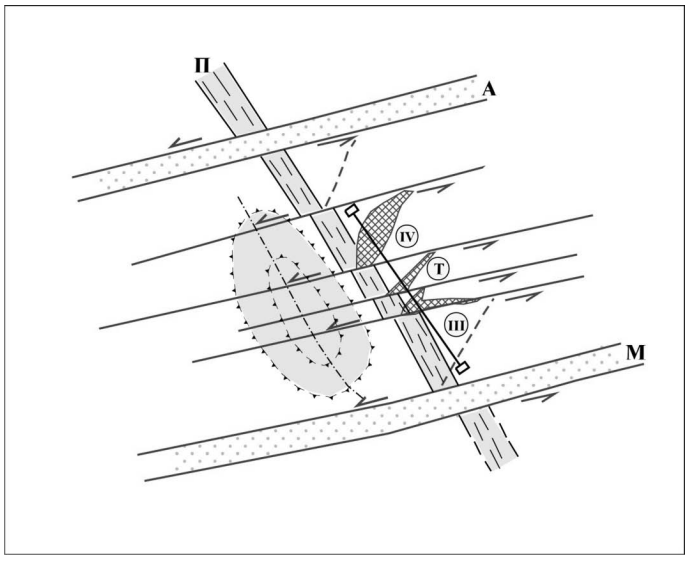


Рис. 2. Схема дуплексов с растяжением на участке Северо-Муйского тоннеля.

В целом на участке Северо-Муйского тоннеля наблюдается соответствие результатам тектонофизического моделирования для всей Байкальской рифтовой зоны [5].

Дуплексные структуры типа пулл-апарт (pull-apart) развиты к югу от оз. Байкал в Тункинской долине [6]. Однако условий для развития крупных впадин к северу от оз. Байкал в районе Северо-Муйского тоннеля не образовалось, возможно, из-за общего поднятия территории, преобладающего гранитного субстрата и меньшей интенсивности проявления левосдвиговых дислокаций. Но глубокое проникновение дезинтергации, аргиллизации и обводненности гранитоидов (включая термальные источники) в Третьей, Троговой и особенно Четвертой тектонических зонах позволяют предполагать циркуляцию низкотемпературных гидротермальных растворов [1]. Активное углубление и расширение этих зон рифтогенных разломов происходило в соответствии с развитием Байкальской рифтовой зоны по модели гигантского левостороннего сдвига. Не исключено, что здесь формируются зарождающиеся системы пулл-апарт (pull-apart).

Таким образом, детальное геологическое картирование показало, что сложная разрывная структура гранитоидов участка Северо-Муйского тоннеля имеет унаследованный характер, подчиняется общим закономерностям формирования Байкальской рифтовой зоны и возникла в результате длительной геологической эволюции этого блока земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладков В.Г. Аргиллизиты Северо-Муйского тоннеля / В.Г.Гладков, Т.К. Ломоносова, А.Т. Корольков // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Часть I. Иркутск. НТГО и ВостСибНИИГГиМС. 1989. С. 89-91.

2. Корольков А.Т. Влияние древней гранитной тектоники на кайнозойскую структуру (на примере участка Северо-Муйского тоннеля) / А.Т.Корольков, А.А.Матвейчук // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященной памяти академиков Н.А.Логачева и Е.Е.Милановского. Под ред. С.В.Рассказова, А.М.Никишова, С.П.Приминой. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. Т. 1. С. 184-186.
3. Мельничук Н.Л. От Байкала до Витима. Воспоминания о БАМе (1979-1989 г.г.) / Н.Л.Мельничук. Винница: ЧП Балюк. 2007. 102 с.
4. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона / Саньков В.А. [и др.]. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1991. 111 с.
5. Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ / К.Ж.Семинский // Геотектоника. 2009. № 6. С. 1-7.
6. Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modeling approach // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 91-117.

Триггерные механизмы формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений и их связь с разрывами

Лунина О.В., Гладков А.С.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: lounina@crust.irk.ru

Землетрясения, природа которых в большинстве случаев связывается с тектоническими движениями по разломам, являются одним из самых ярких показателей активности границ литосферных плит. Они же есть главный фактор для возникновения различных геологических процессов, которые в случае масштабного развития могут быть опасными. К таковым относится и проседание, рассматриваемое в настоящей работе, цель которой – обратить внимание специалистов на триггерные механизмы формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений и их связь с разрывами.

По определению провалы и просадки – это отрицательные формы рельефа, образующиеся под действием внешней нагрузки или собственного веса в результате оттаивания мерзлого грунта, суффозии, вибрации и других причин. По своей сути они отличаются скоростью формирования. Первые происходят внезапно, вторые формируются относительно более длительное время и могут предшествовать провалам. По внешним признакам структуры различаются морфологией стенок (рис. 1).

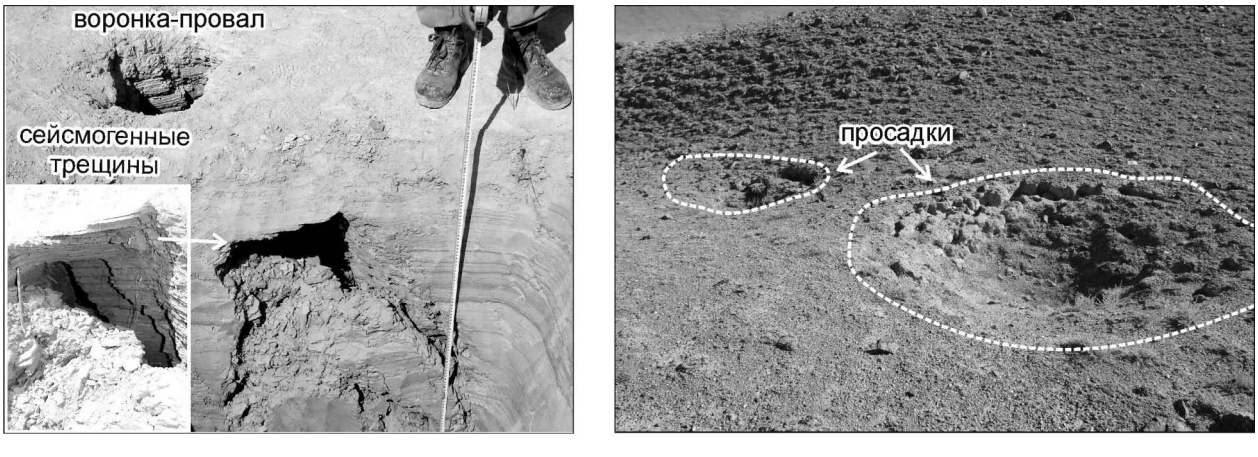


Рис. 1 – Провалы и просадки, индуцированные Чуйским землетрясением 2003 г. на Горном Алтае (слева – провал в ленточных глинах над сейсмогенными трещинами в долине р. Талтура, недалеко от с. Бельтир; справа – просадки в валунно-галечных отложениях), фото 2010 г.

По сравнению с разрывообразованием, разжижением и сейсмогравитационными процессами, проседание менее описано в эпицентральных зонах исторических и современных землетрясений. Так, например, согласно базе данных косейсмических эффектов, составленной для юга Сибири и сопредельной территории Монголии в рамках координат 80°-124° в.д. и 42°-62° с.ш. [3], сведения об образовании провальных воронок имеются только для Муйского (1957 г., Ms=7,6), Среднебайкальского (1959 г., Ms=6,8), Мондинского (1950 г., Ms=7,0), Чуйского (2003 г., Ms=7.5), Урэг-Нурского (1970 г., Ms=7), Гоби-Алтайского (1957 г., Ms=8,1) и Олекминского (1958 г., Ms=6,5) землетрясений. Тем, не менее, уже эти макросейсмические описания свидетельствуют о возможности сейсмогенного образования провалов и просадок. Известно также, что сейсмические события 1967 г. в районе оз. Большое Леприндо (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) инициировали развитие термокарстового лога длиной 650 м, шириной 10-15 и глубиной до 6 м, а спустя 21 год после Муйского землетрясения сейсмогенные просадки увеличились в размере по внешним признакам [1].

Нами изучение провалов и просадок земной поверхности проводилось в эпицентральных зонах Мондинского (юго-западное Прибайкалье) и Чуйского (Горный Алтай) землетрясений, где в ленточных глинах, валунно-галечных и песчано-гравийных отложениях было задокументировано 53 и 63 воронок, соответственно. Для 36 из них в эпицентральной зоне Мондинского землетрясения измерены площадь и глубина, которые колеблются от 0,11 до 5100,69 м^2 и от 0,1 до 8 м, соответственно. Повсеместно в пространстве они сопряжены с разрывными нарушениями. Их связь с разрывами доказывается изображениями на георадарных разрезах, на которых видно, что проваливание осадков происходит над зонами сейсмогенных дислокаций.

В эпицентральной зоне Чуйского землетрясения у воронок измерялись глубина проседания, простирание и длина длиной и короткой осей. Максимальный размер воронки равен 10,26×10 м, минимальный 0,4×0,33 м. Максимальная зафиксированная глубина – 1,3 м, минимальная 0,02 м. По типу они были разбиты на три категории: В1 – образовавшиеся на месте ранее произошедших выбросов осадочного материала с водой вдоль трещин; В2 – приуроченные к сейсмотектоническим трещинам; В3 – с неясным происхождением. Роза-диаграммы простираний длинных осей просадок категории В1, инъекционных даек, образующихся в результате разжижения и флюидизации, а также сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения четко показывают, что все эти структуры взаимосвязаны между собой. Их длинные оси имеют преимущественное СЗ–ЮВ (главное) и субширотное (второстепенное) направление. При рассмотрении простираний длинных осей всех воронок без разделения на категории, отмечается больший разброс лучей на розе-диаграмме, и выделяется третье СВ–ЮВ направление. Однако анализ данных по участкам, где группируются точки наблюдения, показывает, что ориентировка длинных осей воронок сильно зависит от направления первичных сейсмогенных и вторичных сейсмогравитационных разрывов, откартированных в конкретном месте.

Анализ полевого фактического материала и литературы позволяет предложить нам несколько механизмов, которые служат триггерами для формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений:

1. Катастрофическое образование непосредственно в момент сейсмической вибрации за счёт быстрого уплотнения рыхлого грунта, что обусловлено литологическими и структурными особенностями строения осадочной толщи. Позднее развитие просадок, может продолжаться за счёт суффозионных процессов.

2. Образование за счёт деградирования островной мерзлоты в сейсмогенных трещинах, которые служат проводниками тепла, поступающего как с поверхности Земли в летнее время года, так и с ее глубин. Землетрясения изменяют криогенное строение и физико-механические параметры грунта, в частности деформационные и прочностные свойства, пористость, плот-

ность, увлажнение [2]. Отложения сезонно-талого слоя, благодаря географо-климатическим условиям Мондинской впадины и ее окрестностей, где имело место одноименное землетрясение, также могли интенсивнее эродироваться в трещинах и термокарст там прогрессировал. Следует заметить, что глубина сезонного промерзания в гравийно-галечных грунтах Тункинской долины в юго-западном Прибайкалье, достигает 4 м [4], что совпадает с глубиной, до которой, судя по георадиолокационному разрезу, проваливаются осадки.

3. Образование над сейсмогенными трещинами, не достигшими земной поверхности всего лишь нескольких метров, за счет выноса частиц породы фильтрующейся через нее дождевой водой (частный случай суффозии). Как показывают наблюдения в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, такие провалы образуются в течение первых нескольких лет после события.

4. Компенсационное образование, являющееся следствием выдавливания разжиженного осадочного материала с глубины, в результате чего на поверхности образуется вал, а на сопряжении с ним – понижение. Такие просадки имеют значительно меньшие размеры по сравнению с термокарстовыми и суффозионными. Иногда они выстраиваются линейно, маркируя разрывы, слабо выраженные на поверхности.

Типы триггерных механизмов могут комбинироваться, но очень важно учитывать их при изучении провалов и просадок в сейсмически активных областях. Сейсмически индуцированные просадки обычно развиваются не далее 2 км от ближайших разломов и не далее 40 км от сейсмоактивного разлома, с которым может быть связано землетрясение и образовавшиеся при этом отрицательные структуры. Более 90% из них развиваются в радиусе 20 км от эпицентра предполагаемого события. Используя глубину и площадь сейсмогенных воронок можно вычислить минимальную пороговую интенсивность сотрясений по шкале MSK-64 и магнитуду Ms события, при котором они образовались [3]. Однако, необходимо помнить, что рельеф местности, трещиноватость горных пород и интенсивность экзогенных процессов оказывают существенное влияние на постсейсмическое укрупнение воронок. Тем не менее, информация о сейсмически индуцированных проседаниях может дать полезную информацию для поиска и изучения эпицентральных зон палеоземлетрясений, а также для прогнозирования сопутствующих геологических процессов (разжижения, склоновых движений), которые могут происходить в регионах, расположенных на активных границах литосферных плит.

Работа выполнена в Институте земной коры СО РАН при частичной поддержке Российским научным фондом, проект № 14-17-00007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2010. 312 с.

2. Лещиков Ф.Н. Сопряженное положение сейсмических событий и криогенных процессов в Прибайкалье // Сейсмическая опасность и воздействия: Тезисы Международной научной конференции, посвященной памяти проф. О.В. Павлова. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2000. С. 23-25.

3. Лунина О.В., Андреев А.С., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1294-1313.

4. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. 1981. 168 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФУНДАМЕНТЕ ПРИМОРЬЯ

Максимов С.О.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: handar7@mail.ru

Приморье, располагаясь в переходной области Евразийского континента к Тихому океану, и представляет полигон для исследований процессов мезозой-кайнозойского взаимодействия океанических и континентальных плит, сопряжённого магматизма и эволюции корового вещества. Одним из ключевых и дискуссионных является вопрос о присутствии в фундаменте региона древней континентальной коры. Согласно исследованиям некоторых геологов [4, 10], Сихотэ-Алинская окраина Евразии сформирована в результате аккреции террейнов различных геодинамических обстановок и перемещённых иногда за тысячи километров. Постулируется также отсутствие в составе фундамента Приморья древней континентальной коры. В то же время имеется ряд прямых и косвенных взаимодополняющих изотопно-геохимических и геологических признаков её практически площадного распространения. Важным критерием представляются модельные датировки разновозрастных осадочных, метаморфических и интрузивных (главным образом гранитоидных) образований, рассчитанные на основании Sm-Nd изотопных характеристик [10]. Обращаем внимание на то, что модельный возраст большинства исследованных объектов на территории Приморья при небольших вариациях отвечает среднему протерозою, что представляет, на наш взгляд, также свидетельство возможного участия в их составе коровой компоненты и более древнего: архей (?) – раннепротерозойского возраста. Модельный Sm-Nd возраст, как известно, отражает время отделения, изъятия вещества (точнее его Sm-Nd компоненты) из гомогенного источника: хондритового резервуара или DM и фактически подразумевает время пребывания в коре [13]. После того как коровое вещество сформировалось, Sm/Nd отношение в нем не изменяется и остается однородным, составляя около 0,13. На этих принципах и основан расчёт модельного возраста пород (протолитов). Модельный возраст протолитов гранитных магм интерпретируется как отражение разновременного вклада различных источников. Если в его формировании участвовало несколько источников, то модельный возраст будет представлять их усреднённый вклад. Добавка вещества молодых мантийных выплавок и последующая его гомогенизация в составе осадочных отложений направленно уменьшает их модельный возраст. Вся докембрийская и фанерозойская история территории Приморья представляет время многократных внедрений мафических мантийных магм, что фиксируется распространённостью метабазальтовых амфиболитов в составе нахимовского комплекса (PR_2), присутствием кембрийских офиолитов. Самые масштабные процессы рифтогенеза и апвеллинга мантийных магм произошли в Приморье в перми и отвечают крупнейшим тектоническим перестройкам этого времени на Земле: массовым излияниям траппов, рифтообразованию. Ещё одним актом поступления мантийного вещества явилось формирование меймечит-пикритовой серии (J_3–K_1) и комагматичных им расслоенных интрузий пироксенитов и щелочных габброидов. Их вещество, гомогенизируясь в составе осадочных отложений, наследуется гранитами в процессе гранитизации и переплавления, что приводит фактически к омоложению их модельных датировок (подобно его вхождению в состав осадочных толщ и омоложению их модельного возраста). Большинство гранитных (P_3) интрузий Южного Приморья характеризуется повышенной минералогической и петро-геохимической мафичностью. Особенно контрастно процессы гранитизации проявились при становлении гранитных массивов на полуострове Муравьёва-Амурского и о. Русский, где широко распро-

странены пермские отложения владивостокской свиты существенно метабазитового состава. Из-за высокой резистентности, мафичности гранитизируемых субстратов образуются массивы мела-мигматит-гранитов, насыщенных не полностью гранитизированным и гомогенизированным реститовым меланократовым веществом протолита. Для всех подобных примеров гранитизации и последующего переплавления вещества протолита, включающего относительно молодое мафическое вещество мантийных выплавок, характерно омоложение их модельного возраста. Это, возможно, определяет относительно омоложенные неодимовые модельные датировки и верхнепермских гранитов. Преобладание средне-позднепротерозойских модельных датировок [10] и близость значений модельных Nd возрастов гранитов и вмещающих осадочных комплексов отражают ведущий механизм становления гранитных массивов – процессы гранитизации и магматического замещения коровых протолитов с наследованием их Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, претерпевших лишь определённую модификацию. Но это не отрицает возможности существования древней зрелой континентальной коры в фундаменте Приморья. Показательно, что наиболее древние, раннепротерозойские значения модельного возраста имеют аркозовые песчаники Журавлевского и Таухинского террейнов (2460 и 2284 млн. лет) по (T Nd (DM2) (табл. 1) [10], а наиболее омоложенные модельные датировки (789-865 млн. лет) характерны для мигматит мела-гранитов о. Русский, сохраняющих не гомогенизированный реститовый материал пермских метабазитов. Полученные нами модельные датировки базальтов Шуфанского плато достигают значений 2875 млн. лет (T Nd (DM) (Борисовская постройка), а для базальтов Шкотовского плато (Южное Приморье) значения колеблются около 1 млрд. лет, что отражает относительную древность мантийно-корового литосферного уровня, несмотря на многократное и более масштабное его омоложение в результате апвеллинга и андерплейтинга мантийных магм. Как подчёркивалось в [10]: «главное замечание состоит в неверной формулировке самого утверждения об отсутствии древних изотопных датировок. Тот факт, что изотопные метки стёрлись, ещё не говорит, что исчез объект, в который они были включены». Очевидно, что значительный вклад в баланс этих субстратов, судя по характеру вариаций модельных возрастов, вносили и древние коровые источники. В итоге это обусловило усреднённые протерозойские значения модельных возрастов для всей массы верхне-корового силикатного вещества складчатых терригенных комплексов Приморья, составляющей по грубой оценке более 21×10^{15} тонн. Последние цифры - однозначное свидетельство формирования терригенных пород за счёт переотложения древнего вещества in situ, а не в результате локального поступления из кратонных областей, тем более, с **океанических территорий**. Результаты детальных структурных исследований деформационной динамики Приморья [8] показали, что основным механизмом образования складчатости акреционных призм являлось продольное сжатие и деформация сплющивания, а не субдукционное надвигообразование и пакетирование. Установлена аналогия внутреннего деформационного структурного плана гранитов Тафуинского массива (Є) (крайний юго-восток Приморья) с одновозрастными образованиями восточной окраины Ханкайского массива (северо-запад Приморья), что может отражать существование единого монолитного кембрийского ансамбля территории, конформно реагирующего на изменения внешних динамических полей в течение строгих временных циклов. Основной объём терригенных отложений Сихотэ-Алиня, Сахалина, Хоккайдо, Приамурья составляют аркозовые разности [7]. Присутствие аркозов не допускает, исходя из литологических канонов, дальнюю транспортировку осадочного вещества. Минеральный состав: кварц, биотит, циркон, гранат, мусковит во флишоидных комплексах Сихотэ-Алиня также отражает предельно зрелый кислый состав главного источника (граниты и метаморфические образования), причём поступление материала шло с востока, с территории, ещё не сформированной, Япономорской котловины [8]. Как аргументировано подчёркивалось [6]:

Sm-Nd модельные датировки дают усреднённые значения возраста протолита, тогда как разброс значений возраста цирконов, позволяет оценить реальный возрастной диапазон существовавших протолитов. Нами установлена широкая распространённость в эоцен-олигоценовых тефроидно-терригенных отложениях угленосных впадин Южного, Юго-Западного Приморья детритовых цирконов с двумя возрастными пиками возрастов (2450 и 1800 млн. лет) (SHRIMP-II и LA-ICP-MS методы). В настоящее время российско-японскими исследованиями [10] получены массовые раннепротерозойские U-Pb датировки цирконов (LA-ICP-MS) (со статистическими амплитудами 1870 и 2450 млн. лет и единичными значениями 2700 и даже 3400 млн. лет) из **разновозрастных** терригенных складчатых комплексов Сихотэ-Алиня. О существовании зрелой континентальной коры в фундаменте Приморья свидетельствуют также факты широкой распространённости в россыпных полигонах Центрального и Северного Сихотэ-Алиня пиропов, пикроильменитов, сапфиров, факты находок алмазов [5], что типично для кратонных, либо обрамляющих кратоны складчатых территорий. Длительность (юра-палеоген) и пространственная устойчивость проявления калиевого, высокобариевого базит-ультрабазитового магматизма при практически неизменности изотопно-геохимических характеристик (типично внутриплитных, с геохимическими чертами пород лампроитовой группы), не характерного для океанических областей, но получившего развитие на обширной территории Приморья и Центрального Приамурья, подтверждает вывод [1] о стабильности пространственного положения территории над локальным, глубинным мантийным источником, возможно, плюмовой природы. Высокая бариевость этих магматических образований согласуется с их положением на Сино-Корейском бариевом нуклеаре, по [3]. Приведённые материалы трудно согласовать с доминирующими представлениями, исходящим из плейттектонической и террейновой концепций эволюции и строения Приморья, согласно которым, в результате аккреции, утолщения осадков, из вещества, в том числе и океанической литологии, за относительно короткий срок (50-60 млн. лет) образовался мощный зрелый гранитный слой (до 40 км) с **выдержанными** на огромной территории протерозойскими модельными датировками теригенных комплексов, к тому же содержащих аркозы, зрелый гранитный минеральный парагенезис, раннепротерозойские цирконы и плавно, с утонением следящийся в сейсморазрезах [2] от Ханкайского массива к Японскому морю. Подобные факты являются разноплановыми критериями существования древней, зрелой континентальной коры Приморья, но модифицированной фанерозойскими мантийными магматическими процессами. Это положение, на наш взгляд, может быть распространено и на всё континентальное обрамление Западной Пацифики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А., Лебедев В.А. Томсон И.Н. Внутриплитные вулканиты в мезозойских складчатых толщах Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 788-792.

2. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М: Наука. 1984. 166 с.

3. Глуховский М.З., Моралёв В.М. Тектоническое значение бариевой геохимической метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3-17.

4. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм Киселёвско- Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 442-446.

5. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Максимов С.О., Леснов С.В., Лотина А.А., Будницкий С.Ю., Зарубина Н.В. Барофильные минералы из золотой россыпи Болотистой (западные отроги Сихотэ-Алиня) как индикаторы геодинамической обстановки // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2011. С. 353-356.

6. 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 // V Российская конференция по изотопной геохронологии. 2012. Москва. ИГЕМ РАН // Материалы конференции. С. 175-177.

7. Лихт Ф.Р. Осадконакопление в современных и древних приконтинентальных бассейнах Азии // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 4. С. 20-34.
8. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Сибирское отделение АН СССР. Дальневосточный геологический институт. 1970. 109 с.
9. Неволин П.Л. Структурирование Приуссурийского, Нижнее-Бикинского и Амбинского фрагментов юрской аккреционной призмы (север Приморья) // Тектоника, геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции. Хабаровск. 2011. С. 97-100.
10. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья // ДАН. РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.
11. Шульдинер В.И. Первичная Земная кора и её эволюция // Ранняя кора, её состав и возраст. М. Наука. 1991. С. 87-93.
12. Tsutsumi Y., Yokoyama K., et. al. Provenance Study of Accretionary Complexes in Primorye, Far East Russia, using Ages and Compositions of Detrital Minerals // Mem. Natl. Mus. Nat Sci., Tokyo. (51) pp. 79-87. March 28. 2016.
13. White W.M. // Geochemistry. 2006. (http:www.imwa.info.geochemistry).

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Малиновский А.И.

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

Изучены строение и вещественный состав кайнозойских отложений южной части Западно-Сахалинского террейна, а также дана их палеогеодинамическая интерпретация. Западно-Сахалинский террейн входит в состав кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса и является одной из главнейших тектонических структур зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту. Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор, протягиваясь полосой шириной до 70 км вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Южным продолжением террейна является пояс Сорачи-Йезо на о. Хоккайдо [1].

Палеоцен-плиоценовые отложения террейна общей мощностью свыше 12000 м представлены преимущественно терригенными породами: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, углями. Следует отметить заметное влияние на осадконакопление, особенно на олигоцен-раннемиоценовом уровне разреза, синседиментационного вулканизма, выразившегося в накоплении горизонтов туфов, туффитов, а также в присутствии в терригенных породах примеси пирокластического материала. Отложения в разной степени дислоцированы, хорошо датированы и с размывом, но без углового несогласия перекрывают меловые терригенные отложения. Судя по строению разрезов, отложения накапливались как в прибрежно-морских, так и в континентальных обстановках.

Стратиграфическая последовательность и строение разрезов следующие [2].. Континентальная найбутинская свита (палеоцен – средний эоцен) образована частым переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и углей общей мощностью 1150 м. Такарадайская свита (верхний эоцен, 500–850 м) представлена монотонной толщей морских алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников и конкрециями. Аракайская свита (олигоцен, мощность от 300 до 800 м) сложена туфами и туффитами различной размерности, иногда туфогенными песчаниками и алевролитами, конгломератами,

линзами угля. Холмская свита (поздний олигоцен) образована однородной толщей кремнистых алевролитами с прослоями туфов и туффитов общей мощностью 700-800 м. Невельская свита (нижний миоцен, мощность до 1950 м) состоит из грубого переслаивания разноразмерных туфов, туффитов, туфопесчаников, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. В основании верхнедуйской свиты (нижний миоцен, мощность до 200 м) залегают гравелиты и конгломераты, перекрывающиеся континентальными глинистыми и песчаными отложениями, содержащими пласты угля. Курасийская свита (средний-верхний миоцен, мощность 500-600 м) сложена морскими отложениями, представленными алевролитами, аргиллитами, опоковидными алевролитами и опоками, диатомитами, в основании – песчаниками и гравелитами. Маруямская свита (верхний миоцен - плиоцен) представляет собой толщу песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов мощностью до 2500 м.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений Западно-Сахалинского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород.

По породообразующим компонентам песчаники кайнозоя Западно-Сахалинского террейна однородны и являются полимиктовым. По классификации В.Д. Шутова [4] они относятся к кварц-полевошпатовым и, редко, полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах не более 36%, полевых шпатов до 56%, а обломки кремнистых, эффузивных и терригенных пород содержатся в количестве не превышающем 30-35%, более редки кислые магматические породы, кварциты и слюдистые сланцы. Часто в породах присутствие примесь пирокластического материала. Такой набор породообразующих компонентов позволяет предполагать, что область питания была сложена древними кислыми интрузивными, терригенными и метаморфическими породами. Кроме того, на седиментацию заметное влияние оказывали синхронные вулканические процессы.

Тяжелые минералы песчаников Западно-Сахалинского террейна разделяются на две примерно равнозначные минералогические ассоциации. В фемическую, в сумме достигающую 80% всех минералов, входят типичные представители вулканокластики (орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит, ильменит, лейкоксен), а в сиалическую, достигающую в отдельных пробах 88% – минералы, характерные для гранитно-метаморфических пород (циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил). Главным среди этих минералов является циркон: в отдельных пробах его содержание поднимается до 70%.

Микрохимические особенности некоторых тяжелых минералов несут важную информацию, позволяющую определить геологическую природу питающих провинций и состав слагающих их пород. Клинопироксены из кайнозойских песчаников представлены диопсидом, авгитом, в меньшей мере салитом, и по химическому составу в основном соответствуют базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна. Хромиты по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые (TiO_2<1%), источником которых могли быть магматические породы офиолитов, и высокотитанистые (TiO_2>1,5%), происходившие, вероятно, из щелочных внутриплитных базальтов. Гранаты представлены альмандином с небольшим содержанием гроссуляровой либо спессартиновой составляющую. Их источником, вероятно, были кислые изверженные и метаморфические породы низких степеней метаморфизма.

По химическому составу Западно-Сахалинские песчаники довольно однородны – средние содержания оксидов по свитам колеблются незначительно: SiO_2 от 64,23 до 69,82%, TiO_2 – 0,49-0,68%, Al_2O_3 – 13,13-15,68%, $FeO+Fe_2O_3$ – 3,55-5,52%, CaO – 0,94-4,13%, MgO – 1,03-1,39%, Na_2O – 2,30-2,84%, K_2O – 1,99-2,81%. По этим геохимическим параметрам они относятся к типичным грауваккам [3]. По литохимическим параметрам [5] песчаники характери-

зуются: 1) невысоким уровнем зрелости, свидетельствующей об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) относительно невысокой фемичностью, по которой они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами, 3) довольно высокой титанистостью и относительно низкой нормативной щелочностью, свидетельствующих о заметной роли в их составе примеси основной и средней вулканокластики, но также и о присутствии слюд и полевых шпатов, в том числе калиевых. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу в целом близки песчаникам, но в связи с тем, что в них часто присутствуют, особенно в породах курасийской свиты, кремневые панцири диатомей, содержание SiO_2 в них выше (в среднем по свитам 63,19-74,89%, а в курасийской – 77,63%), а вот содержания других оксидов целом понижено. Кроме того, в них ниже значения гидролизатного, фемического и модуля нормативной щелочности, но выше титанового.

Палеотектоническая интерпретация состава породообразующих компонентов, а также химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна свидетельствует, что отложения вероятнее всего накапливались в бассейнах активной континентальной окраины, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, либо в бассейнах, связанных с окраинно-континентальной магматической дугой. Питающая же провинция совмещала в себе сиалическую сушу и зрелую глубоко эродированную окраинно-континентальную магматическую дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты. Анализ ассоциаций тяжелых минералов песчаников подтверждает вывод о том, что накопление отложений происходило в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит, при этом существовали два контрастных источника кластики: фемическая ассоциация формировалась за счет размыва вулканитов окраинно-континентальной магматической дуги, а сиалическая – гранитно-метаморфических пород фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857-а и проекта ДВО РАН № 15-I-2-001 о.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.

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

4. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86-102.

5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Манилов Ю. Ф.[1]

[1]*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru*

Изучаемая территория сформировалась в переходной зоне от континента к океану в процессе взаимодействия континентальной литосферы Восточной Азии с Тихоокеанской океанической.

Дизъюнктивная тектоника в пределах рассматриваемого региона проявлена весьма разнообразно: от тектонической трещиноватости до разломов протяженностью многие сотни километров. Схемы тектонических нарушений составлялись разными авторами. Положение многих дизъюнктивов в местах выхода консолидированного фундамента, несмотря на некоторую несостыковку в названиях, хорошо согласуется. Сложность в том, что значительная часть территории перекрыта осадочно-вулканогенным чехлом, под которым расположение большинства разломов остается дискуссионными. Еще одной проблемой является недостаточное использование составителями имеющегося геофизического материала, посредством интерпретации которого, часть неопределенностей возможно разрешить, т.к. значительное количество крупных нарушений проявлено в физических полях. Комплексный анализ геофизической информации в сопоставлении с геологическими данными позволяет проследить расположение дизъюнктива на закрытой части площади и частично выяснить распространение его на глубину.

Использованы материалы:

1. данные ГСЗ,
2. данные МТЗ,
3. карты наблюденного поля силы тяжести Δg,
4. карты наблюденного магнитного поля,
5. геологической карты территории различных масштабов,
6. таблиц физических свойств горных пород.

В настоящей работе основные разломы взяты по В.Ю. Забродину [2], названия для впервые выделенных – авторские. Основным инструментом обработки геофизической информации являлась компьютерная технология «Coscad 3D» [3]. Вся базовая и результативная картографическая информация собрана на платформе MapInfo.

Для выделения и отслеживания на глубину крупных тектонических нарушений опорной являлась имеющаяся сейсмическая информация и данные МТЗ, учитывалась проявленность дизъюнктивов на картах трансформированного (с разными радиусами осреднения) поля Δg и картах остаточных локальных аномалий.

Спектр направлений выделяемых разломов весьма разнообразен – от субширотного до субмеридионального, однако преобладают дизъюнктивы северо–восточного направления. Наряду с основными дизъюнктивными элементами имеется большое количество разломов более низких порядков, которые могут быть границами между отдельными блоками земной коры внутри одной структуры.

В геодинамике Приамурья наиболее изучены региональные сдвиговые системы северо-восточного простирания – Тан-Лу и центрального Сихотэ-Алиня.

В систему разломов Тан-Лу объединены разломы северо-восточной ориентировки, расположенные в широкой полосе от Малого Хингана на северо-западе (Хинганский разлом), до Побережья Татарского пролива (Прибрежный разлом). Основными особенностями системы

Тан-Лу являются рифтогенная природа разломов, начиная с позднего мела и до четвертичного этапа, и отчетливо проявленный сдвиговый характер перемещений по ряду нарушений. Наиболее протяженные и выдержанные из них: Итун-Иланский (Харпинский) разломы, Уликинский, Симминский (Болоньский) и Маноминский разломы отчетливо фиксируются в виде градиентных зон поля силы тяжести и фрагментарно поля ΔТ.

Важнейшую роль играет Маноминская система, которая имеет глубокое мантийное заложение (рис.1), фактически является границей распространения последнего магматизма (к западу полностью отсутствуют базальты кайнозойского возраста), что наглядно отражается как в гравиметрических, так и в сейсмических материалах. Выделенный по гравиметрической информации Алгинский-Надеждинский разлом является границей между опущенной северо-западной и приподнятой центральной частями депрессии. Запутанная картина с дизъюнктивами северного Сихотэ-Алиня. В частности выделяемый всеми Центрально-Сихотэ-Алинский разлом в пределах региона не имеет глубокого заложения, несмотря на свои огромные латеральные размеры (см. рис.1). По всем геофизическим данным его максимальная глубина не превышает и 20 км, а по данным ГСЗ [4] не превышает и 10 км. Плохо отражен на геологических картах разлом Восточный, который хорошо диагностируется в сейсмической информации и данных МТЗ. Также нет информации о Прибрежном разломе, который хорошо выражен в гравитационном поле и проявлен в плотностных моделях (рис.1).

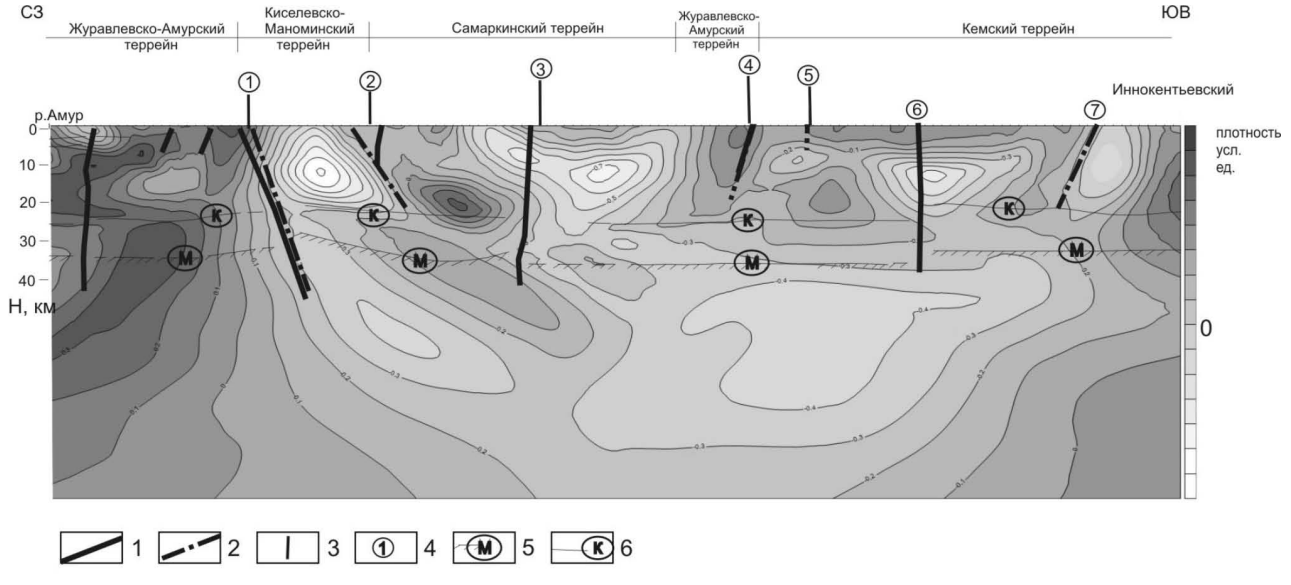


Рис.1. Основные разломы вдоль профиля ГСЗ Литовко-Инокентьевский в плотностной модели.
Выделенные разломы: 1 – по сейсмическим данным, 2 – по гравиметрическим данным, 3 – по геологическим данным. 4 – номера разломов: 1 – Маноминский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанюйский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 6 – Восточный, 7 – Прибрежный.
Глубинные границы по данным ГСЗ [Потапьев и др.,1979]: 5 – Конрада, 6 – Мохо.

Субмеридиональные нарушения в основном распространены в центральной и восточной части Среднеамурского осадочного бассейна, продолжают гравитационную ступень [1] вдоль восточного обрамления Баджальского минимума гравитационного поля. Наиболее значительные из них: Даргинский (Кур-Алгинский), Дабандинский, Мухенский разломы, которые хорошо диагностируются в структуре поля силы тяжести зонами градиентов и высокопроводящими зонами на геоэлектрических разрезах по данным МТЗ. Примечательно, что вдоль Даргинского разлома проходит градиентная ступень мощности литосферы.

До настоящего времени недооценивается роль субширотных дизъюнктивов, которые слабо диагностируются в чехле, но четко выделяются в гравитационном и магнитном полях. В частности Бирский разлом и его продолжение прослеживается от Хингана до Сихотэ-Алиня, имеет важное значение в тектонике региона. Вдоль него происходит резкое изменение морфологии гравитационного поля. Ориентировка локальных аномалий Δg, как и ориентировка грабенов Среднеамурской депрессии, вдоль дизъюнктива меняется от северо-восточной до субширотной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс //Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С.3-13.

2. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России // Владивосток: Дальнаука. 2015. 132с. +цв.вкл

3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.

4. Потапьев С.В., Спирина Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геол. 1979. № 3. С.23-30.

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ СОСДВИГОВЫХ КИНКБАНДОВ (НА ПРИМЕРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)

Митрохин А.Н.

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

Проблема формирования присдвиговых кинкбандов (S-образных флексурных изгибов слоистых толщ по простиранию) относится к разряду классических проблем в структурной геологии. Общеизвестно, что в сдвиговой зоне процесс изгибания слоев (складок) вправо (влево) по простиранию от исходного положения (косого по отношению к сдвигам) до направления, параллельного право (лево) стороннему сдвиганию, имеет характер пластической деформации. Вместе с тем, кинкбанд представляет собой [7 и др.] наиболее зрелую пликативную форму сдвиговых дислокаций, проявляющуюся зачастую в парагенезисе с их сколовой формой (собственно сдвигами). С позиций пластических деформаций исследователи пытаются иногда объяснить и те случаи, когда слои (складки) в кинкбанде испытывали разворот более чем на 45° (вплоть до 90°). Или, говоря иначе, где слои отклоняются вправо (влево) от простирания правых (левых) сдвигов на угол до 45°.

Ярким примером тому служит региональный S-образный флексурный изгиб слоистости и складок, закартированный в складчатом основании Комсомольского рудного района (КРР) в пределах Комсомольской сдвиговой зоны (КСЗ) ССВ (20-30°) простирания [1, 2, 5-7 и др.]. Составляющие ее левые сдвиги сформировались под действием ССЗ (340-350°) латерального сжатия и контролируют в КРР проявления апт-кампанского магматизма и постмагматического оруденения турмалинового типа касситерит-силикатной формации. Основание же сложено верхнетриасово-валанжинскими кремнисто-терригенными и флишоидными породами, которые [3, 6, 7 и др.] в готериве-барреме (т.е. до формирования системы ССВ рудоносных левых сдвигов КСЗ) были смяты под действием того же ССЗ сжатия в тесно сжатые (до изоклинальных) СВ (40-55°) складки с крутыми крыльями и преимущественно субгоризонтальными шарнирами. Затем в период становления КСЗ в апте-кампане складки

основания были развернуты влево до ССВ направления (т.е. параллельного сдвиганию), а в центральной части КРР обрели еще и СЗ ориентацию.

Чтобы объяснить последнее, исследователи КРР, исходя из упомянутого выше традиционного подхода, связывали это обычно не с дальнейшей эволюцией самой КСЗ, а с активным наложением на КСЗ сквозных систем либо СЗ [2], либо субширотных [5] левых сдвигов. Тем самым подразумевалось коренное изменение геодинамической обстановки в районе на дорудном этапе формирования КСЗ, что обосновывалось тем, что рудоносные сдвиги являются секущими по отношению к участкам СЗ простирания терригенных толщ основания.

Но, выявленная преемственность дислокаций основания деформациями апт-кампанского вулканогенного чехла КРР [3, 6, 7 и др.] говорит об обратном: развитие этого самого кинкбанда происходило, в сущности, синхронно со становлением рудоносных левых сдвигов КСЗ.

Последнее происходило в течение апта-кампана непрерывно путем плавной миграции рудоносных сдвигов из нижних уровней коры в верхние. Характер проникновения сдвигов в верхние структурные этажи в целом отвечает общеизвестной схеме В. Риделя. Наиболее контрастно это выражается в проявлении в чехле над сдвигами основания эшелонированных структур, являющихся, как известно [3, 6, 7 и др.], эмбриональными формами проявления сдвигов. Тем не менее, как показывает анализ погоризонтных планов на локальных рудных объектах КРР, переход от наиболее проработанных интервалов сдвигов к эшелонам оказывается достаточно плавным: отклонение по восстанию их сколовых и раздвиговых звеньев влево по простиранию имеет постоянный градиент около 2.5°/100 м. Причем это от характера среды не зависит, включая степень смятия вмещающих пород. За счет такого отклонения сдвигам и их сегментам присуща отчетливая пропеллерообразная форма [3, 6 и др.].

При изучении пространственного поведения слоистости оказалось, что на крыльях сдвиговых зон она ведет себя аналогичным же образом. Если на участках ССВ простирания слоистости (Придорожное месторождение [3 и др.]) ее разворот влево по восстанию статистически едва улавливается и заметен только при картировании осей складок, то на участках ССЗ-СЗ простирания слоев терригенного основания (Фестивальное месторождение [2, 5, 6 и др.]) он фиксируется уже вполне отчетливо, в т.ч. и в статистическом выражении [6].

Такая тенденция очень тесно коррелирует с резко однонаправленным левосторонним характером региональных послойных смещений, что особенно отчетливо наблюдается в межсдвиговых блоках. Здесь ориентация послойных левых сдвигов варьирует от ССВ до СЗ. Они, и в чем мы солидарны с В.И. Сучковым (1989), образуют генетическую цепь, отвечающую схеме Д.Д. Муди и М.Д. Хилла [4], для которой (в КРР) родоначальниками стали ССВ левые рудоносные сдвиги, а венчают ее северо-западные.

Особенно хорошо это видно in situ в обнажениях терригенного фундамента на бортах дороги к Центральной обогатительной фабрике Солнечного ГОКа, разрезающей восточный склон горы Холдами над правым бортом р. Силинки (пос. Солнечный) (в зоне влияния западного крыла Холдаминского левого сдвига). Тут СЗ послойные (как правило, пострудные) левые сдвиги (сколы) вкупе с подчиненными им правыми субширотными сдвигами в любом случае образуют устойчивые, и наиболее молодые (и четко фиксируемые) парагенетические ассоциации.

Отсюда вытекает, что разворот слоистости до СЗ ориентации в рассмотренном кинкбанде КРР достигался не пластическими, а вторичными сколовыми деформациями, порожденными левыми сдвигами КСЗ через перестройку регионального поля напряжений путем наложения на него вторичных полей напряжений, генерировавшихся этими же сдвигами в процессе их активизации и роста в межсдвиговом пространстве. Что отвечает наиболее зрелым стадиям развития этих же самых дислокаций. А это, с точки зрения относительного геологического

возраста, как бы ни парадоксально выглядело бы, отвечает наиболее поздней фазе развития сдвиговых дислокаций. Иначе говоря, кинкбанд КРР является самой молодой синсдиговой структурой района. Ну и геодинамическая ситуация формирования такого кинкбанда отвечает додеструктивной стадии развития региональных сдвиговых дислокаций, когда удлинение междвиговых блоков (чьим следствием и является указанная схема развития послойных смещений), достигает своей максимальной величины без заметного разрыва сплошности блоков по простиранию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Е.А. Радкевич – ред. М.: Наука. 1971. 335 с.

2. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука. 1979. 135 с.

3. Митрохин А.Н. Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район): Автореф. канд. дисс. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР. 1991. 25 с.

4. Муди Дж.Д., Хилла М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ. 1960. С. 265-333.

5. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1986. С. 340-399.

6. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 46-56.

7. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 166 с.

О СКОЛОВО-СКЛАДЧАТОМ КОРОБЛЕНИИ КОРЫ В УСЛОВИЯХ ПРОДОЛЬНОГО СЖАТИЯ

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

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

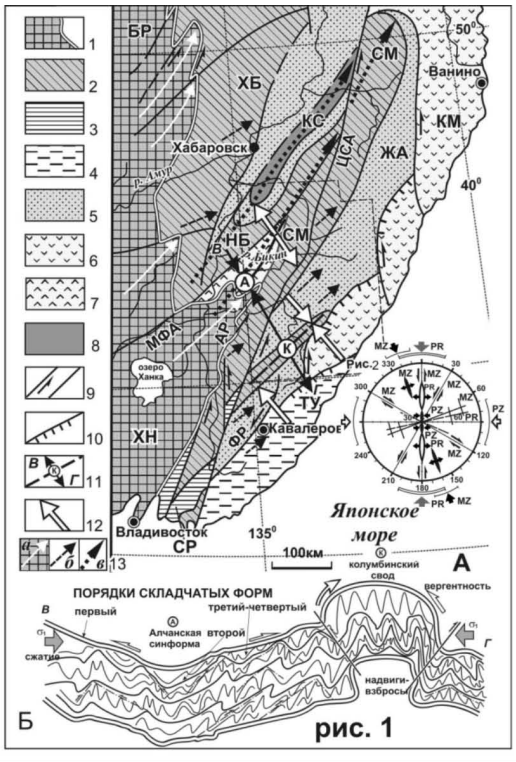
Складкообразование в Приморье и других регионах Востока Азии, особенно в мезозое-кайнозое, обусловлено продольным сжатием, а также его производными: фронтальными и сдвиговыми движениями коровых масс. Об этом свидетельствует громадный фактологический материал по динамике регионального и локального структурирования, в том числе в 3d для большинства месторождений и рудных районов. Установлена двукратная ортогональная смена сжатия. Она вызвана разными движениями континентальных блоков и связана с ускорением и замедлением вращения Земли на фоне плавных флуктуаций ее угловой скорости [4, 5]. Фиксируются [3] три периода активизации сжатия, проявленные в структурах разновозрастных террейнов [1] (рис. 1, диаграмма). *СЮ-ССВ сжатие* ***PR-PZ$_1$ периода*** отражено в вергентном к северу рисунке смятия по ЗВ гнейсоватости и сланцеватости в кристаллических блоках Ханкайского массива. ***Палеозойское*** *ЗВ-сжатие* ***(PZ)*** проявлено в домезозойских комплексах, где сформированы крупные структуры коробления и сплющивания [3]. План ***мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ)*** сформирован при воздействии северо-северо-западного (ССЗ) сжатия. На его примере путем структурно-динамического анализа исследовались нами механизмы сколово-складчатого коробления.

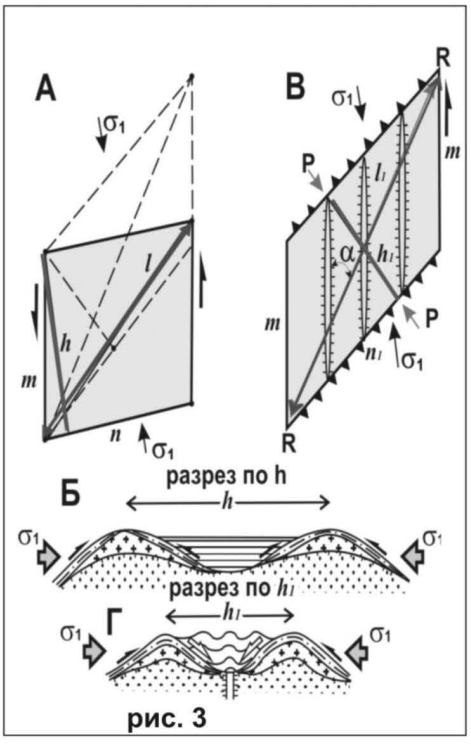
Эталонный район Центрального Сихотэ-Алиня принадлежит главным образом аккреционному Самаркинскому и турбидитовому Журавлевскому террейнам, разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1, 2). Для изучения складчатости, применялись углу-

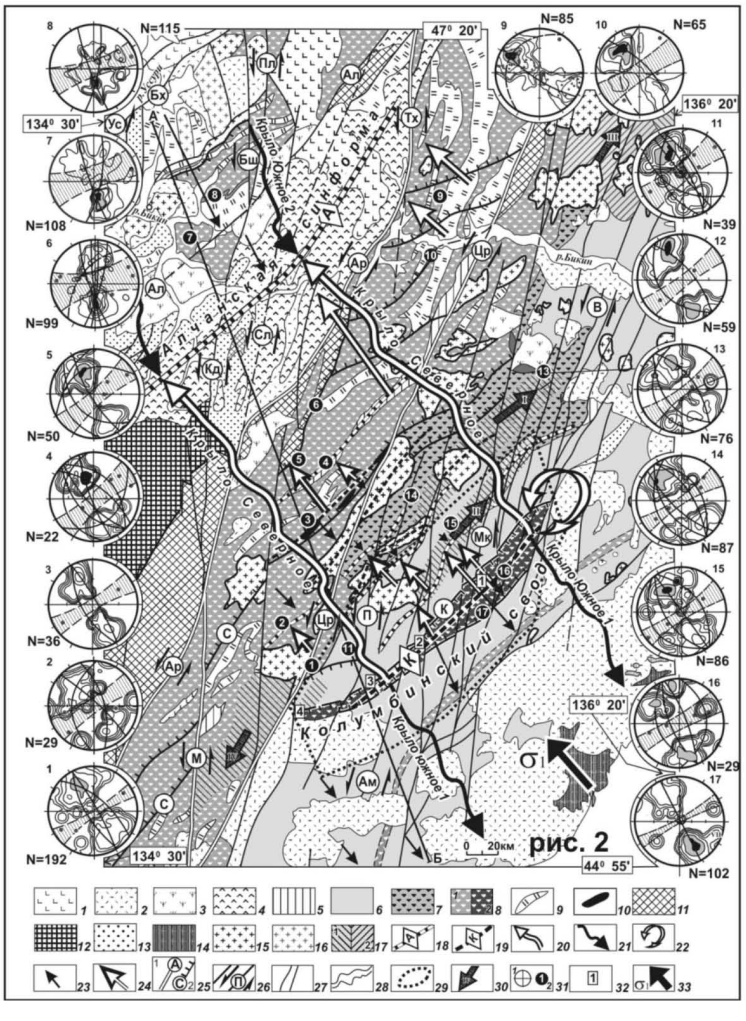
бленный графический и статистический анализы ориентировок слоев и разрывов [3]. В результате реконструирована крупная складчатая конструкция. Её основу представляют структуры 1-го порядка Колумбинский свод, и Алчанская синформа (см. рис. 1, 2), охватывающие б**о**льшую часть изученной площади, - представляющая собой асимметричное антиформное сооружение. Их крылья Северное и Южное1 и 2 последовательно осложнены средними складками 2→3→4 и мелкими 5→6→7→8 порядков, независимо от порядков вергентных в направлении оси свода. В этой динамике крутые и короткие крылья имеют тенденцию к опрокидыванию. Складки всех порядков одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, право- и левосторонними сдвигами, сбросами. Складки установленные нашими методами зачастую не согласуются с закартированными. На основании анализа несоответствий фиксируется несколько наложено-унаследованных эпизодов смятия, они состоят из разнопорядковых периодов: например, циклов→тактов→ ритмов. Каждый из них начинался с импульсного пластично-хрупкого «взламывания» ранних каркасов расслаивавшими субстрат системами сопряженных сколов – встречных надвигов и взбросов. Импактная стадия, в рамках периода активности, сменялась длительной слабосильной ползучестью, которое наращивало смещения по надвигам, усложняло ранние формы, сминая наложенные надвиги и инициируя течение вещества. В сочетании стадий импактности и ползучести и состоит, по-видимому, суть деформации коробления.

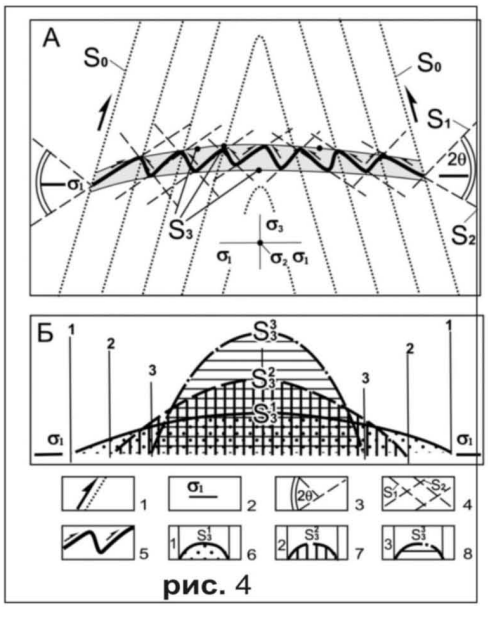
Импульсы коробления затрагивают все уровни глубинности. Здесь аналогичные ВС и ВСВ сколово-складчатые направления имеют варьирующие изоденсы плотности и электрического сопротивления субстрата коры в диапазоне глубин 10-35 км [1]. Такая связь тектоники и геофизики, например, подтверждается тем, что приханкайские триасово-меловые и кайнозойские прогибы, локализующие эффузивы и угленосные осадки, расположенные нормально к «вектору» мезозойского сжатия, заложены короблением жесткого рифейско-фанерозойского фундамента сопряженными сколами. По сему, очень вероятно, что продольное ССЗ сжатие, коробящее субстрат, «пульсировало» и при заложении бассейнов и осадконакоплении. Примером оформления впадины короблением может служить Раздольненская (T_3-K_1) и сопряженная с ней Павловская (Pg-N_1) депрессии. Этот пример из Западного Приморья примечателен тем, что здесь фиксируются несколько эпизодов (импульсов) ССЗ сжатия, причем разделенных вехами базальных горизонтов. То Значит, есть возможность глянуть на динамику структурирования в 3d. Специфично, что каждый эпизод имеет свой дислокационный набор, он начинается с нормальных к сжатию надвигов, сопровождающихся согласным смятием и (с некоторым запаздыванием) левыми сдвигами и раздвигами. Здесь рассмотрен один из них. Пусть в этот период участок Раздольненской впадины заложен в виде параллелограмма (рис. 3) со сторонами ***m*** и ***n***, представляющими собой реальные тектонические элементы: ***m*** – меридиональные левосторонние сдвиги, а ***n*** – восточно-северо-восточные складки и надвиги. На участок влияют: сжатие и его производные коробление и левостороннее сдвижение (рис. 3 Б, В). Участок при нагнетании давления Р коробится по $\boldsymbol{h} > \boldsymbol{h}_1$ с образованием прогиба и обрамляющих надвигов, разбегающихся от его оси. Субсинхронно участок под воздействием левостороннего сдвигания удлиняется и по длинной диагонали происходит растяжение – R: $\boldsymbol{l} < \boldsymbol{l}_1$. Ранние разрывы, расположенные под крутым углом α к $\boldsymbol{l}$-$\boldsymbol{l}_1$, приоткрываются и трансформируются в раздвиги и сбросы (рис. 3, В. Д). С учетом данных по геофизическим неоднородностям, пусть с оговорками, этот механизм, приобретая разные масштабы, вписывается в эпизоды Сихотэ-алинской складчатости. Поэтому, возвращаясь к Центральному Приморью, справедливо рассмотреть и механизм сколового оформления самих складок для смятой слоистой среды (рис. 4).

Допустим, после достижения предела пластичности в импактную стадию происходит резкое нарастание продольного сжатия σ1. Это приводит к формированию двух наведенных


БР
ХБ
СМ
КС
ЦСА
ЖА
КМ
Ванино
Хабаровск
НБ
СМ
МФА
АР
К
ТУ
ФР
Кавалерово
ХН
озеро Ханка
Владивосток
СР
135°
50°
40°
Японское море
100км
колумбинский свод
вергентность
ПОРЯДКИ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ
первый
третий-четвертый
второй
Алчанская синформа
сжатие
надвиги-взбросы
рис. 1


А
В
Б
Г
разрез по h
разрез по h1
рис. 3


N=115
N=85
N=65
N=108
N=39
N=99
N=59
N=50
N=76
N=22
N=87
N=36
N=86
N=29
N=29
N=192
N=102
47° 20'
136° 20'
134° 30'
44° 55'
Крыло Южное
Крыло Северное
Колумбийский свод
0 20км
рис. 2


А
Б
рис. 4

тангенциальными напряжениями систем сопряженных сколов – встречных надвигов S_1 и S_2, сочетания которых стали канвой неоднородности (рис. 2А, В). Не приходится сомневаться, что доминируют именно надвиги (см. рис. 2Г, Д, Е). Примечательно, что они везде отвечают конвергентному стилю складок. Деформируемая по типу чистого сдвига среда, соответствующая вмещающему каркасу, выражена сжатой складкой с крутыми падениями крыльев – S_0. Будем считать среду изотропной, поскольку сжатие ориентировано субнормально к крутым крыльям. Согласно хорошо известному преобладанию одной из сопряженных сколовых систем [6], доминирует та (S_1 или S_2), сколовые движения по которой согласуются с восходящими движениями на «своем» крыле складки. Доминантные сколы превосходят угнетенные длиной, частотой и амплитудой. По причине преобладаний амплитуд доминирующих сколов-надвигов, например, по S_1, угнетенные сколы S_2, вероятно, могут испытывать приоткрывание (или наоборот). В итоге из сочетания сколов S_1 и S_2 образуется угловато-волнистая разрывная поверх-

---

Рис. 1. **А** – Мезозойские складки в террейнах по [1] Сихотэ-Алиня и его обрамления; **Б** – стиль складок 2-4 порядков в разрезе по линии **В-Г**.

1 – докембрийские-раннепалеозойские и супертеррейны: **БР** – Буреинский; **ХН** – Ханкайский; 2 – фрагменты аккреционных призм (**СМ** – Самаркинский, **НБ** – Наданьхада-Бикинский, **ХБ** – Хабаровский, **БД** – Баджальский), 3 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы (**СР**- Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 4 – 8 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – неокомской аккреционной призмы (**ТУ** – Таухинский), 5 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (**ЖА** – Журавлевский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 7 – Алчанская меловая впадина; 8 – альбской аккреционной призмы (**КС** – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: **МФА** – Мишань-Фушунский (Алчанский), **Ар** – Арсеньевский, **ЦСА** – Центральный Сихотэ-Алинский, **ЗП** – Западно-Приморский, **ФР** – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – ось и крылья Колумбинского свода; 12 – соскладчатое движение масс; 13 – складки коробления: а – предполагаемые в блоках Ханкайского массива, б – установленные в мезозойских террейнах.

Рис. 2. Сколово-складчатые структуры Центрального Приморья. Карта-схема составлена по материалам доизученияния (Г.С. Белянский, А.Н. Лызганов, А.Т. Кандауров и др.), тектоническим схемам по [4] и др.

1-9 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные базальты, 2 – K-Pg вулканогенные, 3 – Pg угленосные, 4 – $K_{1, 2}$, вулкано-терггенные и вулканогенные и Алчанской впадины, 5 – al_3 молассоидные, 6-8 – флишоиды: 6 – готерив-аптские, 7 – b-v микститоподобные, 8 – J_{2-3} кремнистые микститовые: J_{2-3} (1), J_3 (2), 9-10 – олистоплак (?): 9 –T_3 кремней, 10 – P_2 известняков; 11 – P_{1-2} континентальные, 12 – R метаморфические; 13 – T-J континентальные; 14-16 – граниты: 14 – Pg, 15 – K_1 , K_2; 16 – J_3 (?); 17 – ореолы роговиков (1), пропилитов (2); 18-19 – оси: 18 – Алчанской синформы, 19 – Колумбинского свода; 18-21 – структурное наращивания крыльев 1-го порядка: 20-к СЗ, 21 – к ЮВ; 22 – омегообразное ядро свода; 23-24 – наращивание крыльев 2-го порядка: 23 – к ЮВ, 24 – к СЗ; 25 – разломы: региональные сдвиги (1): **Ц** – Центральный Сихотэ-Алинский, **М** – Меридиональный, **Ар** – Арсеньевский, **Тх** – Тахалинский, надвиги (2); 26 – сдвиги 2-го порядка; 27 – сдвиги 2-3-го порядка; 28 – р. Бикин; 29 – контур Благодатнинской золотоносной площади; 30 – направление погружения криптобатолитов 31 – диаграммы ориентировки слоев и места взятия замеров; 32 – рудопроявления золота; 33 – региональное сжатие.

Рис. 3. Вероятный механизм складчато-сколового коробления при формировании впадин в условиях С В продольного сжатия. А и Б в плане, В и Г в разрезе.

А – участок недеформированный, ***m*** и ***n*** – стороны, ***h*** – высота, ***l*** – диагональ; Б – разрез по h; В – деформируемый; Г – разрез по $\mathbf{h_1}$.

1 –фундамент; 2 – несмятые отложения; 3 – отложения, смятые; 4 – кинематические комплексы; 5 – вероятная гранитизация; 6 –раздвиги и сбросы; 7 – сжатия s_1; 8 – давление и сдвиг; 9 – направление растяжения; 10-11 – надвиги в плане и разрезе; 12 – оползни.

Рис. 4. Модель образования сколовых складок.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и оформление складчатости, *Б* – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения.

1 – траектории слоев или сланцеватости (S_0) складки протокаркаса (стрелки –послойные движения); *2* – направление сжатия; *3* – угол сопряжения 2q; *4* – сопряженные сколы (S_1 и S_2); *5* – конфигурация сколовых складок в зоне, ограниченной поверхностями S_3; *6-8* – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: – первый, *7* – второй, *8* – третий.

ность. В стадию ползучести угловатость сглажена в результате течения субстрата и мерцательных импульсов образующих, сколы высоких порядков. Видимо, в зонах поверхностей S_3 происходит приоткрывание сочетающихся сколов, достаточное для их выполнения мобильным веществом. S_3, постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 – S_3^2 – S_3^3$ при поэтапном сжатии всего контура (рис. 4Б). Процесс изгиба S_3 способствует формированию некоего свода и разуплотнению в нем среды с развитием мелкой пористости и трещиноватости, визуально не нарушающих сплошность субстрата. Благодаря этому концентрируется мобильное вещество. Рассмотренные механизмы коробления, безусловно, действительны и для ССЗ мезозойского сжатия [3, 4].

По существу коробление, происходящее на фоне сдвижения, является универсальным механизмом складчатости.

Продуцированный им структурный рисунок, состоящий из дизъюнктивных и пликативных форм, безусловно, является каркасом для всех вещественных комплексов, образующих, сшивающих и перекрывающих коллаж мезозойских террейнов.

Представляется всеобщим, охватывающим все уровни коры, импульсное развитие сколообразующих тангенциальных напряжений, прямых производных продольного сжатия. Они воспринимаются основной причиной структурной канвы, пронизывающей по сути все структурно-вещественные комплексы. Есть все основания рассматривать её как динамический алгоритм большинства событий осадконакопления, магматизма и рудообразования в процессе эволюции коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (В 2-х кн.) / под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука. 2006. С. 1-572.

2. Иванов Б.А. (1972) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во. 115 с.

3. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К. Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 17-37.

4. Уткин, 1980 Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144

5. Уткин В.П. Что определяет сдвиговый тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: тектоническая активность океанических плит или Азиатского континента? // 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. С. 130-133.

6. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Мир. 1981. 245 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИКИ ИСИКАРИ-ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО БАССЕЙНА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА.

Нечаюк А.Е.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
E- mail: alexvlad@inbox.ru

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 – верхнемеловыми вулканитами среднего и основного состава [1]. Основными разломами являются Тымь-Поронайский и Западно – Сахалинский (проходит между о. Сахалин и Татарским проливом).

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [2]. В структурном отно-

шении это грабены (или системы грабенов) в целом северо-восточного простирания.

Исикари – Западно – Сахалинский бассейн протягивается почти на 800 км от Центрального Хоккайдо до южной части Татарского пролива при ширине от 20-25 до 50 – 60 км. На юге Татарского пролива бассейн расположен в его шельфовой части и отделен от остального пролива Пионерским поднятием. В составе бассейна установлены: Монеронский, Холмский, Ясноморский прогибы разделенные Монеронским, Холмским и Крильонским поднятиями (рис. 1).

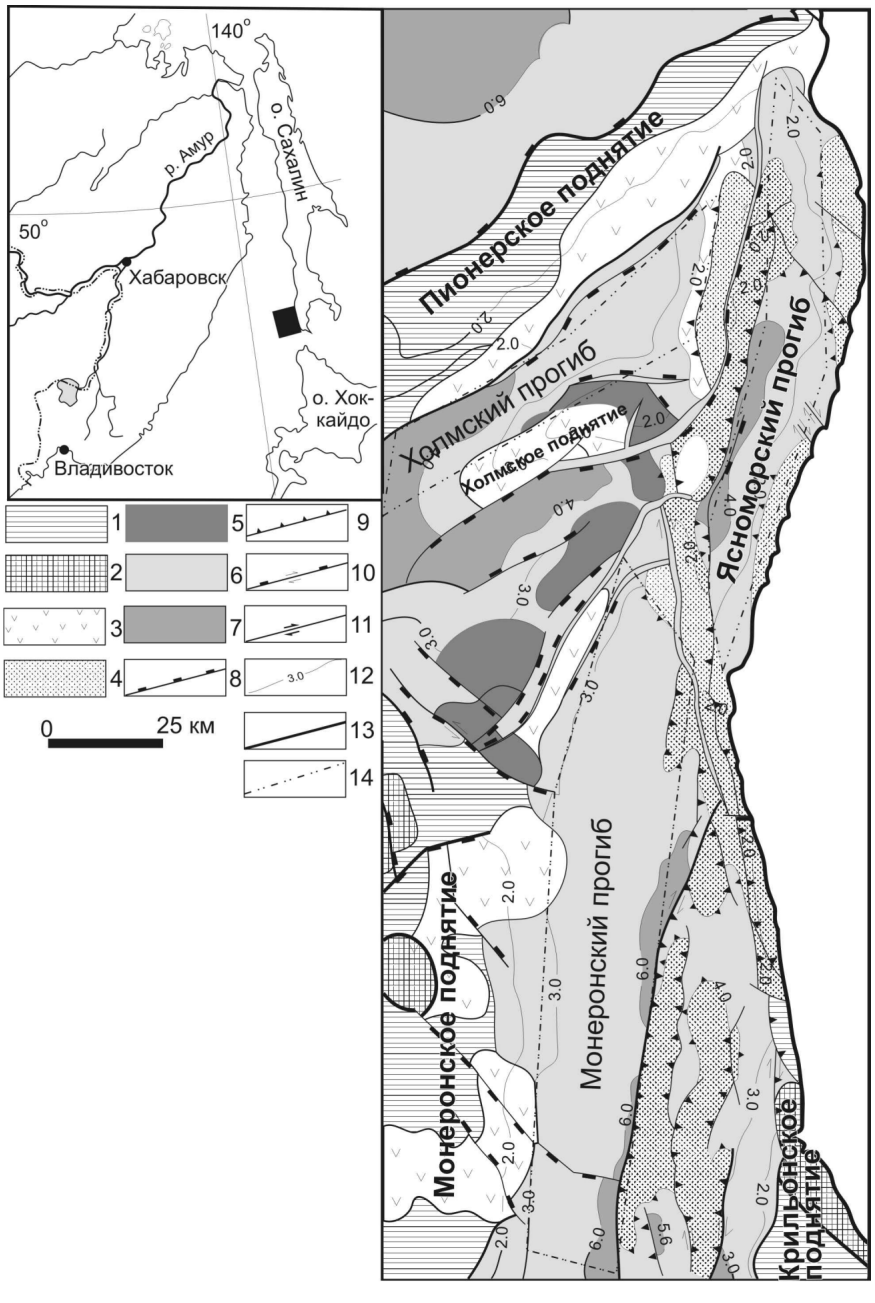


Рис. 1. Принципиальная структурная схема северной части Исикари – Западно – Сахалинского бассейна. Карта составлена с использованием материалов Кириллова, Жаров, Маргулис, 2004.

1 – межбассейновое поднятие; 2 – миоцен-плиоценовые конседиментационные поднятия; 3 – вукано-тектонические миоцен-плиоценовые поднятия; 4 – постседиментационная антиклинальная зона; 5 – конседиментационная антиклинальная зона; 6 – прогибы глубиной до 3 км; 7 – прогибы глубиной от 3 до 6 км; 8 – сбросы; 9 – взбросы; 10 – сбросо-сдвиг; 11 – сдвиг; 12 – изогипсы кровли акустического фундамента; 13 – разломы; 14 – границы прогибов (pool – apart basins).

Указанные поднятия ограничены взбросами и сбросами, часто имеют вулканическую природу. Мощность осадочных отложений на поднятиях до нескольких сотен метров.

Мощности осадочного чехла в прогибах достигают 3 км в том числе в Монеронском – до 2,5 км; в Ясноморском – от 1 до 2,5 км; в Холмском – до 3 км. В этих прогибах возраст отложений установлен как палеоген – раннемиоценовый. Осложняющими элементами впадин являются внутрибассейновые горсты и грабены, а также конседиментационные и постседиментационные приразломные складки.

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^{o}) 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 [3], а рассматриваемые впадины, соответственно, можно считать структурами синсдвигового растяжения (pull-apart basins) (см. рис .1).

Изменение геометрии впадин и характера перемещений по материнским разломам произошло вероятнее всего на границе миоцена и плиоцена и связано со сменой направления регионального сжатия с северо-восточного (30-60^{0}) на субширотное (60-90^{0}). В плиоцен – четвертичное время разломы Западно – Сахалинской системы трансформировались во взбросы и надвиги с падением сместителя на запад и реже на восток. В доплиоценовое время вышеуказанные разломы являлись сдвигами с крутопадающими сместителями.

Субширотное направление сжатия (60-90^{0}) подтверждается данными GPS – навигации и ориентировками осей сжатия землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта о. Сахалин. Л.: ВСЕГЕИ. 1969. Редактор В.Н. Верещагин, М 1:1000000

2. Кириллова Г.Л., Жаров А.Э., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука. 2004. 220 с.

3. 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.

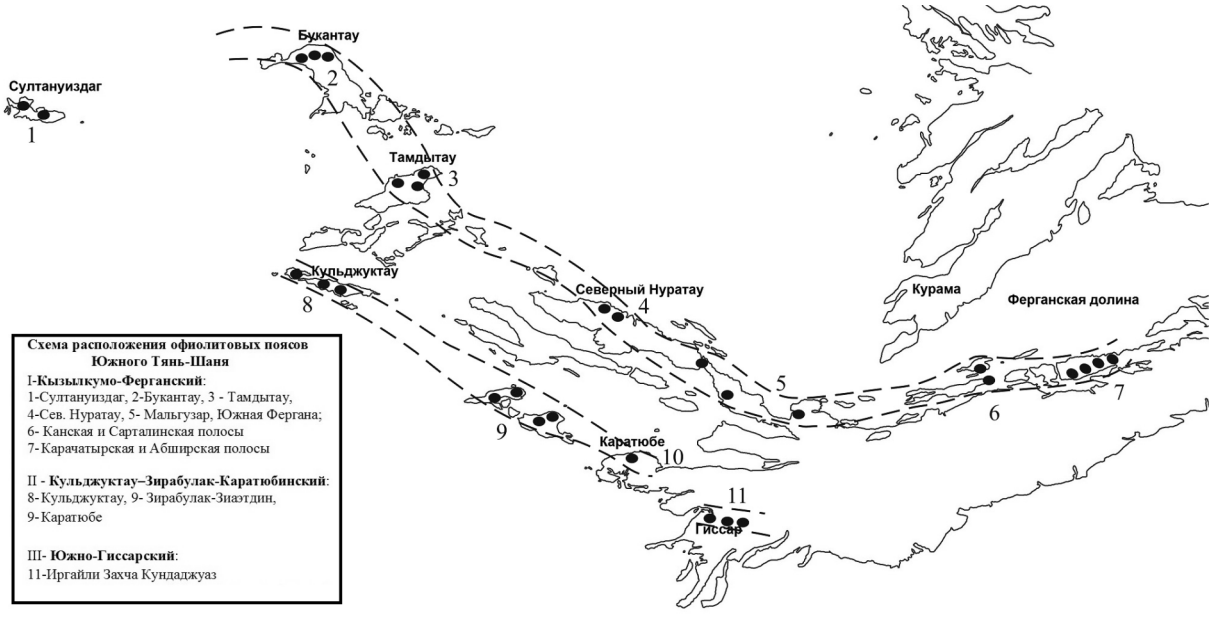
ОФИОЛИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Нуртаев Б.С., Зенкова С.О.

Институт геологии и геофизики АНРУз, Ташкент, Узбекистан, e-mail: nurtaev@ingeo.uz

В современных геотектонических построениях большое значение уделяется офиолитам - закономерной для определенных этапов развития складчатых областей ассоциации пород габбро-гипербазитового состава, основных вулканитов и глубоководных осадков. Распространение офиолитов (обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры, является наиболее достоверным признаком сутур, или швов, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит.

Анализ офиолитовых ассоциаций **Западной части Южного Тянь-Шаня** нами проводится по работам [1,5]. Они прослежены по всему протяжению Южного Тянь-Шаня от Южного Приаралья до Восточного Тянь-Шаня, что позволяет говорить о единой области с океаническим строением – Туркестанском океане (рис.1).



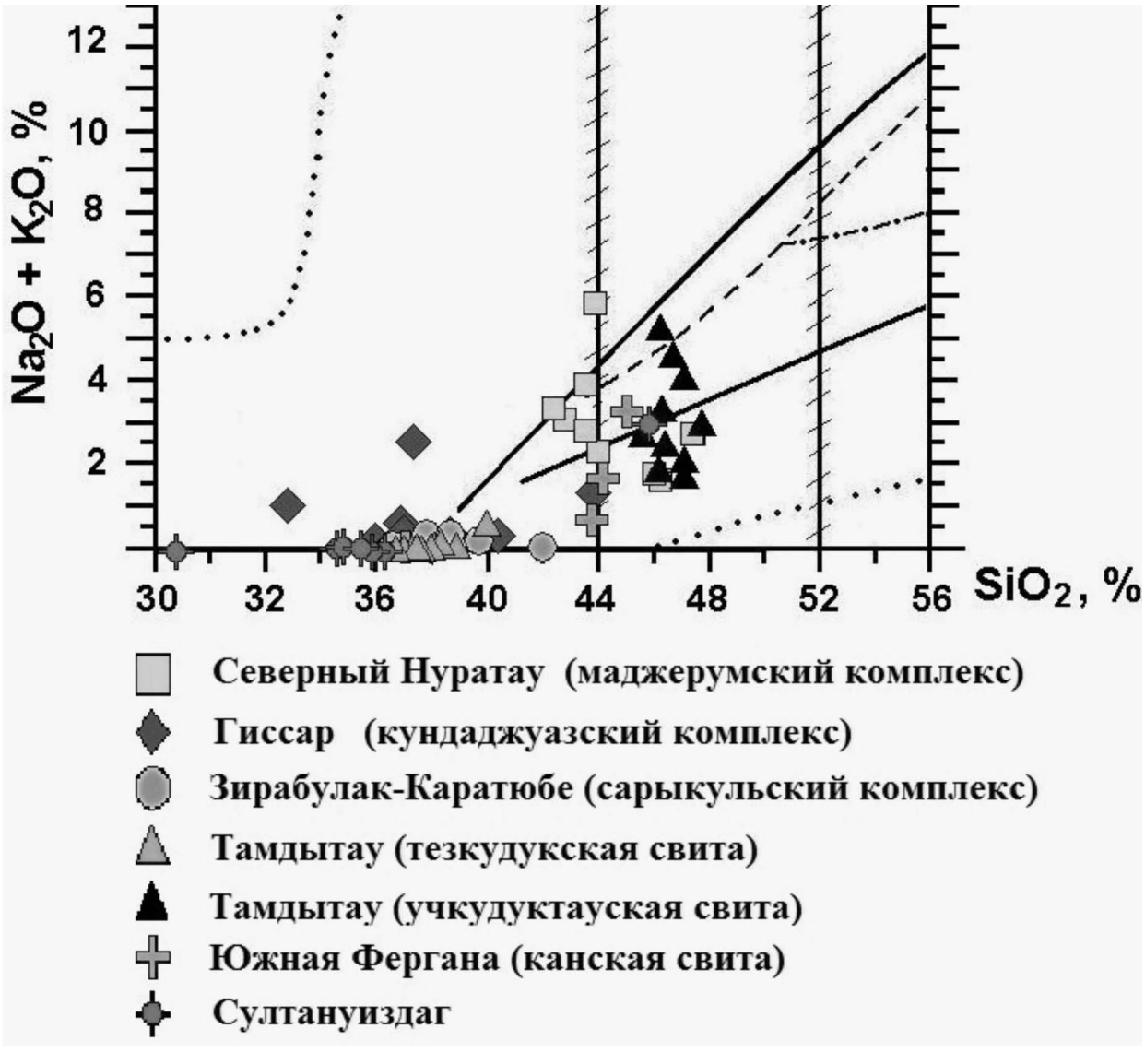
Формации океанского или аккреционного происхождения примыкают к окраине Срединного Тянь-Шаня, образуя здесь Южно-Тяньшанскую сутуру [2,3]. Граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем, в основном, погребена под чехлом молассовых образований (поздний карбон-пермь), континентально-морских (средняя юра-палеоцен) и неоген-четвертичных отложений. Эта граница, представляющая собой сутуру, маркируется высокобарическими метаморфическими сланцами маджерумской, кумбулакской, учкудуктауской свит и канской серии, занимающих самое верхнее положение в аккреционной призме [3]. В основании метаморфических сланцев, как правило, залегает серпентинизированный гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс в виде тектонических линз, реже расслоенных массивов. Метаморфические сланцы и подстилающие гипербазиты имеют сложную историю формирования и представляют собой аккретированные фрагменты разрезов коры океанического типа и островных дуг (от ордовика до карбона), погруженных в зоне субдукции до глубин до 15 км и эксгумированные в раннем-среднем карбоне. Метаморфический комплекс тектонически подстилается схожими, но слабоизмененными вулканогенно-кремнистыми образованиями [4].

Букантау-Нуратау-Южно-Ферганский (главный) офиолитовый пояс в виде пологой дуги субширотного направления прослеживается от гор Букантау до подножия Ферганского хребта через районы Тамдытау, Нуратау, Мальгузар и северные предгорья Алайского хребта. Вместе с находящимся восточнее Атбашинским поясом он составляет Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс общей протяженностью свыше 2000 км. Пояс характеризуется преимущественным развитием гипербазитов при подчиненном значении габброидов. Для него характерны породы габбро-перидотитовой и габбро-плагиогранитовой формации [1,5]. Базиты и гипербазиты слагают линзообразные межпластовые тела небольших размеров; представлены серпентинитами, продуктами их изменений, габбро и габбро-амфиболитами. Данный офиолитовый пояс, прослеживающийся из северо-западного Узбекистана в западные районы Китая, трассирует сутуру Туркестанского палеоокеана, закрывшегося в конце каменноугольного периода [2,3].

Кульджуктау-Зирабулак-Каратюбинский пояс – прослеживается на расстоянии около 500 км через районы Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские и Каратюбинские горы. Ультрабазиты и габброиды в его составе развиты примерно в равных количествах, образуя дайко и линзовидные тела размером 10-600 м сложенные преимущественно антигоритовыми серпентинитами, апосерпентинитовыми гидротермально-измененными породами и габбро-

амфиболитами. В.И.Троицким здесь выделен Зарафшанский палеоокеан, принимаемый им за северную границу Палео-Тетиса и с субдукцией под южный Афгано-Таджикский микроконтинент [7]. Однако в магнитных и гравитационных полях данный пояс никак не выделяется, в отличие от Букантау-Нуратау-Южно-Ферганского и Южно-Гиссарского [6].

Южно-Гиссарский базит-гипербазитовый пояс – проходит по южным склонам Гиссарского хребта на протяжении 150 км и характеризуется небольшими линзовидными телами серпентинитов и габброидов, расположенными в зоне Южно-Гиссарского разлома среди вулканогенно-осадочной толщи C_{1-2} . Наиболее крупные из них – Кундаджуазский (бассейн р. Туполанг, 0,7 км^2), Захчинский (горы Яккабаг – 0,2км^2) и Иргайликский (междуречье Алмалы-Иргайлик – 0,5 км^2). Тела имеют линзообразную форму, их контакты с окружающими нижнекарбоновыми известняково-песчано-сланцевыми и вулканогенными породами тектонические[1]. По составу они отнесены к габбро-перидотитовой, перидотит-пироксенитовой и габбро-плагиогранитовой формациям. Офиолитовые комплексы всех трех офиолитовых поясов имеют близкий химический состав, что объясняется единым уровнем источника магмы, размещенной в верхней части мантии (рис.2).



Офиолитовая сутура закрывшегося Гиссарского океанического бассейна является границей структур Южного Тянь-Шаня с Каракумо-Таджикским массивом. Продолжение границы в западном направлении фиксируется под осадочным чехлом и устанавливается по интенсивным линейным положительным геофизическим аномалиям, рассматриваемым как погребенный офиолитовый пояс в полосе Мангышлак – Бухаро – Гиссарского разлома [6]. О существовании здесь палеосубдукционной зоны также служат результаты глубоких нефтяных скважин, пробуренных в пределах Бухарской ступени Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, где установлены крупные массивы гранитоидных интрузий.

Вдоль северной и южной границ Южного Тянь-Шаня (в современных координатах) протягиваются зоны высокобарического эклогит-глаукофансланцевого типа метаморфизма, характерного для субдукционных зон. Возраст его в основном ордовик-силурийский, что подтверждается как геологическими, так и имеющимися определениями радиологического возраста глаукофановых сланцев – 365±5, 408±19, 391±16 млн. лет [4]. В палеозойской структуре эти зоны, вероятно, разделялись нижнепалеозойскими океаническими вулканогенно-осадочными образованиями, претерпевшими в основном начальный региональный метаморфизм. Туркестанский океан субмеридионального простирания с одной стороны, обрамлялся пассивными окраинами Казахстано-Киргизского континента, а с другой, – Тарима и Байсунского микроконтинента. В позднем карбоне при столкновении Казахстано-Киргизского континента с Таримом и Каракумо-Таджикским континентом закрылся практически весь Туркестанский океан [2, 3]. В отличие от Северного, и Срединного Тянь-Шаня, а также Каракумо – Таджикского континента, на территории Южного Тянь-Шаня достоверно установлены только гранитоиды карбона и перми, что свидетельствует о сомнительности существования в его пределах в допалеозойское время Алайского континента.

Таким образом, Южный Тянь-Шань в структурном отношении представляет собой покровно-складчатую систему, состоящую из северного и южного поясов покровов, перемещавшихся навстречу друг другу. Сочетание встречных движений Киргизско-Казахского и Каракумо – Таджикского микроконтинентов с субдукцией под них коры северной и южной окраины Туркестанского океанического бассейна предопределило формирование покровно-складчатой структуры Южного Тянь-Шаня, и возникновение вулкано-плутонических поясов, наложенных на края Казахстано-Киргизского и Каракумо – Таджикского микроконтинентов. На севере – это Курамино-Бельтауская, а на юге Южно-Гиссарская магматические дуги [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерагения. Т.: Фан. 1978. 167 с.

2. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПбГУ. 1996. 190 с.

3. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в **палеозое**. М.: Геос. 2006. 215 с.

4. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. [Гл. ред. Т.Ш.Шаякубов, Т.Н. Далимов]. Ташкент. Университет. 1998. 723 с.

5. Головко А.В. Лиственитыи родингиты офиолитовых поясов Узбекистана: Кандидатская диссер. Т. 1984. 297 с.

6. Нуртаев Б.С. Палеозойские сутуры, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 2. С. 3-11.

7. Троицкий В.И. Геодинамическая эволюция Заравшанского палеоокеанического бассейна и его окраин в палеозое // Вестник НУУз. 2007. № 1. С.15-25.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ И АВСТРАЛИЯ)

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
Биробиджан, e-mail: petris2010@mai.ru

Глубинное строение Северо-Восточной Азии изучено по редкой сети сейсморазведочных профилей и точечных магнитотеллурических зондирований, что не позволяет пока конструировать объемные модели глубинного строения тектоносферы этого региона по распределениям скоростей сейсмических волн и электрических сопротивлений. Единственным источником информации, который мог бы использоваться с этой целью, являются несоизмеримо более кондиционные гравиметрические данные, однако неоднозначность гравитационного моделирования в сложных геологических условиях (многоярусное строение и широкое проявление разнообразных по составу магматических комплексов) сдерживает здесь реализацию аналитических решений трехмерных обратных задач гравитационного потенциала. Выходом из создавшегося положения являются статистические генерализации решений обратных задач для простых источников, начало которым положено работами Ю.Я. Ващилова (1984), который во множественной постановке интерпретировал аномалии, близкие по форме к аномалиям над вертикальными параллелепипедами. Позже такой же подход был реализован автором этой статьи в классе плотностных неоднородностей с изометричным поперечным сечением [1].

Глубинное строение Австралийского континента несравнимо лучше изучено сейсмическим и магнитотеллурическим методами. 3D-сейсмические модели тектоносферы Австралийского континента (Australian Seismological Reference Model) [2, 4] описывают в трехмерном пространстве поведение главных границ раздела в земной коре и верхней мантии и распределения скоростей сейсмических волн до глубины 250 км. 3D-геоэлектрическая модель тектоносферы Австралии [5] описывает геоэлектрическую неоднородность земной коры и верхней мантии в горизонтальных сечениях на глубинах: 17, 25, 36, 52, 72, 92, 112, 132, 172 и 250 км.

Сопоставление моделей глубинного строения Северо-Восточной Азии и Австралии актуально по двум причинам. Научный интерес представляет сравнение глубинных структур земной коры и верхней мантии в далеко удаленных друг от друга районах западно-тихоокеанской окраины. Методический интерес определяется возможностью сравнения на территории Австралии реологических гравитационных моделей с 3D-моделями распределений сейсмических и геоэлектрических параметров, что невозможно для территории Северо-Восточной Азии.

В докладе рассматриваются 3D-пространственные распределения плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Северо-Восточной Азии и Австралии, моделируемые по единому алгоритму и компарируемые со всеми имеющимися геолого-геофизическими данными, что позволяет выявить общие и индивидуальные особенности глубинного строения удаленных друг от друга и неравномерно изученных фрагментов западно-тихоокеанской континентальной окраины. Носителям информации о реологических состояниях сред и глубинном строении тектоносферы в рассматриваемых ниже моделях является μ_z-параметр [1], повышенные и высокие значения которого характерны для древних метаморфических блоков и вулканогенно-кремнистых пластин, а в разрезе – для кристаллического слоя земной коры и нижнего слоя литосферы. Минимумы этого параметра повсеместно совпадают с зонами затухания и поглощения сейсмических волн, минимумами электрического сопротивления и зонами частичного плавления в теплофизических моделях.

По распределениям μ_z-параметра земная коры Австралии делится на семь сегментов (рис. 1b), соответствующих главным тектоническим структурам: кратонам Йилгарн, Пилбара, Северо-Австралийскому и Южно-Австралийскому, неопротерозойскому орогену Деламериан, палеозойским орогенам Лаклан (на юго-востоке Австралии) и Томсон (на северо-востоке). Коровые максимумы μ_z-параметра разделяются линейными зонами μ_z-минимумов (< 10 ед.), совпадающими с зонами низких электрических сопротивлений [5], низких скоростей поперечных сейсмических волн [2] и максимумами Vp/Vs-отношений [4]. Таким же образом по распределениям μ_z-параметра картируются коровые сегменты Северо-Восточной Азии [1].

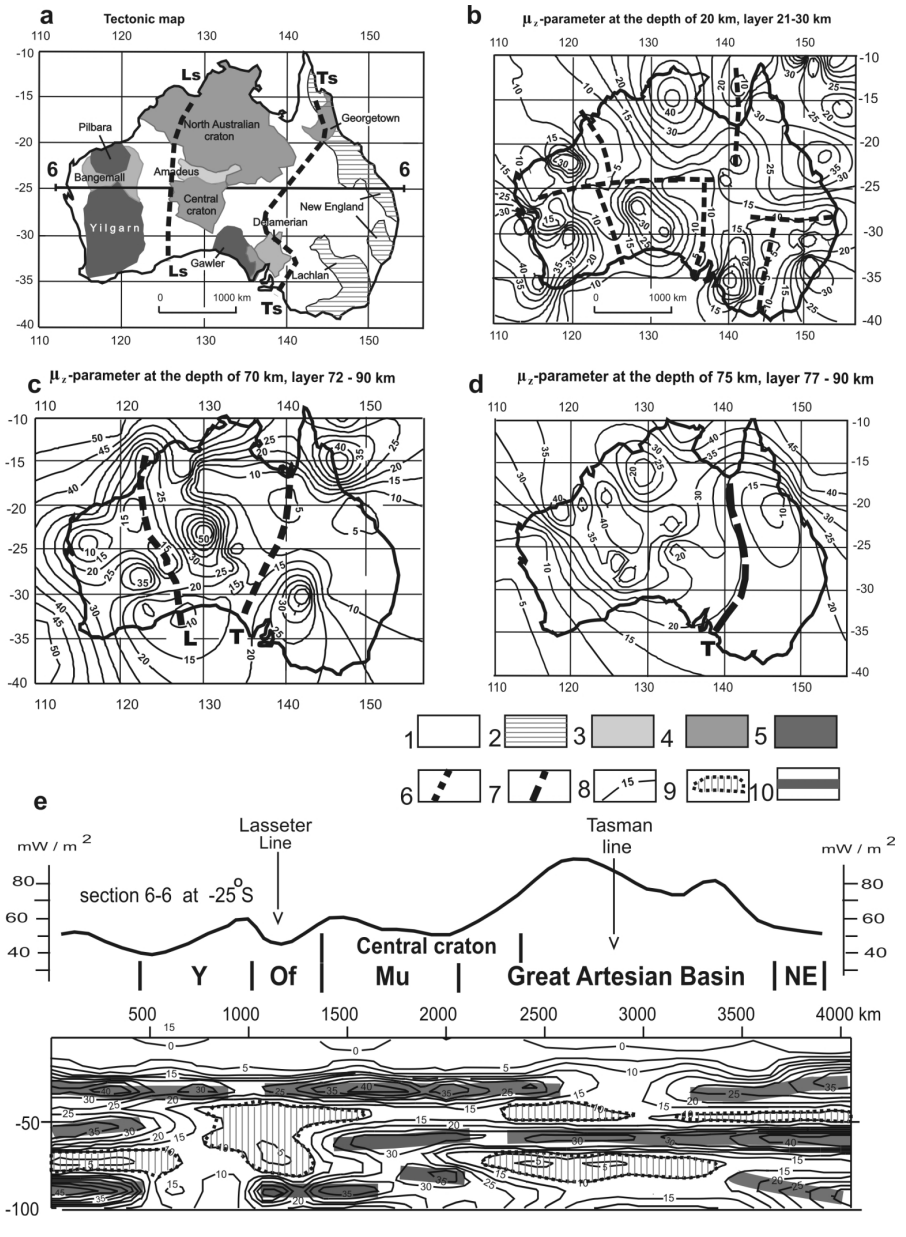


Рис. 1. Тектоническая схема (a) и карты-срезы распределений μ_z-параметра (b, c, d) с разрезом $\mu_z(x, y, z)$-модели (e) Австралийского континента

1-5 – тектонические структуры: фанерозойские и палеозойские (1), палеозойские аккретированные террейны Восточной Австралии (2), позднепротерозойские-раннепалеозойские (3), палеопротерозойские и архейские (4); архейские (5); 6 – оси зон реологического разуплотнения на схемах; 7 – восточная граница кратонной литосферы; 8 – изолинии μ_z- параметра; 9 – зоны пониженной вязкости в разрезе; 10 – оси жестких пластин в разрезе. Обозначения структур: кратоны Йилгарн (**Y**) и Масгрейв (**Mu**); **Of** – впадина Оффисер; **NE** – складчатая система Новая Англия. Главные структурные швы: **L** – Лассетер, **T**– Тасман.

В глубоких слоях верхней мантии Австралии в распределениях μ_z-параметра и электрических сопротивлений (рис. 1c) обособляются архейский, протерозойский и фанерозойский сегменты литосферы, разделяемые зонами растяжения-сдвига Лассетер (на западе) и Тасман (на востоке). Восточная граница кратонной литосферы (AR-PR) отмечается резким скачком поперечных скоростей объемных волн [2] и значений μ_z-параметра (рис. 1d) на глубине 75 км. На этой границе происходит резкое сокращение мощности литосферы от 200 км – в кратонных районах Австралии до 70-80 км – под Большим Артезианским бассейном [2], занимающим большую часть территории Восточной Австралии.

В разрезах μ_z (x, y, H c)-модели (рис. 1e) проявлено реологические расслоение кратонных блоков на среднекоровый (интервал глубин 15-30 км), нижнекоровый (30-45 км), подкоровый (50-70 км) и нижний литосферный (100-180 км) жесткие слои, разделяемые зонами пониженной вязкости разной толщины. Среди последних лучше всего выражен подкоровый вязкий слой, залегающий на глубине от 40 до 80 км и астеносфера в интервале глубин 100-180 км под кратонами и 90-150 км – под фанерозойскими структурами Восточной Австралии. Такая расслоенность близка к реологической расслоенности кратонной литосферы Северо-Восточной Азии, где подкоровый вязкий слой залегает на глубинах 35-60 км, а астеносфера – 90-130 км [1].

Границы между литосферными сегментами Австралии выражены разрывами жесткого (кристаллического) слоя коры и утолщениями подкорового вязкого слоя, который в сейсмических разрезах выражен зонами затухания и поглощения сейсмических волн. Совпадения этих зон с аномалиями теплового потока (рис. 1e) позволяют предположить расплавление, или сильное размягчение, этого слоя

В восточной части разреза 6-6 (рис. 1e) клиноформная жесткая коровая пластина в основании складчатой системы Новая Англия пододвинута под складчатый пояс Тасман, что принципиально согласуется с сейсмическими и геологическими моделями земной коры Восточной Австралии [3]. Эта часть разреза 6-6 обнаруживает черты удивительного сходства с разрезами Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы [1]. В обоих случаях в основании складчато-надвиговых комплексов залегают пластины океанического, или островодужного, происхождения, во фронте которых формируются аккреционные призмы: Самаркинская и Киселевско-Маноминская в Сихотэ-Алине и Tamworth – в Новой Англии. Складчатые комплексы надвинуты на погружающуюся к востоку кровлю кристаллической континентальной коры. Так же похожи пространственные ряды геологических формаций складчатых систем Лаклан и Сихотэ-Алинской по направлению от океана к материку.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.

2. Kennet B.L.N., Fichtner A., Fishwick S. & Yoshizawa K. Australian Seismological Reference Model (AuSREM): mantle component. Geophys. J. Int. 2013. 192. 871-887.

3. Korsch, R. J., Johstone, D. W., & Wake-Dyster K. D. Crustal architecture of the New England Orogen based on deep seismic reflection profiling. In: Tectonic and Metallogenesis of the New England Orogen. Geological Society of Australia. Special Publication. 1997. 19. 29-51.

4. **Salmon M., Kennett B.L.N. & Say E**. Australian Seismological ReferenceModel (AuSREM): crustal component. Geophys. J. Int. 2013. 192. 190–206.

5. Wang L, Hitchman A.P., Ogawa Ya., Siripunvaraporn W., Ichiki M., Fujita K. A 3-D conductivity model of the Australian continent using observatory and magnetometer array data. 2014. Geophys. J. Int. 198 **(2).** 1171-1186.

РОЛЬ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ

Рапацкая Л.А.

Иркутский национальный исследовательский технический университет
г. Иркутск, e-mai: raplarisa@yandex.ru

Анализ условий геодинамического формирования месторождений углеводородов (УВ) в пределах Сибирской платформы позволяет установить многофакторную роль дизъюнктивной тектоники в их онтогенезе. При этом следует отметить, что далеко не всегда эти факторы привносят положительную компоненту в образование месторождений нефти и газа. По масштабам их проявления и значимости эти факторы можно условно разделить на 3 группы: глобальные, региональные и локальные.

1) *Глобальные*. Общепризнанным является приуроченность большинства крупнейших нефтегазоносных бассейнов мира к пассивным континентальным окраинам древних кратонов и к рифтам, главным образом мезо-кайнозойского возраста [3]. Если принять во внимание, что пассивные окраины формировались в результате деструкции континентальной коры под влиянием восходящих мантийных потоков и являют собой результаты существования некогда мощных рифтовых систем, развитие которых привело к раскрытию океанов, то вполне реален тот факт, что большинство (87-95%) выявленных запасов УВ, по современной статистике, приурочено к пассивным окраинам континентов. Самые крупные в мире скопления УВ сконцентрированы в пределах длительно развивающихся (более 300 млн. лет) пассивных окраин, например Персидской, Аляскинской и др., трансформированных столкновением плит в мел-кайнозойский этап.

Формирование рифтовых структур в условиях растяжения континентальной коры, сопровождавшееся её утонением, прогревом, повышением проницаемости на фоне контрастных блоковых движений по глубинным разломам, вулканической и гидротермальной деятельностью, ускоренной седиментации с поступлением большого объема осадков и органики создавали исключительно благоприятные условия для процессов нефтегазообразования [2].

Сибирский кратон находится почти в сплошном кольце рифтогенных структур разного возраста и древних пассивных окраин. На севере кратона расположен мезозойский Енисей – Хатангский палеорифт, (включающий одноимённый нефтегазоносный бассейн), который, с позиции тектоники плит рассматривается как структура, сформированная над внутриконтинентальной рифтовой системой доюрского возраста. В составе бассейна выделено 9 региональных и зональных резервуаров: 6 в юрских, 2 в нижне- и 1 в верхнемеловых отложениях. Самой крупной и перспективной зоной является Танамо – Малохетский мегавал, где открыты наиболее крупные по запасам месторождения: Мессояхское, Южно- и Северо – Соленинское, Пеляткинское и др.

Предверхоянский краевой прогиб – пример бассейна палеозойской пассивной окраины вдоль восточного обрамления Сибирского кратона. Он протягивается в виде выпуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана. Дорифейский фундамент прогиба погружен на глубины от 5 до 10-15 км. Прогиб выполнен отложениями мезозоя – юры платформенного типа и мощными (до 4-5 км) тонкообломочными угленосными молассами нижнего и верхнего мела и осложнён системой шарьяжно – надвиговых структур, типичных для краевых частей кратонов. Открытые газоконденсатные месторождения расположены в Китчанской зоне надвиговых дислокаций. В разведанных месторождениях – Усть-Вилюйском и Собо-Хаинском – продуктивные горизонты приурочены к юрским отложениям.

Куюмбинский рифт на западе кратона также входит в систему рифтов Сибирской платформы и в геоструктурном плане находится в пределах Байкитской антеклизы. Является высокоэнергетической и высокопроницаемой литосферной структурой, создающей оптимальные условия для транзита глубинных флюдных потоков и определяющей основные особенности процессов нафтидогенеза в древних (верхне-протерозойских толщах) Байкитско – Катангского региона Восточной Сибири [4]. К этому рифту приурочен гигантский и самый древний на планете (верхне-протерозойский) Куюмбинско – Юрубчено – Тохомский ареал нефтегазонакопления, который контролируется огромным трещинным массивом – природным мегарезервуаром, перекрытым плитным чехлом слабо деформированных венд-палеозойских пород. Здесь открыты гигантские месторождения нефти: Юрубчено – Тохомское, Куюмбинское и др. Юрубчено-Тохомская зона сформировалась, главным образом, благодаря миграции УВ из Ангаро-Тунгусской зоны Енисейского кряжа – фрагмента рифейской пассивной окраины.

Иркинеевско-Чадобецкий авлакоген – рифт рифейского возраста рассекает юго-западную часть Сибирского кратона, выполнен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями верхов нижнего (?), среднего и верхнего рифея общей мощностью до 8-10 тыс. м. Глубины залегания фундамента оценивались исследователями по положению главной магнитоактивной поверхности (ГМАП). В этой поверхности выражена большая часть структур первого порядка нижнего структурного этажа осадочного чехла и кровли дорифейского фундамента: Непско - Ботуобинская и Байкитская антеклизы с Камовским сводом, Катангская седловина, Присаяно-Енисейская (Ангаро-Ленская) синеклиза, Нюйско-Джербинская впадина. [1]. В рифей-вендской западной части Иркинеево-Чадобецкого авлакогена открыты газовые Агалеевское и Имбинское и газоконденсатное Берямбинское месторождения.

2) *Региональные.* Разломно-блоковая тектоника растяжения земной коры под действием астеносферных мантийных плюмов обусловила формирование мозаичной системы разломов разных масштабов, направлений и рангов и определила «клавишное» сочетание горстов и грабенов, первые из которых впоследствии послужат поставщиками осадочного материала в результате интенсивной эрозии, а вторые – бассейнами осадконакопления и связанных с ними очагов генерации УВ. Итогом процесса явилось образование на юге Сибирской платформы нескольких поясов повышенного содержания скоплений нефти и газа, соединяющихся в сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы. Основной из них образует полукольцо вокруг Байкало-Патомского нагорья и представлен четко выраженной цепью скоплений УВ, которую составляют Ковыктинское, Марковское, Ярактинское, Аянское, Дулисьминское, Даниловское, Верхнечонское, Чаяндинское, Среднеботуобинское и др. месторождения. Генезис месторождений этого пояса определялся преимущественно разгрузкой флюидов, выжимаемых. в период шарьяжеобразования со стороны Байкало-Патомского нагорья – фрагмента рифейской пассивной окраины.

3) *Локальные.* Разломы могут служить источниками теплового прогрева осадочных толщ, являясь путями миграции УВ – зонами разгрузки глубинных флюидов в осадочном чехле и проводящими каналами для вертикальных миграционных потоков, что способствует генерации УВ и увеличению потенциала нефтегазоносного бассейна; приводят к сдваиванию разрезов и нефтегазоносных горизонтов; образованию разных типов структурных ловушек; нарушению покрышек, разрушению ловушек и изменению их структурных планов по ориентации разломов; дилатансии и засолонению пород; созданию аномально низких пластовых давлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буш В.А. Строение Иркинеево-Чадобецкого авлоакогена по данным комплексных геофизических съёмок. Современные аэрогеофизические методы и технологии. 2009. Вып. 1. Т. 1. С. 143-153.

2. Рапацкая Л.А. О некоторых факторах онтогенеза углеводородов в Северо-Китайском нефтегазоносном бассейне // Вестник ИрГТУ Изд-во: ИрГТУ. 2013. № 10 (81). С. 95-104.

3. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы /Хаин В.Е., Соколов Б.А // Рифтогенез и нефтегазоносность. М:. 1993. С. 5-16.
4. Харахинов В.В., Шлёнкин С.И., Зерненинов В.А. «Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско – Юрубчено – Тохомского ареала нефтегазонакопления» // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. 31 с.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ В АККРЕТИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Сафонова И.Ю.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; inna03-64@mail.ru

В процессе субдукции океанической коры океанические поднятия, т.е. симаунты, острова и плато, либо субдуцируют вместе с корой в мантию, либо аккретируются к внутриокеаническим островным дугам или активным континентальным окраинам и в итоге входят в состав орогенов тихоокеанского типа. Орогены тихоокеанского типа характеризуются наличием надсубдукционных и аккреционных комплексов или террейнов и надежно диагностируются образованиями внутриокеанических дуг (особенно с бонинитами), аккретированными океаническими поднятиями (острова, симаунты) и голубыми сланцами, образованными по базальтам типа MORB и OIB [4, 6]. В процессе субдукции океанической литосферы внутриплитные базальты входят в состав аккреционных комплексов вместе с другими элементами стратиграфии океанических плит (Oceanic Plate Stratigraphy; OPS) или СОП. СОП представляет собой закономерные и устойчивые ассоциации магматических и осадочных пород, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая плита двигалась от срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции, и включает океанические осадочные и магматические породы верхней части океанической литосферы. Главными типами СОП являются отложения (снизу-вверх) (1) океанического дна (пелагические осадки кремни, MORB, дайковый комплекс, габбро, ультрамафиты); (2) океанического склона, шельфа – хемипелагические кремнистые сланцы и алевролиты; (3) преддугового жёлоба – песчаники, турбидиты, конгломераты [4, 3]. После полного закрытия океанов аккреционные комплексы входят в состав сутурных зон и коллизионных поясов.

Океанические поднятия сложены преимущественно базальтами типа OIB. Они представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить полную эволюцию палеоокеанов. Базальты слагают океанические поднятия, т.е. острова, симаунты (подводных гор) и плато, образованные в условиях океана вне связи с магматизмом срединно-океанических хребтов или зон субдукции. Их образование часто связывают с действием мантийных плюмов [4]. Внутриплитные океанические базальты встречаются практически во всех аккреционных комплексах ЦАСПа и западной Пацифики, включающих ассоциации СОП разного возраста, которые несут информацию об эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой-пермь), Палео-Пацифики (пермь-ранний мел) и современной Пацифики (поздний мел-кайнозой). В составе СОП базальты типа OIB ассоциируют с пелагическими и хемипелагическими тонкозернистыми осадками основания острова, карбонатно-вулканогенными и другими эпикластическими склоновыми отложениями и известняками карбонатной «шапки». OIB, как правило, находятся в основании стратиграфических разрезов и иногда подстилаются базальтами типа MORB. Автором были изучены следующие АК. Поздний неопротерозой – кембрий (ЦАСП): Ока, Ильчир, Куртушиба, Агардаг, Таннуол, Озерный, Джида, Баянхонгор, Курай, Катунь и Засурья. Ордовик-ранний

карбон (ЦАСП): Тангбале, Майиле, Дарбут, Карамай, Кокшааль и Чара. Средний карбон-пермь (ЦАСП и ЗП): Бейшань и Ондор-Сум (ЦАСП); Акиоши-Хабаровск, Мино-Самарка (ЗП). Мезозой: Чичибу (Тауха), Киселевка-Манома, Найзава, Шиманто и Смагинский АК (ЗП) [4].

Базальты типа OIB и ORB присутствуют практически во всех АК ЦАСП и ЗП. Они представлены щелочными, переходными и толеитовыми разностями (SiO_2 = 44-54 мас. %). При этом базальты всех групп имеют сходные характеристики породообразующих элементов: TiO_2=1.5-4.2, Al_2O_3 = 9-19, MgO = 3-9, $Fe_2O_{3(tot)}$ = 4-10 и P_2O_5 = 0.13-1.0 мас. %. Главными признаками являются повышенные концентрации TiO_2 (1.5-3.3 мас. %) и, как следствие, низкие Al_2O_3/TiO_2 (< 8.5). На диаграммах Мияширо точки составов ложатся как в поле толеитов, так и абиссальных вулканитов, предполагая различные условия плавления и кристаллизации. Концентрации редких элементов более вариабельные. В среднем низкие содержания Ni и Cr (85 и 180 г/т соответственно) и невысокие MgO предполагают «не примитивный» (evolved) характер исходных расплавов. Положительные корреляции (0.52) между MgO и Ni вероятно связаны с фракционированием оливина и пироксена. С точки зрения редких элементов ключевыми диагностическими признаками OIB являются высокие концентрации Nb (13-130 г/т) и легких REE ($La_{Ncp.}$ = 62), а также фракционированные тяжелые REE (Gd/Yb_n>1). Соответственно базальты типа OIB характеризуются низкими Th/Nb_{pm} и La/Nb_{pm} (< 1) и отношениями Zr/Nb от 1.8 до 14, т.е. такими, как в современных OIB, например, Императорско-Гавайской цепи симаунтов и островов. OIB из изученных АК характеризуются обогащенными LREE спектрами редкоземельных элементов: La/Yb_N = 6.0, La/Sm_N = 2.0, Gd/Yb_N = 2.0 (средние по ~ 200 анализам). Eu/Eu* варьирует от 0.67 до 2.6 (в среднем – 1.01). Для большинства мульти-компонентных диаграмм, нормированных по примитивной мантии, характерно наличие положительной аномалии по Nb по отношению к La и Th: Nb/La_{pm}=1.0-1.9 и Nb/Th_{pm}=1.02-2.7. Отрицательные пики по Ti могут свидетельствовать о фракционировании совместимых с Ti глубинных минералов, на пример, рутила и перовскита. Отношения Ti/Zr варьируют от 30 до 239, предполагая различный состав или условия плавления мантийного источника и/или степени фракционирования титаномагнетита.

Данные моделирования условий плавления по составу вкрапленников оливина и пироксена и изучения состава и температур гомогенизации расплавных включений в фенокристах клинопироксена свидетельствуют о довольно высоких температурах кристаллизации расплавов OIB типа: от 1100 до 1250 ˚C ACs [2, 1]. Моделирование плавления различных мантийных источников показало, что материнские расплавы для большинства OIB образовались при низких до средних степенях плавления (1-10%) гранатового перидотита или шпинелевого лерцолита [2, 5, 6].

Во многих аккреционных комплексах ЦАСП и ЗП внутриплитные океанические базальты всех трех групп представлены разностями, в разной степени обогащенными некогерентными элементами, в первую очередь легкими REE и Nb. Широкие вариации этих элементов в OIB могут быть связаны с гетерогенностью верхней мантии, ее метасоматизмом, различными глубинами мантийных источников и различными степенями их плавления. Базальты типа OIB образуются при плавлении гетерогенной колонны мантийного плюма, прожигающего движущуюся над ним океанскую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности. За счет растущей мощности океанской литосферы происходит «укорачивание» колонны плюма и, следовательно, уменьшение степени плавления, что приводит к меньшему вовлечению в расплав деплетированного верхнемантийного материала.

Таким образом, внутриплитные океанические базальты встречаются в аккреционных комплексах Алтае-Саянской области, восточного Казахстана, Киргизского Тянь-Шаня, северо-западного и северо-восточного Китая, Монголии, Дальнего Востока России и Японии и фиксируют проявление океанического плюмового магматизма. Широкое распространение внутриплитных океанических базальтов в АК ЦАСП и ЗП предполагает непрерывный плюмовый магматизм в период около 800 млн. лет (от позднего неопротерозоя до кайнозоя). Максимум проявления плюмового магматизма приходится на поздний неопротерозой-кембрийский и меловой периоды, в течение которых произошли самые объемные излияния базальтовых

магм с внутриплитными геохимическими характеристиками, включая несколько океанических плато, возможно связанные с двумя суперплюмами: Азиатским (неопротерозой) и Тихоокеанским (мел), которые действовали в Палеоазиатском океане и Палео-Пацифике соответственно [4]. Минимум плюмовой активности в Палеоазиатском океане пришелся на период с позднего ордовика до раннего девона, что может быть связано как с затуханием плюмовой активности, так и с тектонической эрозией образований активных окраин, включая и аккреционные комплексы с образованиями OPS, на конвергентных окраинах Казахстанского и Таримского континентов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00313) и МПГК ЮНЕСКО (проект № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» - Project № 592 IGCP, IUGS-UNESCO "Continental Construction in Central Asia").

ЛИТЕРАТУРА

1. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52. № 4. С. 541-567.

2. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геол. и геофиз. 2008. Т. 49. № 4. С. 335-356.

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

4. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 126-158.

5. Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochernical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. № 3. P. 191-207.

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

СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Сафонова И.Ю.[1,2], Симонов В.А. [1,2],Обут О.Т. [3], Хромых С.В. [1,2], Котлер П. [1,2]

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; inna03-64@mail.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск;

Субдукция океанической коры и образование связанных с ней магматических и осадочных комплексов являются важнейшими процессами в геологической истории Земли. С океанической субдукцией связаны как формирование новой (ювенильной) континентальной коры в результате магматизма островных дуг, так и процессы образования и распада суперконтинентов и связанных с ними этапы открытия и закрытия палеоокеанов. Поэтому расшифровка происхождения вулканогенно-осадочных комплексов в составе орогенных поясов, образованных при закрытии палеоокеанов, представляет особое значение. В Горном Алтае и Чарском офиолитовом поясе восточного Казахстана присутствуют разные комплексы вулканических и терригенных пород палеозойского возраста и субдукционного происхождения, в том числе аккреционные толщи и смежные с ними субдукционные комплексы. За последние годы в аккреционных комплексах Горного Алтая и Восточного Казахстана были детально изучены позднеопротерозойские, кембрийские и позднедевонские вулканогенно-осадочные толщи океа-

нического происхождения. В пределах Чарского пояса вулканиты андезитобазальтовой серии и терригенные породы (граувакки) кратко упоминались С.Ю. Беляевым (1985) в составе автохтона, но их химический состав, петрология и изотопный возраст никогда ранее не изучались. Нами были получены первые данные по составу и петрогенезису, возрасту и характеру взаимоотношений магматических и осадочных пород Чарской зоны. Датирование этих комплексов ранее было затруднено из-за сложной структуры самого пояса, состоящей из многочисленных тектонических пластин, надвинутых друг на друга и сложенных породами аккреционного комплекса, включающего магматические и осадочные породы океанической стратиграфии, и островодужных комплексов [4, 2].

Тектонические пластины и блоки сложены основными и средними вулканитами, тоналитами и плагиогранитами. В тектонических пластинах выделено 2 типа вулканитов. Щелочные и толеитовые базальты (1 тип) ассоциируют с позднедевонско-раннекарбоновыми океаническими осадками и характеризуются геохимическим составом близким к базальтам океанических островов и образовались в СОХ соответственно [4]. Вулканиты 2-го типа ассоциируют с терригенными породами (граувакки) и представлены базальтами и андезитами толеитовой и известково-щелочной серий [2], для которых характерны пониженные содержания TiO_2 и отрицательные Nb-Ta аномалии на редкоэлементных спектрах. Толеитовые разности менее обогащены LREE, чем известково-щелочные и имеют более низкие содержания Nb и Th: (La/Yb_N) = 1.1 и 3.0, Nb = 0.65 и 3.93, Th = 0.54 и 1.86 соответственно. Составы вулканитов и включений в клинопироксенах также предполагают их формирование в условиях внутриокеанической островной дуги [2]. Тоналиты и плагиограниты присутствуют в виде отдельных блоков в зоне меланжа, разделяющего позднедевонско-раннекарбоновые океанические комплексы и позднекарбоновые островодужные.

Ранее датирование этих пород было ограничено геологическими и микропалеонтологическими методами, дающими, как правило, слишком большой возрастной интервал [1]. Нами методом LA ICP MS были получены первые датировки по цирконам из щелочного базальта (1 тип OIB), долеритов и андезитов (2 тип), а также из тоналита и плагиогранита. Самыми древними (457-440 млн. лет) оказались плагиограниты предположительно позднеордовикской океанической коры [1], что требует дополнительной проверки, т.к. было проанализировано только 1 зерно. Разброс датировок базальта типа OIB составляет от неопротерозоя до среднего девона, но самые молодые даты (369-357 млн. лет), в целом, соответствуют позднедевонскому возрасту ассоциирующих с ними кремней, определенному по радиоляриям [3]. Островодужные долериты, в которых ранее были найдены кембрийские цирконы [2], оказались среднедевонского возраста (395-386 млн. лет), т.е. близкого по возрасту к островодужным комплексам Рудного Алтая. Возраст андезитов варьирует от визе до башкира (340-316 млн. лет), что соответствует геологическому возрасту известково-щелочных серий региона, включая Жарма-Саурский островодужный террейн, а также возрасту островодужных вулканитов из смежных регионов СВ Китая (Джунгания). Возраст тоналита на границе между ранним и поздним карбоном (323 млн. лет) соответствует возрасту андезитов, а также возрасту соседствующих с ними отложений аккреционного комплекса. Последнее имеет особое значение, т.к. пространственное совмещение одновозрастных образований аккреционных комплексов и надсубдукционных магматических дуг является свидетельством тектонической эрозии, т.к. в противном случае они были бы разделены отложениями более древних аккреционных комплексов [5]. Таким образом, в составе Чарской сдвиговой зоны впервые были выделены и продатированы фрагменты среднепалеозойской внутриокеанической дуги и впервые продатированы образования позднекарбоновой магматической дуги. Эти вулканические толщи совмещенными в пространстве со средне- и поздне-палеозойскими образованиями ордовик-

ской и позднедевонско-раннекарбоновой океанической коры, которые также были продатированы методами цирконометрии впервые. Все эти толщи были тектонически совмещены в позднем палеозое в результате коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и последующей сдвиговой тектоники.

Работы выполнены при поддержке проектов РФФИ № 16-05-00313 и МПГК-ЮНЕСКО № 592 «Образование континентальной коры в Центральной Азии в сравнении с современными примерами из западной Пацифики».

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: Наука. 1981. С. 103-178.

2. Курганская Е.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А. Геохимия и петрогенезис надсубдукционных вулканических комплексов Чарской сдвиговой зоны (восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 62-77.

3. Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М. и др. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 145-151.

4. Safonova, I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V. et al. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // Journal of Asian Earth Science. 2012. V. 49. P. 20-39.

5. Safonova I., Litasov K., Maruyama, S. Triggers and sources of volatile-bearing plumes in the mantle transition zone // Geoscience Frontiers. http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.11.004.

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ САХАЛИНА

Сим Л.А.[1]. Богомолов Л.М.[2], Брянцева Г.В.[3]

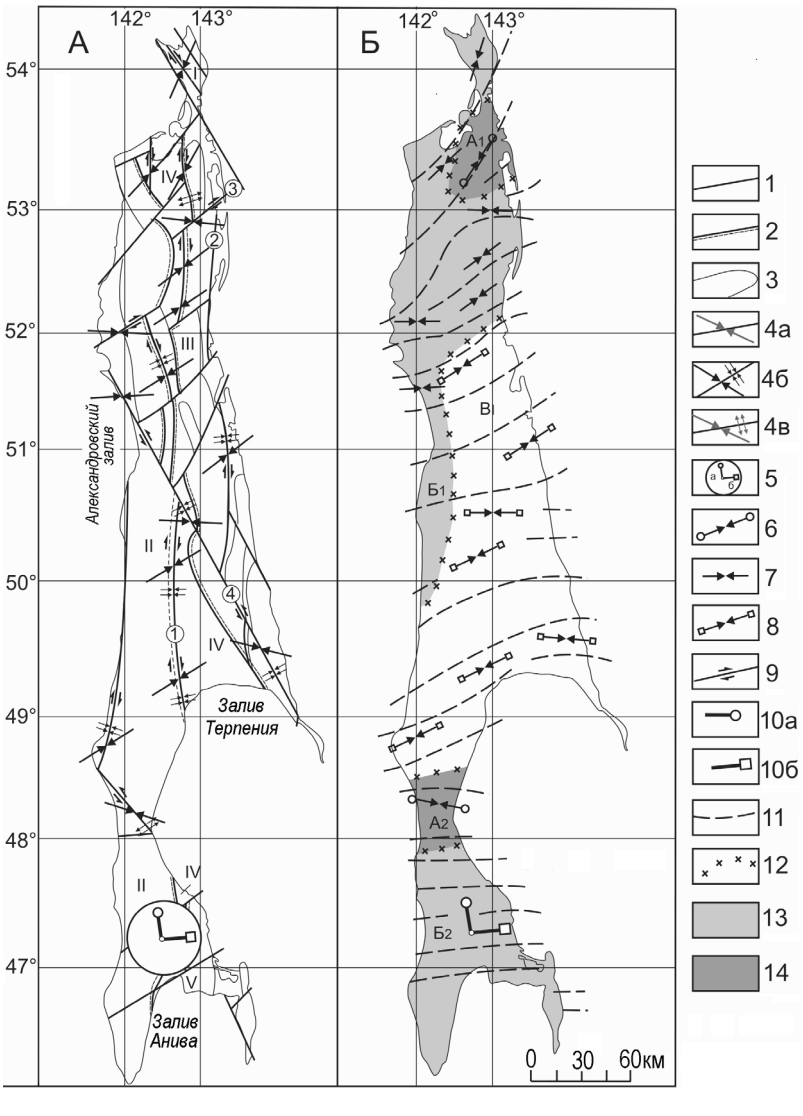
[1] Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта РАН, Москва sim@ifz.ru
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, bleom@mail.ru
[3] МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический ф-т, Москва, bryan.bryan@yandex.ru

Крупнейшие литосферные плиты: Евразийская, Северо-Американская и Тихоокеанская образуют активный регион Северо-Восточной Азии. В приграничной полосе между этими плитами выделяются самостоятельно вращающиеся микроплиты, к числу которых относятся Амурская и Охотская [7]. О-в Сахалин находится между этими микроплитами; граница между ними зачастую гипотетически проводится по крупнейшему Центрально-Сахалинскому разлому меридионального простирания, который на Северном Сахалине известен и под названием Тымь-Поронайского. Наличие такой границы должно обусловить различное неотектоническое и современное напряженное состояние западнее и восточнее разлома. **Целью исследований** являлось изучение новейшей тектоники, реконструкция неотектонических напряжений, анализ литературных сейсмологических и геофизических данных для подтверждения этой границы.

Для проверки наличия границы между Амурской и Охотской микроплитами составлена структурно-геоморфологическая карта острова по методике, разработанной Н.П.Костенко [4] и комплексом тектонофизических и структурных методов проведено изучение новейшего напряженного состояния Сахалина. На Северном и Центральном Сахалине неотектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых напряжений [5] по среднемасштабным топографическим картам и космическим фотоснимкам, а на Южном Сахалине полевыми структурными и тектонофизическими методами – методом анализа сколовых сопряженных пар трещин [1], кинематическим методом [2], методом поясного распределения трещин в зонах разрывов [3]. По полученным на Южном Сахалине данным о локальных стресс-состояниях (ЛСС) восстановлено единое региональное поле этой части острова по методике [5].

Структурно-геоморфологическая карта Сахалина составлена на основе анализа рельефа Сахалина по топографической карте м-ба 1:500 000. Новейшие структуры острова отчетливо показывают продольную зональность с выделением западной и восточной зоны новейших поднятий, разделенных протяженной Центрально-Сахалинской впадиной. Перечисленные зоны неоднородны по простиранию и разбиваются разломами различных направлений на серию глыбово-блоковых поднятий, отличающихся по высоте. Центрально-Сахалинский разлом выражен в новейшей структуре и служит границей крупной Западной зоны поднятий и Центрально-Сахалинской впадиной. На рис.1А показаны и перечислены выделенные структуры.

На Северном и Центральном Сахалине тектонические напряжения восстановлены по среднемасштабным топографическим картам и космическим фотоснимкам СГ методом. Метод позволяет восстанавливать направление сдвигового перемещения по разлому и определять три обстановки формирования сдвига: геодинамические обстановки дополнительного сжатия (или растяжения), направленные нормально к плоскости сдвига и трехосное напряженное состояние. Возраст восстановленных напряжений считается неотектоническим по возрасту молодых плиоцен-четвертичных отложений, которые развиты практически по всей исследуемой территории и которые разбиты мегатрещинами и новейшими разломами. Восстановленные тектонические напряжения свидетельствуют о преимущественно субмеридиональном сжатии и широтном растяжении (рис.1А).



Восстановленные на Северном и Центральном Сахалине неотектонические напряжения дали возможность произвести районирование областей с разной геодинамической обстановкой формирования разломов. в новейший этап (рис.1Б). Ни по ориентировкам восстановленных осей сжатия, ни по геодинамической обстановке не выделяются западная (Амурская) и восточная (Охотская) микроплиты.

На Южном Сахалине разными полевыми методами определено 36 ЛСС. Они свидетельствуют о значительном разбросе осей главных нормальных напряжений. Тем не менее, сведенные на единую стереограмму ориентировки осей сжатия и растяжения дали возможность определить региональное поле напряжений Южного Сахалина по строго обоснованному методу [6]. Их распределение на стереограмме позволило выделить конуса сжатия и растяжения с углами при вершине 90°; оси конусов взаимно перпендикулярны и представляют оси главных нормальных напряжений общего для всех ЛСС общего поля напряжений. Это региональное поле напряжений сдвигового типа характеризуется следующими параметрами: σ_1 – 350∠10, σ_2 – 112∠66, σ_3 – 260∠20. В этом поле напряжений максимально активными являются крутопадающие левые сдвиги с аз. пд. 32∠83 и правые сдвиги с аз. пд. 125∠68; сдвиги имеют незначительную сбросовую компоненту перемещений. Оно нанесено на рис.1Б. По геодинамической схеме нельзя разделить Амурскую и Охотскую плиты. Анализ механизмов очагов землетрясений, произошедших в период 1962-2011 гг, также не дает основания разделять названные плоты по современному напряженному состоянию. При интерпретации данных ГСЗ ИФЗ-19 (профиль сечет Южный Сахалин с ЮЗ на СВ) авторами выявлена наклонная отражающая площадка М1 на глубине 40-60 км западнее о-ва Сахалин, погружающаяся в сторону Охотского моря [6]. На о-ве Сахалин крупное нарушение, которое могло бы ассоциироваться с границей между Амурской и Охотской микроплитами, не выделено. Вывод. Анализ неотектонических напряжений, сейсмологических данных о современном напряженном состоянии и данных интерпретации ГСЗ не дает основания проводить границу между Амурской и Охотской плитами по Центрально-Сахалинскому разлому.

Рис.1. Схема новейшей геодинамики о. Сахалин

А. Неотектонические структуры и оси главных нормальных напряжений. 1-3 – Неотектонические структуры: 1 – разломы, выделенные по геоморфологическим данным; 2 – границы структур 1 порядка; 3 – границы о поднятий и впадин. Цифрами обозначены поднятия: I – Шмитовское; II – Западно-Сахалинское, III – Восточно-Сахалинское, V – Сусунайское; впадины: VI – Центрально-Сахалинская; 4 – Северный и Центральный Сахалин – оси сжатия в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим (СГ) методом, сопровождаемые: а – трехосным напряженным состоянием, б – обстановкой дополнительного растяжения, в – обстановкой дополнительного сжатия; 5 – Южный Сахалин – оси алгебраически: а – минимальных, б – максимальных сжимающих напряжений общего поля напряжений, восстановленных по банку данных о локальных стресс-состояниях (ЛСС). *Б – Схема районирования областей с разной геодинамической обстановкой.* 6-8 – Оси сжатия, восстановленные СГ методом в разных геодинамических обстановках: 6 – дополнительного растяжения, 7 – трехосного напряженного состояния, 8 – дополнительного сжатия; 9 – сдвиги; 10 – оси главных нормальных напряжений, восстановленные методом нахождения общих полей напряжений по данным о ЛСС: а – растяжения, б – сжатия; 11 – траектории субгоризонтальных осей сжатия; 12 – Границы областей с разной геодинамической обстановкой.

А – Области с обстановкой дополнительного растяжения: **$А_1$** – Северная, **$А_2$** – Поясок; **Б** - обстановкой: I – дополнительного растяжения (Iа – Северная, Iб – Поясок), **Б** – трехосного напряженного состояния (**$Б_1$** – Западная, **$Б_2$** – Южно-Сахалинская), **В** – дополнительного сжатия (Центрально-Сахалинская). Крупнейшие разломы (цифры в кружках): 1- Центрально-Сахалинский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Верхнепильтунский, 4 – Набильский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
2. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
3. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1961. 47 с.
4. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П. Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых М. 2001. С. 212 (МПР РФ геокарт. МГГА).
5. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
6. Филоненко В.П., Павленкова Г.А. Некоторые особенности динамики земной коры Охотоморского региона // Геофизика XX1 столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В.В.Федынского. М.: Научный мир. 2006. С. 101-107.
7. Seno T., Sakurai T., Stein S., 1996. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? Journal of Geoph. Research. 101 (B5), 11305 -11315.

ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕМ ВЕНДЕ И НИЖНЕМ КЕМБРИИ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сокур Т.М.

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail: Sokur:1966@mail.ru

Поздний докембрий представляет собой один из интереснейших этапов геологической истории Земли. С этим периодом связаны события, которые кардинально изменили ход истории. На границе раннего и позднего венда произошла перестройка структурного плана и перераспределение областей осадконакопления.

Одним из важнейших рубежей в позднем докембрии на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы совпадает с началом могилев-подольского времени (редкинский горизонт). Под влиянием движений в Галицийской геосинклинальной области завершилась перестройка структурного плана, наметившаяся в поздневолынское время, и произошла существенная смена палеогеографических обстановок. Следующий этап – каниловское время (котлинский горизонт) вендского осадконакопления имеет свои отличительные особенности. Структурный план и условия седиментации этого времени, хотя и наследовали структурно-палеогеографическую ситуацию могилев-подольского этапа, претерпели весьма существенные изменения.

Региональное погружение всего юго-западного края платформы предопределило формирование Днестровского перикратонного прогиба, дальнейшее развитие которого происходило в течение каледонского цикла и вызвало начало поздневендско-раннекембрийской трансгрессии, которая распространилась на большие участки платформы, ранее не покрывавшиеся морем [2].

К верхнему венду исследуемого района относятся могилев-подольская и каниловская серии. Могилев-подольская серия состоит из трех свит – могилевской, ярышевской и нагорянской. В могилевской свите выделяются ольчедаевские, ломозовские, ямпольские и лядовские слои. Ярышевская свита подразделяется на бернашевские, бронницкие и зиньковские слои. Нагорянская свита подразделяется на джуржевские и калюсские слои. Каниловская серия залегает на могилев-подольской со структурным несогласием и объединяет четыре свиты – даниловскую (пилиповские, шебутинецкие слои), жарновскую (кулешовские, староушицкие слои), крушановскую (кривчанские, дурняковские слои), студеницкую (поливановские, комаровские

слои). В составе балтийской серии (кембрий) в районе Подольского выступа выделяют окунецкую, хмельницкую и збручскую свиты, в Волынской части западного склона Украинского щита – ровенскую и стоходскую свиты.

Отложения могилев-подольской и каниловской серий Днестровского перикратона, окаймленного с востока внутриплатформенной областью сноса Украинского щита, а с юго-запада тектонически активной зоной байкалид Добруджи, Ю.Р. Беккер [1] относит к нескладчатым молассовым образованиям.

Тектонический режим формирования осадков верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы изучался с использованием ряда диаграмм [6].

В каждой свите могилев-подольской серии присутствует фигуративная точка, которая попадает в поле океанических островодужных комплексов. Поскольку геохимический состав терригенных пород является результатом комплексного взаимодействия различных непостоянных процессов, таких как источник сноса, рельеф, химическое выветривание, перенос, диагенез и т.д., упомянутое расположение позиционных точек не может свидетельствовать о формировании терригенных осадков непосредственно в такой геотектонической обстановке. Однако может указывать на участие в процессе формирования данных песчаников продуктов разрушения изверженных и вулканических пород.

Базальные отложения могилев-подольской серии формировались в условиях активного тектонического режима. Большой разброс значений модулей косвенно говорит о быстром поступлении и захоронении в бассейне значительных количеств сравнительно пестрой по петрохимическому составу и свежей кластики, которая ассоциирует с ультраосновными, основными, средними и кислыми вулканитами.

Позиционные точки средних составов песчаников свит каниловской серии расположены на диаграмме в непосредственной близости друг к другу в зоне активных континентальных окраин, с минимальными значениями для K_2O/Na_2O и относительно высокими значениями для SiO_2. Это указывает на почти одинаковые геодинамические условия, существовавшие на протяжении каниловского времени и развивающиеся по определенной цикличной схеме с достаточно глубоким преобразованием терригенного материала.

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала была применена TAS-диаграмма [7]. Точки, отвечающие аргиллитам ломозовских слоев, группируются в полях основного и среднего составов (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит), ямпольских слов располагаются в полях ультраосновного и основного составов (пикритобазальт, базальт), лядовских слоев – основного и среднего составов (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит, андезит). В бернашевских слоях исходная пирокластика имела средний состав (базальтовый андезит, базальтовый трахиандезит, трахиандезит). В бронницких слоях, наряду с эффузивными породами среднего состава, преобладающей становится пирокластика кислого состава (дацит и риолит). В зиньковское время фиксируется вулканогенный материал основного и среднего составов (базальт, базальтовый андезит и андезит) [4]. Джуржевские слои – среднего и кислого составов (базальтовый андезит, андезит, дацит). Аргиллиты калюсских слоев – среднего состава (базальтовый андезит, андезит). Для аргиллитов каниловской серии характерна группировка фигуративных точек в полях среднего и кислого составов (андезита и дацита). Для пород хмельницкой свиты характерно наличие вулканогенного материала основного, среднего и кислого составов (базальта, базальтового андезита, андезита и дацита).

Скорость осадконакопления зависит, как известно, от соотношения процессов поступления осадочного материала, размыва осадков и скорости прогибания дна бассейна, отражаясь в текстурах осадочных пород и аутигенной минералогии.

Глинистые минералы очень чутки к окружающей физико-химической обстановке. Нарушение установившегося равновесия немедленно влечет за собой их преобразование в соединения, устойчивые в новых условиях. Диагенетические минералы встречаются по всему разрезу верхневендских и нижнекембрийских отложениях на юго-западной окраине ВЕП. Однако наблюдается определенная закономерность в приуроченности диагенетической минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам. Это обусловлено рядом причин. Формирование осадочных пород представляет собой весьма длительный и сложный процесс, где ведущее положение занимает тектоника и, в частности, режим колебательных движений земной коры, а так же химический состав пород, климат, рельеф местности, гидродинамика и окислительно-востановительные условия, минерализация вод и другие факторы литогенеза. Аргиллиты достаточно широко представлены в породах верхневендских и нижнекембрийских отложениях на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и изучались многими исследователями, определившими их минеральный состав, эпигенетические изменения.

Каолинитовая минерализации характерна для аргиллитов ломозовских, ямпольских, лядовских, бернашевских, джуржевских, калюсских слоев и для аргиллитов даниловской свиты. Карбонатная минерализация проявляется в лядовских, зиньковских, калюсских слоях, а так же в аргиллитах жарновской и крушановской свитах. Линзовидная фосфатная минерализация обособлена в ломозовских, зиньковских, калюсских и кулешовских слоях. Литиевая минерализация характерна для аргиллитов ямпольских, ольчедаевских, ломозовских слоев. Для калюсских слоях нагорянской свиты могилев-подольской серии венда характерно совместное нахождение каолинитовой и карбонатной минерализации. Подобное нахождение высокоглиноземистых и карбонатных пород указывает на специфические условия преобразования осадка и может служить индикатором обстановки осадконакопления и среды выветривания. Высокоглиноземистые породы приурочены только к верхней части калюсских слоев. Высокоглиноземистые породы представляют собой светлые, почти белые, светло-серые афанитовые образования с раковистым изломом. Они образуют прослои мощностью до 5 см и протяженностью до 5 м, согласные со слойчатостью вмещающих аргиллитов. В нижней части калюсских слоев в 6 м выше подошвы отложений отмечаются карбонатные прослои со структурой конус-в-конус. Они представлены кальцитом и имеют повышенное содержание марганца. Образование этих пород происходило в процессе диагенеза в результате кристаллизации карбонатных гелей. Линзовидные стяжения фосфатной минерализации имеют мощность 3-4 см и протяженность до 3-3,5 м, чаще 0,5-0,7 м. Они залегают согласно напластованию и приурочены преимущественно к алевритовым разностям аргиллитов. При микроскопическом изучении обнаруживается фосфатное вещество изотропное, в виде очень мелких, не более 0,001 мм, неправильной формы. Постоянно отмечается присутствие единичных округлых зерен глауконита и глобулярный пирит. Обязательно присутствует фтор и хлор в породах. Фосфатный минерал – франколит [3]. Стяжения насыщенных фосфатным материалом пород в линзы и желваки, и образование минеральных форм происходило только в период диагенеза. Тот факт, что фосфатный материал представлен франколитом и не успел перекристаллизоваться в апатит, является косвенным признаком быстрого захоронения осадка. Литиевая минерализация была выявлена в процессе проведения геологической съемки на склоне Украинского щита в 1987-1990 гг. Литий связан с глинистым материалом в песчаниках – его количество в глинистой фракции в 2-3 раза, иногда на порядок превосходит содержание в валовой песчаной пробе. Минеральный состав такой фракции 0,01 мм кварц-полевошпат-гидрослюдисто-хлоритовый, причем глинистая компонента составляет не более 47% объема и представлена гидрослюдой и хлоритом с незначительными примесями каолинита. Основным

минеральным носителем лития является литиевый хлорит – кукеит. Он присутствует в породе наряду с железо-магнезиальными хлоритами, в тонком прорастании с ними и гидрослюдой, образуя тонкочешуйчатый агрегат. Установление природы данной минерализации остается проблематичной. В работе [5] были рассмотрены несколько вариантов. В случае возникновения литиевой минерализации путем экзгаляций четко просматривается аутигенный характер образования. Рассматривая вариант нахождения материала из разрушенных литий- фтористых гранитов можливо говорить о диагенетической природе литиевой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

2. Великанов В. А., Асеева Е. А., Федонкин М. А. Венд Украины. К.: Наук. думка. 1983. 164 с.

3. Сокур Т.М. Франколит–минерал-индикатор литогенеза аргиллитов верхнего венда на юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Минеральные индикаторы литогенза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар. 2011. С. 202-205.

4. Сокур Т.М. Петрохимическая диагностика вулканогенных пород верхнего протерозоя юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. // Зб. наук. праць ІГН НАН України. Вип.5. 2012. С. 91-95.

5. Сокур Т.М. Літієва мінералізація у верхньовендських відкладах на піденно-західній окраїни Східноевропейської платформи. // Мін. збір. 2012. 62. Вип. 2. С. 200-205.

6. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.

7. Le Maitre R.W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Camdridge Universiti Press. 2002. 236 pp.

ФОРМИРОВАНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ – СЛЕДСТВИЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩЕГО ТЕЧЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАСС, А НЕ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Уткин В.П.

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

Во второй половине прошлого века в России (Геологический институт РАН, Москва) разработано учение о тектонической расслоенности литосферы. В процессе горизонтальных срывов и дифференцированных смещений литопластин разной глубинности формируются парные структуры фронтального скучивания и тылового оттока масс, названных А.В. Пейве, структурообразующим течением коровых масс, в которых важную роль играют сдвиги, ограничивающие литопластины с флангов. В Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода главная форма тектонического течения коровых масс – система левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону [3]. Развитие сдвигов, как установлено [5] – следствие смещений их СЗ крыльев на ЮЗ 205-250°, что возможно в условиях тектонической активности Азиатского континента, а не океанических плит. Сопутствующие сдвигам структуры скучивания и оттока континентальных масс наиболее ярко проявлены в формировании Японского и Охотского морей [5].

Центрально-Японский (ЦЯ) рифт размещен между Сихотэ-Алинской (СА) и Восточно-Японской (ВЯ) левосдвиговыми зонами (рис. 1). СА зона сдвигов (суммарная амплитуда не менее 500 км [5]) и ВЯ (амплитуда около 800 км [6]) прерывисто-непрерывно были активны в позднем мелу-кайнозое, отражая время длительного раскрытия ЦЯ рифта как дуплекса растяжения этих несоосных левосдвиговых зон.

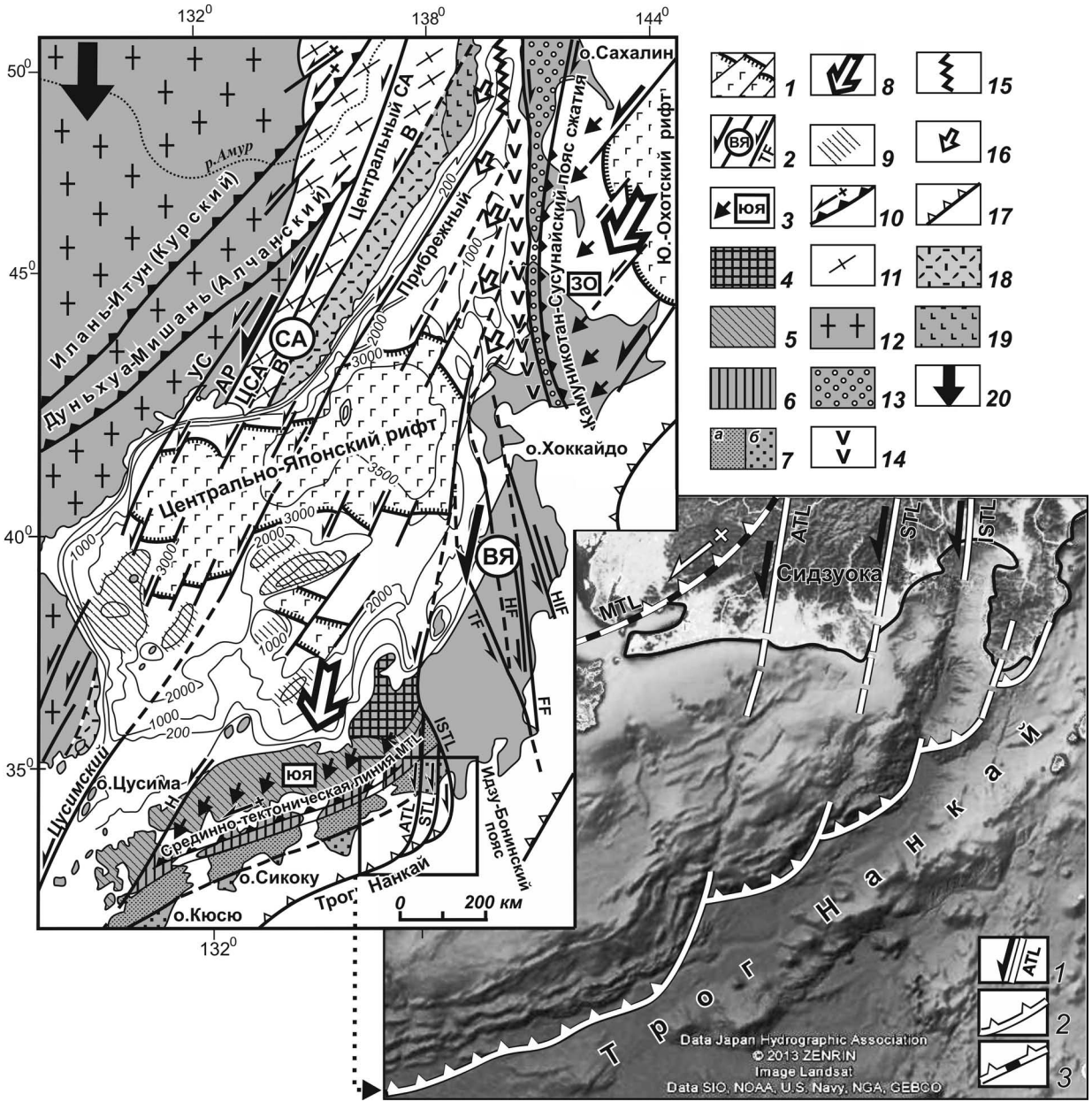


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона (по [4], дополнено).

1 – сдвиго-раздвиговые границы рифтогенных глубоководных впадин с океанической корой; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги: **СА** – Сихотэ-Алинская (**ЦСА** – Центральный Сихотэ-Алинский, **В** – Восточный, **АР** – Арсеньевский, **УС** – Уссурийский, **П** – Прибрежный), **ВЯ** – Восточно-Японский (**TF** – Танакура, **FF** – Футаба, **HIF** – Хутокабэ-Ирия, **ISTL** – Итоигава-Шизуока, **ATL** – Акаиши, **STL** – Сасауама); 3 – Южно-Японский (**ЮЯ**) и Западно-Охотский (**ЗО**) пояса фронтального сжатия; 4-7 – тектонострати графическое зональное строение юго-западной Японии: массив Хида (4), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (5), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (6), мел-кайнозойский пояс Шиманто (7): северный мел-кайнозойский пояс (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 8 – направление смещения коровых масс; 9 – подводные поднятия с континентальной корой; 10-11 – структуры сжатия (парагенезы Сихотэ-Алинских левых сдвигов): взбросо-надвиги Бохай-Амурской системы (10), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (11); 12 – Восточно-Азиатский архей-протерозойский композитный кратоноген; 13-16 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (13), Ребун-Манеронский (14), Татарский (15) и направление их растяжений) (16); 17 – зоны Беньофа (субдукции океанический плит); 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 19 - пояс плейстоценовых базальтоидов Татарского рифта; 20 – направление полюсобежный сил. Врезка: 1 – сдвиги, проявленные в акватории; 2 – чешуйчато-надвиговый срыв континентальных масс; 3 – Срединная Тектоническая Линия.

Раскрытие рифта происходило вследствие отрыва Юго-Западной Японии от континента со смещением по системе пологих разноглубинных срывов, транспортирующих образования разного состава, в том числе, и фрагменты океанической коры (пояса Курасегава, Чичибу) и выведенных на поверхность листрическими взбросо-надвигами в Южно-Японском поясе скучивания масс, что определило разрастание области седиментации с формированием зонального пояса Шиманто с тектоно-стратиграфическим наращиванием в сторону океана. В горах Акаиши [7] (рис. 1, врезка) пояс Шиманто срезан и растащен системой левых сдвигов, которые четко прослеживаются к югу в пределах акватории. Сдвиги, рассекая нависающий край континента, не проникают ниже предполагаемой зоны субдукции, а сопровождаясь развитием системы фронтальных листрических надвигов, формируют северо-западный борт трога Нанкай, который идентичен поясу Шиманто с его системой листрических надвигов, вергентных на ЮВ. Судя по плоской морфологии дна трога Нанкай (см. рис. 1, врезка), океаническая плита является целостным, супержестким, согласно плейттектонической модели, монолитным телом. Обладая такими морфо-физическими характеристиками, субдуцирующая плита не может дислоцировать нависающий край континента с развитием дифференцированных сдвигов, которые однозначно указывают на то, что континентальные массы смещались на юг, надвигаясь на океаническую литопластину (см. рис. 1, врезка).

Парные структуры оттока и скучивания масс проявлены и в формировании Южно-Охотского рифта (см. рис. 1). В тылу сорванных в позднем кайнозое литопластин, смещавшихся вдоль сдвигов на ЮЗ, формировалось раздвиговое «окно» с развитием глубоководной впадины с крутыми бортами и синхронным подъемом мантийных продуктов (пассивный рифтогенез). Фронтальное сжатие выразилось развитием Комуикотан-Сусунайского пояса с его системой чешуйчато-надвиговых структур, вергентных на ЮЗ и сложенных пластинами континентальной и океанической (перидотиты, серпентиниты) коры.

Японское и Охотское моря разделены системой рифтов (см. рис. 1), которые в позднем мелу-кайнозое формировались как тыловые структуры растяжения, смещавшихся континентальных масс на ЮЗ вдоль Сихотэ-Алинской системы сдвигов. В свою очередь, позднекайнозойская активизация смещений континентальных масс Охотоморского региона на ЮЗ привела к трансформации Западно-Сахалинского рифта из структуры растяжения в структуру сжатия с развитием вдоль его восточной окраины Каммуикотан-Сусунайских чешуйчато-надвиговых структур и взбросо-надвигов с новейшей орогенией (Восточно-Сахалинские горы).

Таким образом, суммарный вектор смещений коровых масс в АТЗП составляет ЮЮЗ 180-250°. Это направление встречное и косо-встречное по отношению к северо-северо-западному направлению субдукции океанической коры, что не позволяет считать субдукцию главным геодинамическим фактором в развитии инфраструктуры АТЗП и, напротив, согласуется с тектонической активностью Азиатского континента, смещавшегося на ЮЮЗ.

Смещение континентов рассматривается как тектоническое течение масс горных пород на макроуровне [2] в условиях действия полюсобежных сил [1]. Важную роль в качестве тектонического фактора играют инерционные силы неравномерно вращающейся Земли, моменты инерции которых определяются формулой: $I=MR^2$, где M – масса тела, R – радиус вращения. Тектонически обособленные литопластины (блоки коры) обладают разными массами и радиусами вращения и, следовательно, разнятся моментами инерции, что вызывает их смещение относительно друг друга как в плане, так и в разрезе. Смещение Юго-Западной Японии и континентальных масс в Охотоморском регионе, с формированием тыловых структур растяжения, по-видимому, вызвано срывом континентальных литопластин, наиболее «скоростных» по отношению к нижерасположенным мантийным литопластинам с меньшими радиусами вращения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука. 1968. 123 с
2. Пущаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3-12.
3. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.
4. Уткин В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73-87.
5. Уткин В.П. Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? // ДАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 314-319.
6. Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N. 1. P. 51-63.
7. Tanabe H., Kano K. IIIite crystallinty study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56-68.

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКАХ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Ханчук А.И.

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

В геологических реконструкциях геодинамической (тектонической) обстановки скольжения литосферных плит уделялось недостаточно внимания, хотя современные примеры таких обстановок на западе Северной Америки, в Новой Зеландии и т.д., хорошо изучены. Вероятно, это связано с тем, что в первоначальной модели плитовой тектоники границы скольжения плит рассматривались как трансформные (переходные) (transform plate boundary). Наши исследования показывают, что обстановка скольжения литосферных плит была широко распространена в мезозойско-кайнозойской геологической истории восточной окраины Евразии [1, 2, 3, 4]. Она характеризуется определенной тектоникой, магматизмом и металлогенией, и должна рассматриваться как самостоятельная геодинамическая (тектоническая) обстановка, равноправная с обстановками спрединга, субдукции и внедрения нижнемантийных плюмов. В целом, границы скольжения возникали в результате глобальных перестроек движения плит: внутри континентов на син- и постколлизионных этапах после столкновения континентов; в зоне перехода континент-океан после погружении зон спрединга под континентальную окраину; коллизии островных дуг с окраиной континента или друг с другом. В результате прекращения субдукции и скольжения плит, в переходной зоне на континентальной окраине формировалась широкая (тысячи километров) зона сдвиговых дислокаций. Астеносфера, которая имеет меньшую плотность чем слэб, начинала двигаться из-под стагнированного слэба в верх через разрывы в слэбе.

Тектоническими маркерами границ скольжения плит являются турбидитовые бассейны на границе континент-океан, гигантские складки с крупнопадающими шарнирами («петли», ороклины) в орогенных поясах, образованные террейнами аккреционных призм, турбидитовых бассейнов и островных дуг [2, 5], а также развитие синсдвиговых зон растяжения и сжатия. Магматические комплексы над погруженным слэбом распространены на обширной площади в виде отдельных ареалов, что отличает их от линейных надсубдукционных магматических поясов. Типична антидромная последовательность, например: риолиты-бимодальная серия-базальты. Характерны адакиты и небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов, а также монцониты и граниты А2-типа. Характер магматизма определяется вкладом следующих источников: астеносферного диапира, слэба, надсубдукционного клина и нависающей литосферы [6]. Разное сочетание указанных источников определяет пестрый характер магма-

тизма в обстановке скольжения плит: ультраосновного, основного и кислого. В среднекислых породах преобладают субдукционные характеристики, в основных и ультраосновных – внутриплитные. На существующих классификационных геохимических диаграммах одновозрастные породы одной территории попадают в поля различных геодинамических обстановок.

В зоне перехода континент-океан можно выделить два варианта тектонической эволюции обстановки скольжения литосферных плит. В первом: в результате сдвиговых перемещений происходило сжатие переходной зоны и формирование на ее месте новой континентальной литосферы. Синорогенные магматические породы с внутриплитными характеристиками указывают на обстановку трансформной континентальной окраины, а не субдукции. Таким образом, орогенные пояса на границе континент-океан образуются только в периоды существования обстановки скольжения литосферных плит. Не существует надсубдукционных орогенов [7]. Во втором варианте – наоборот, происходила деструкция континентальной литосферы и образование окраинных морей типа Японского и Охотского. Излияния эоцен-олигоцен-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов япономорского региона соответствовало этапу скольжения литосферных плит, разрыву древней субдукционной пластины и внедрению горячей и деплетированной океанической астеносферы Тихоокеанского MORB-типа в субконтинентальную азиатскую литосферу с EMII изотопными характеристиками [6].

Типовыми для обстановок скольжения литосферных плит являются медно-порфировые месторождения, платино-метальные зональных интрузий урало-аляскинского типа, серебряные (с золотом) и оловянные в бимодальных магматических сериях. Характерны различные скарновые месторождения связанные с гранитами, которые имеют изотопные мантийные метки, месторождения золота в черных сланцах, а также многие другие месторождения, принадлежность которых в обстановках скольжения литосферных плит еще предстоит установить.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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: Программа и тезисы совещания. М: ГЕОС. 1997. 272 с. *http://fegi.ru/elibrary/doc_details/623.*

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. *http://fegi.ru/elibrary/doc_details/223*.

3. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34. *http://fegi.ru/elibrary/doc_details/310/*

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981с. *http://fegi.ru/elibrary/doc_details/37.*

5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394. № 6. С. 791-795. *http://fegi.ru/elibrary/doc_details/68.*

6. Мартынов Ю. А., Ханчук А. И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихоте-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/370.

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

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Челноков Г.А.[1], Брагин И.В.[1], Жарков Р.В[2], Харитонова Н.А [1,3], Гусева Н.В.[4], Шестакова А.В[4]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: geowater@mail.ru
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, ул. Науки 2-Б, e-mail: rafael_zharkov@mail.ru
[3]Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, e-mail: tchenat@mail.ru
[4]Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», г. Томск, пр. Ленина 30, e-mail:guseva24@yandex.ru

Флюидогенерация является одной из важнейших характеристик глубинных разломных зон литосферы и наиболее ярко проявлена в вулканических областях. Приуроченность большинства крупных месторождений минеральных вод к глубинными тектоническим нарушениям также не вызывает сомнений [1, 4, 6]. Изотопные характеристики сопутствующих газов доказывают, что такие месторождения углекислых вод как Синегорское, Шмаковка, Ласточка, Мухен, Удалянчи, маркируют региональные зоны разуплотнения Земной коры, по которым газы глубинного происхождения достигают поверхности [6]. Очевидно, что подобные природные объекты отражают состояние геологической среды и могут служить для организации мониторинга широкого ряда гидрогеохимических параметров. Предшествующие сейсмичности изменения в химическом составе подземных вод, сопутствующих газов, температуры и уровня воды обнаруживают пространственно временную связь с тектоническими напряжениями, потоками глубинных флюидов, изменением внутрипорового давления в системе вода-порода-газ и собственно разрушением пород [7].

Благодаря своему расположению о. Сахалин является идеальной природной лабораторией для наблюдения за реакцией гидросферы на тектонические события различного генезиса, от близповерхностных до глубинных. Активный тектонический режим острова Сахалин обусловлен его расположением в западной части Охотоморской литосферной плиты, испытывающей влияние Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плит. Границы плит характеризуются глубинными разломами сдвигового характера, а со стороны Тихоокеанской плиты наблюдается современная зона субдукции. В пределах острова выделяется три региональных разлома Хоккайдо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Западно-Сахалинский, в пределах которых происходит активная разгрузка флюидов. Крупнейшие сейсмические события происходившие на о. Сахалин в современное время (Нефтегорское землетрясение, Углегорское и пр.) связываются учеными с активизацией древней субдукционной зоны, действующей в позднемеловое-палеогеновое время [2].

С 2014 г. на о. Сахалин проводятся исследования преследующие своей целью выявление гидрогеохимических индикаторов характеризующих реакцию среды на тектонические события (землетрясения, извержения грязевых вулканов и пр.). Подобные наблюдения показали свою перспективность на Камчатке, а для о. Сахалин проводятся впервые. Предварительные работы показали, что выбор природного объекта для постановки мониторинга за изменением гидрогеохимическими и газогеохимическими параметрами имеет огромное значение. На первом этапе проводилось картирование термоминеральных источников, наблюдение за изменением физических параметров, изучение газовой и водной фазы. Полученная информа-

ция сопоставлялась с геологическими данными и сейсмическими событиями происходящими в регионе. Результаты работ показали, что на сегодняшний день, наиболее перспективной для наблюдений является южная часть Центрально-Сахалинского разлома.

Центрально-Сахалинский разлом (ЦСР) взбросо-надвигового типа является западной границей Анивского прогиба. Интенсивно проявленная здесь разрывная тектоника и складчатость, обусловлена надвигообразованием в зоне разлома. Эту часть прогиба выделяют как приразломную пликативно-дизъюнктивную зону [5]. Возникшими при надвигах сдвиговыми разрывами ЦСР разбит на отдельные фрагменты, имеющие разные амплитуды смещения, кинематику и т.п. Этим региональным надвигам соответствуют грязевой вулканизм, глинистый диапиризм. Так, на южном участке ЦСР находится Южно-Сахалинский грязевой вулкан и крупное месторождение углекислых минеральных вод Синегорское.

В 2015 г. непрерывные автоматические измерения параметров на опорном пункте Синегорского месторождения (скв. № 33) были начаты 05.06.2015 г. и прекращены 05.09.2015. Выбор места расположения станции обусловили низкие фоновые концентрации ОА почвенного радона составляющие 66-200 Бк/м^3, по которым предполагалось выделить лунные циклы и влияние атмосферного давления, а также различные по масштабу потоки радона. Короткоживущего радионуклида торона (55 сек) в потоке газов не отмечалось. В скважину были опущены датчики регистрирующие электропроводность, температуру и уровень воды, также был установлен барометрический датчик, регистрирующий атмосферное давление.

Анализ полученных результатов выявил несколько особенностей: 1 – с момента начала регистрации значения электропроводности снижались, но в определенный момент стали стабильно повышаться; 2 – примерно в это же время зарегистрировано резкое увеличение ОА радона и торона; 3 – поведение температуры и уровня воды в скважине не имело характерных особенностей за весь период регистрации. Момент изменения геохимических параметров относился к началу июля 2015 г.

Согласно данным «СПРАВКИ о сейсмичности зоны ответственности СФ ГС РАН» в июле 2015 года в Сахалинском регионе зарегистрировано три землетрясения, все они произошли на юге острова. Первое, зарегистрированное 3 июля в 21:07 UTC (Кс = 9.4; Н = 11 км), ощущалось в п. Синегорск с интенсивностью в 3-4 балла, в пп. Быков, Углезаводск, Санаторный – 3 балла, п. Ёлочки – 2-3 балла, гг. Южно-Сахалинск и Холмск и п. Пятиречье – 2 балла. Второе и третье произошли 25 июля в 14:45 и 15:43 UTC (Кс = 7.6 и 5.8, Н = 8 км) и ощущались в г. Южно-Сахалинск в 3 и 2 балла соответственно.

Сопоставление данных по изменению гидрогеохимических параметров и временем сейсмических событий позволило установить связь между землетрясением произошедшим 3.07.2015 г. и зафиксированными изменениями геологической среды.

За 25 дней до сейсмического события началось резкое уменьшение электропроводности воды, сменившееся через 10 дней кратковременным увеличением, которое вскоре снова сменилось падением, теперь уже до минимальных значений. С 26.06.2014 амплитуда колебаний электропроводности значительно уменьшилась до 60 мСм, а произошедшее 3.07.2015 землетрясение запустило процесс роста электропроводности, продолжавшееся до конца измерений. Схемы подобного поведения электропроводности, уровня воды или геохимических индикаторов достаточно хорошо описаны в научной литературе [3, 7] и основаны на том, что при подготовке сейсмического события происходит изменение напряженного поля среды, в результате чего может происходить усиление или ослабление истечения радона, изменение уровня вод, либо их состава. В активных разломных зонах может происходить как насыщение, так и разбавление подземных вод различными газовыми и жидкостными флюидами, что изменяет химический состав подземных вод. Полученные данные показывают, что в период подго-

товки землетрясения происходило постепенное изменение динамических полей напряжений в регионе. В результате форшоковых растяжений могли открываться трещины для поступления пресной воды, обуславливающей падение электропроводности. Афтершоковое сжатие напротив могло сопровождаться растрескиванием массивов горных пород, в том числе и интрузивных, что в итоге привело к повышению уровня эманирования радона.

Резкий скачок ОА радона и торона был зарегистрирован спустя 41 час после землетрясения, произошедшего 3 июля 2015г. При этом минимальные значения составляли 20 000 Бк/м^3, а максимальные 620 000 Бк/м^3. Спустя 57 часов значения торона составили 21439 распадов. После этого, на восстановление фонового уровня торона потребовалось около 3 суток, в то время как для более долгоживущего радона около двух недель (до 20.07.2015). Наблюдаемые результаты показывают нелинейность выхода радона в зависимости от изменения напряженного состояния среды, что также подтверждено результатами ученых в различных регионах мира [7].

Впервые для о. Сахалин получены данные о том, как реагирует поле радона в пределах комплекса осадочных пород на прохождение волн местных землетрясений в непосредственной близости от пункта наблюдений. Сейсмическая активность 25 июня на данном объекте отражения не имела. В соответствии с записями прибора до 31.08.2015 никаких значительных колебаний активностей радионуклидов не зарегистрировано. Вероятно, это связано с геоструктурными условиями и расположением очагов землетрясений. Отметим также, что для скважины № 33 реакция на сейсмическое событие никак не выражалась в изменении уровня воды. Колебания уровня были хаотичны, как в суточном, так и в более длительных циклах, и не превышали 7 см.

В результате исследований удалось выявить, что электропроводность (минерализация) воды и радон, в составе сопутствующих газов, могут являться представительными гидрогеохимическими индикаторами тектонических событий. Основной проблемой является выбор объекта (скважины) для наблюдений, который не может быть сделан без проверки реальными сейсмическими событиями, т.н. калибровки, которая дает оценку прогностическим возможностям наблюдательного пункта. Данное ограничение может быть нивелировано расширением сети наблюдательных скважин.

Работа выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований № 14-05-00243, № 14-05-00171 и ДВО РАН № 15-I-2097.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврушин В. Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС. 2012. 348с. (Труды Геологического Института. Вып. 599).

2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Глубинное строение сейсмоопасных регионов Земли (о. Сахалин) // Вестник ОНЗ РАН. Т. 6, 2014 doi:10.2205/2014NZ000121.

3. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон-надежный индикатор геодинамических процессов // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 165-169.

4. Челноков Г. А., Харитонова Н. А. Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2008. 165 с.

5. Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В., Веселов О.В., Харитонова Н.А., Шакиров Р.Б. Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 33 № 1. С. 115-117.

6. Чудаев О. В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2003. 203 с.

7. Parotidis, M., Rothert, E. and Shapiro, S. A. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in the Vogtland/NW Bohemia, central Europe. 2003, Geophys. Res. Lett. 30. 2075, doi:10.1029/2003GL018110.

ПРОБЛЕМЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ

Четырбоцкий А.Н.

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

В науках о Земле численное представление радиального распределения ряда параметров его среднего состояния определяется так называемой моделью внутреннего строения Земли. Согласно ей структурно тело Земли отвечает последовательности шаровых слоев (геосфер) с контрастной границей между ними. В связи с этим представляет интерес изучение сходства и отличий моделей, а также влиянии температуры на характер распределения ряда параметров слоев. Актуальность такого изучения обусловлена высокой степенью информативности температуры как меры термодинамического состояния изучаемых систем.

Несмотря на высокую погрешность ее измерений и в условиях ограниченности доступного для изучения выборок данных, здесь рассмотрено решение этого вопроса. Представляется целесообразным выделение основных направлений численного моделирования динамики вещества геосфер.

Здесь сначала формулируются основные положения, на которых основаны современные модели радиального распределения параметров. Объектами рассмотрения выступают модели «Земля-2» [4], PREM (Preliminary Reference Earth Model) [8] и IASP91[9]. Алгоритмы математического аппарата приведены в [6].

Сопоставление кривой распределения температуры на участке 0-2890 км и кривой вертикального распределения температуры в океане [4] указывает на их определенное сходство: в обеих ситуациях на начальных глубинах следует резкий рост, а далее для некоторого конечного участка следует стабилизация значений. В обоих случаях механизм такого распределения определяется простым соотношением

$$dT/dz = \gamma(T,P)(T_m - T),$$

где $\gamma(T,P)$ подлежащая определению функция (в простейшем случае линейная функция аргументов, численные значения коэффициентов оцениваются на основании наблюдений); T_m предельное значение температуры. Если принимается $\gamma(T,P) = const$, то распределение температуры следует выражению

$$T(z) = T_m[1 - \exp(-\gamma z)].$$

Параметр рассчитывается по методу наименьших квадратов (МНК)

$$\gamma = \sum_1^N \ln(T_m - T_i) / \sum_1^N z_i,$$

где N=100 наблюдений (объем исходной выборки). Тогда $\gamma = 4{,}3 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$. Адекватность этой модели распределению температуры PREM-модели следует из высокого значение коэффициента корреляции 0.779.

Целесообразность построения таких моделей и их дальнейшее использование видится в том, что посредством их можно придать количественную оценку некоторым процессам. Например, если принять факт горячего образования Земли, то формирование и динамику верхних оболочек можно сформулировать следующим образом. При остывании поверхности Земли и ее затвердевания здесь формируется слой с пониженной теплопроводностью и повы-

шенной вязкости. Поскольку потери тепла верхних частей этого слоя выше нижележащих, то далее следует цепочка приростов его толщины. Поступающий к нижней границе слоя вертикальный поток эндогенного тепла вследствие пониженной теплопроводности обусловливает здесь рост подкоровой тепловой энергии. В результате формируются температурные волноводы и астеносфера. Численную модель динамики толщины коры можно определить записью

$$dh/dt = [\alpha(T,P) - \beta(T,P)h]h,$$

где h толщина литосферы; $\alpha(T,P), \beta(T,P)$ некоторые функции T и P (в простейшем случае линейные функции аргументов, численные значения коэффициентов которых оцениваются на основании наблюдений). Традиционно эта модель является основным инструментарием математической биологии для моделирования динамики некоторого параметра состояния рассматриваемой популяции (длины, биомассы, численности и т.д.) в условиях ее пространственной ограниченности.

Здесь физический смысл $\alpha(T,P)$ и $\beta(T,P$ состоит в следующем [7]. В начальный период формирования коры $\alpha(T,P)$ определяет ее относительный прирост в единицу времени $h^{-1}dh/dt$; когда вступают препятствующие росту толщины факторы (например, высокое давление на нижний слой вышележащих толщ), относительный прирост после своего максимума убывает и далее принимает нулевое значение. Максимальное значение h равно α/β. В случае $\alpha(T,P) = const$ и $\beta(T,P) = const$ этап линейного относительного роста наступает после $h^* = \alpha/2\beta$, что соответствует точке перегиба кривой $h=h(t)$.

Многообразие практического использования подобных (6) соотношений и простота их адаптации для решения задач из различных предметных областей показывает его высокую универсальность [5].

Результаты анализа распределений в условиях принятия допущения о горячем происхождении Земли позволяют сформулировать такую концептуальную модель формирования геосфер Земли. Вызванная остыванием внешнего слоя Земли, его кристаллизация приводит к формированию коры. Поскольку она является теплоизолирующим слоем, то на ее нижней границе формируется слой повышенного теплосодержания. Далее он трансформируется в астеносферу. Далее конвекция обусловливает перемешивание геоматериала, что приводит к росту толщины мантии и понижению размера ядра.

Интересно также отметить, что выявленное сейсмическими методами разнонаправленность вращения коры и остальной части можно объяснить действием ускорения Кориолиса. Согласно ему, в океане течения в северном полушарии отклоняются вправо действию ветра и влево в южном полушарии. Численно этот эффект определяется так называемой спиралью Экмана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.П. Геотектоника. М.: «Нефть и газ» РГУ им. И.М. Губкина. 2005. 368 с.

2. Кузнецов В.В. Физика горячей Земли. Новосибирск. 2000. 365 с.

3. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир. 1991. 447 с.

4. Сорохтин О.В., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 506 с.

5. Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики земли// Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 753-760.

6. Четырбоцкий А.Н. Методы и алгоритмы решения задач снижения размерности пространства описания. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 95 с.

7. Четырбоцкий А.Н. Крупномасштабное математическое моделирование пространственно-временной динамики морского ледяного покрова (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука. 2009. 192 с.

8. Dziewonski A.M., Anderson Don L. Preliminary Reference Earth Model/ Phys. Earth Planet Inter., 25. 1981. P. 297-356
9. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Inter. 1991. V. 105. P. 429-465.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Шевырева М.Ж., Шевырев С.Л.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток,
e-mail: xmxmj@mail.ru

Дальний Восток России испытывает потребность в наращивании минерально-сырьевой базы углеводородного сырья для развития нефтегазовой промышленности. В этой связи пристальное внимание геологоразведочных организаций приковывают перспективные зоны сложного геологического и тектонического строения.

Задачи настоящего исследования заключаются в изучении тектоно-стратиграфического строения акватории, идентифицировании и дешифрировании морфоструктур морского дна разных порядков на основе гравитационно-батиметрической цифровой модели рельефа, а также сопоставлении выделенных структуры перспективным нефтегазоносным участкам.

В настоящее время выделяют три модели генезиса нефти и газа: депрессионная (бассейновая), рифтогенная и субдукционно-обдукционная или коллизионная [1]. Для окраинных морей Дальнего Востока характерна первая модель нефтегазообразования. Это классический образец нефтегазообразования, в соответствии с ним накопление нефтематеринской породы происходит в зоне устойчивого прогибания в земной коре. Погружение и накопление толщ осадка, обогащенного органическим веществом на дне моря претерпевают воздействие повышенных температуры и давления (стадия катагенеза, t=300-350 ^{o}C, P>100 МПа). Образуясь, углеводороды мигрируют и задерживаются в нефтегазовых ловушках, в качестве которых часто выступают антиклинальные складки. Современные активные разломы и сейсмика формируют тектоническую нарушенность структур морского дна. Разрушение сплошности флюидоупоров ведет к эманации углеводородов [3].

Татарский пролив включает три осадочных потенциально нефтегазоносных бассейна: в северной части располагается Северо-Татарский, в южной – Южно-Татарский, в западной части – Исикари-Западно-Сахалинский [3]. Локализация скоплений углеводородов обусловлена спецификой геологического строения. На картах сейсмического районирования Дальнего Востока России акватория Татарского пролив отмечена сейсмоактивными зонами, здесь наблюдаются средне и глубокофокусные землетрясения [4].

Осадочные бассейны (ОБ) пролива образовались в обстановках переменной кинематики земной коры, о чем свидетельствует осложнение дна и склона Татарского пролива дислокациями различной кинематики.

Северо-Татарский и Южно-Татарский ОБ имеют рифтогенное происхождение (конец эоцена – начало олигоцена). Бассейны претерпевали несколько фаз тектоно-магматической активизации и синхронного прогибания в эпохах позднего эоцена-олигоцена, раннего-среднего миоцена, позднего миоцена-раннего плиоцена [3].

Структурно-тектоническое районирование Татарского пролива Японского моря отражено в сложной гравитационно-батиметрической цифровой модели рельефа (ЦМР), отражен-

ной в данных спутников Envisat и Jason [5]. Наиболее выражены структурные элементы 2-го, 3-го, 4-го порядков. Структуры 2-го порядка характеризуют прогибы, крупные вне- и межбассейновые поднятия, разделяющие и обрамляющие их границы. Структуры 3-го порядка отражают неоднородности строения региона, это зоны складчатых дислокаций, грабены и вулканотектонические депрессии, разделяемые внутрибассейновыми поднятиями. Наиболее важными структурами 3-го порядка в отношении накопления залежей углеводородов, являются антиклинальные складчато-разрывные дислокации. Структуры 4-го порядка характеризуют локальные антиклинали кон- и постседиментационного генезиса и субвулканические интрузии [3].

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн (ИЗСОБ) также имеет выраженность структурных форм 3-го порядка и оценивается как наиболее нефтегазоперспективный. На юге Татарского пролива этот осадочный бассейн располагается в шельфовой зоне.

Вдоль ИЗСОБ протягиваются складчато-разрывные структуры (Холмско-Шебушинская) и Кузнецовская антиклинальная зона, маркирующие Западно-Сахалинский разлом. Главными структурами элементами бассейна являются Монеронский, Холмский, Ясноморский прогибы шельфовой территории, разделенные между собой антиклинальными структурами. На спутниковых ЦМР они выражены в виде региональных линеаментных зон.

Поднятия фундамента Татарского пролива отчетливо выражено в региональных гравитационных максимумах. Контрастные аномалии магнитного поля характерны для Северо-Татарского и Южно-Татарского бассейнов, главным образом это связано с вулканотектоническими поднятиями. В осадочных бассейнах установлены морфоструктуры как положительного, так и отрицательного характера и, вероятно, тектонического происхождения. Локальные впадины характеризуются отрицательным полем силы тяжести и пониженными положительными значениями магнитного поля [6].

Изучение части Татарского пролива, прилегающей с южной оконечности острова Сахалин, позволило идентифицировать современный тектонический паттерн территории, распределение кольцевых и линейных структур, локальных депрессий и поднятий. Проведено детектирование и дешифрирование положительных и отрицательных морфологических структур морского дна, которые соответствуют локальным поднятиям и прогибам акватории Татарского пролива.

Зона наибольшего теплового потока и сгущение эпицентров землетрясений соответствуют перспективному нефтегазоносному осадочному бассейну – Исикари-Западно-Сахалинскому, где фиксируются температура более 100 градусов Цельсия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере // Геология нефти и газа. 1988. № 10. С. 1-9.

2. Обжиров А.И., Соснин В.А. Мониторинг метана в Охотском море / Владивосток: Дальнаука. 2002. 250 с.

3. Жаров А.Э. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев // Владивосток: ДВО РАН. 2004. С. 11-13.

4. Комплект карт Общего сейсмического районирования России – ОСР-97 // Электронный ресурс: *http://seismos-u.ifz.ru/personal/ocp-97-abc_3.htm.* Дата обращения: 15.03. 2016.

5. Шевырев С.Л., Шевырева М. Ж., Чернышев В.В., Морозов А.А., Ивин В.В. Об оценке тектонической позиции скоплений углеводородов на шельфе Дальневосточных морей России по космическим данным // Горный Информационно-Аналитический Бюллетень. № S36. 2015. С. 236.

6. Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. М.: ВНИГНИ. 2007. С. 177-178

ГЛУБИННЫЙ СЛЕД ПАЛЕОЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИОХОТЬЕ

Шпикерман В.И.[1], Фельдман Л.Л.[2]

[1]ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского» Санкт-Петербург, Средний просп. 74, email: Vladimir_Shpikerman@vsegei.ru
[2]АО «Северо-Восточное производственно-геологическое объединение» г. Магадан, ул. Дзержинского 6, email: feldman@maggeo.ru

По материалам сейсмических разрезов МОВ-ОГТ опорных геолого-геофизических профилей (ОГГП) 2-ДВ и 3-ДВ в северном континентальном обрамлении Охотского моря выделяется глубинная структура, интерпретируемая нами как след зоны конвергенции двух разнородных блоков земной коры. Структура пересечена двумя субпараллельными сечениями, расположенными на расстоянии 370 км друг от друга: на юго-западе ОГГП 2-ДВ в интервале 50-200 км и на северо-востоке рассечкой ОГГП 3-ДВ в интервале 2700-2850 км (рис.1).

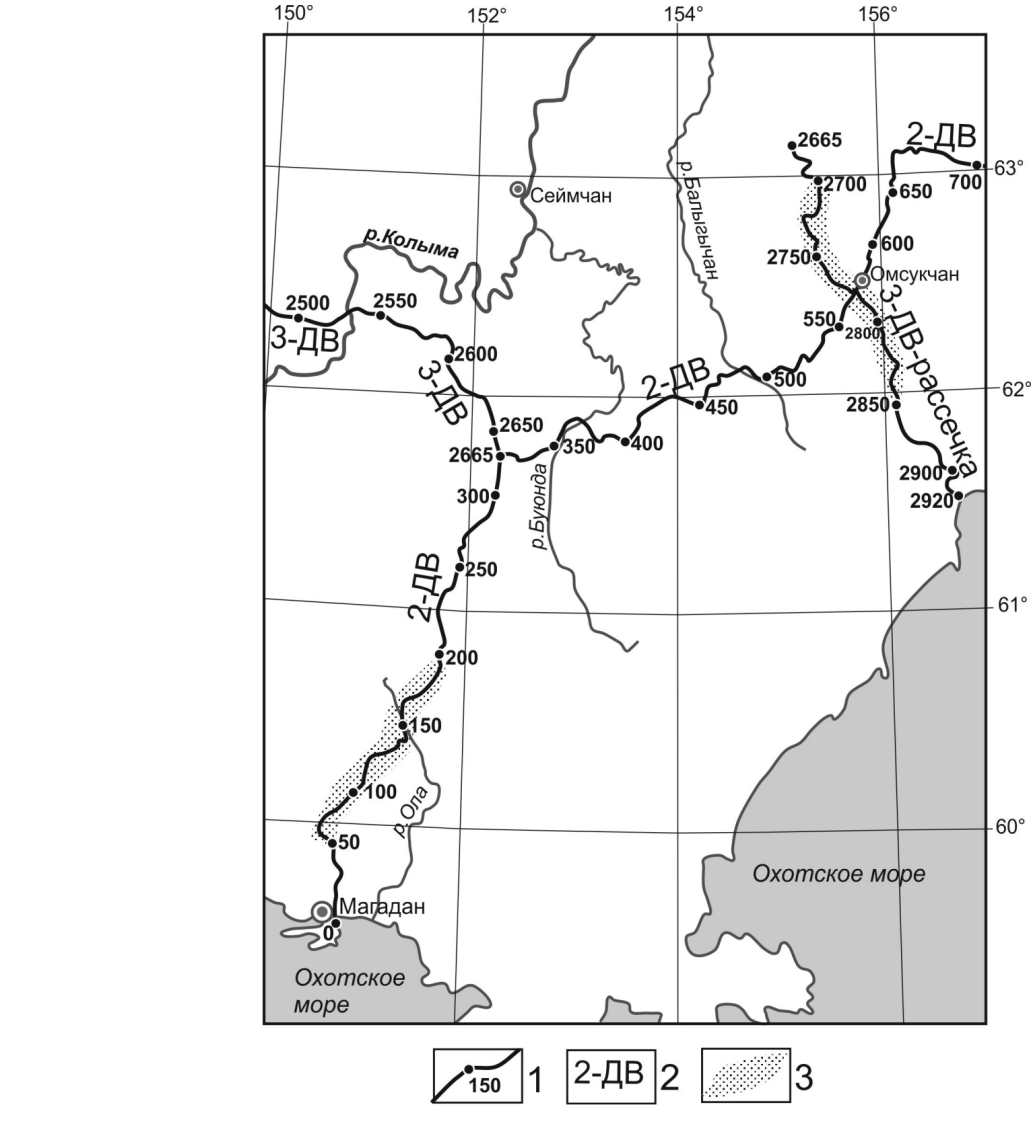


Рис. 1. Схема расположения опорных геолого-геофизических профилей в Северном Приохотье: 1– линии профилей с указанием пикетов в километрах профиля; 2 – названия профилей; 3 – интервалы профилей, в которых установлена глубинная структура конвергенции.

Рисунки сейсмического поля на глубинных мигрированных разрезах МОВ-ОГТ в обоих пересечениях выделяемой структуры совершенно идентичны (рис. 2).

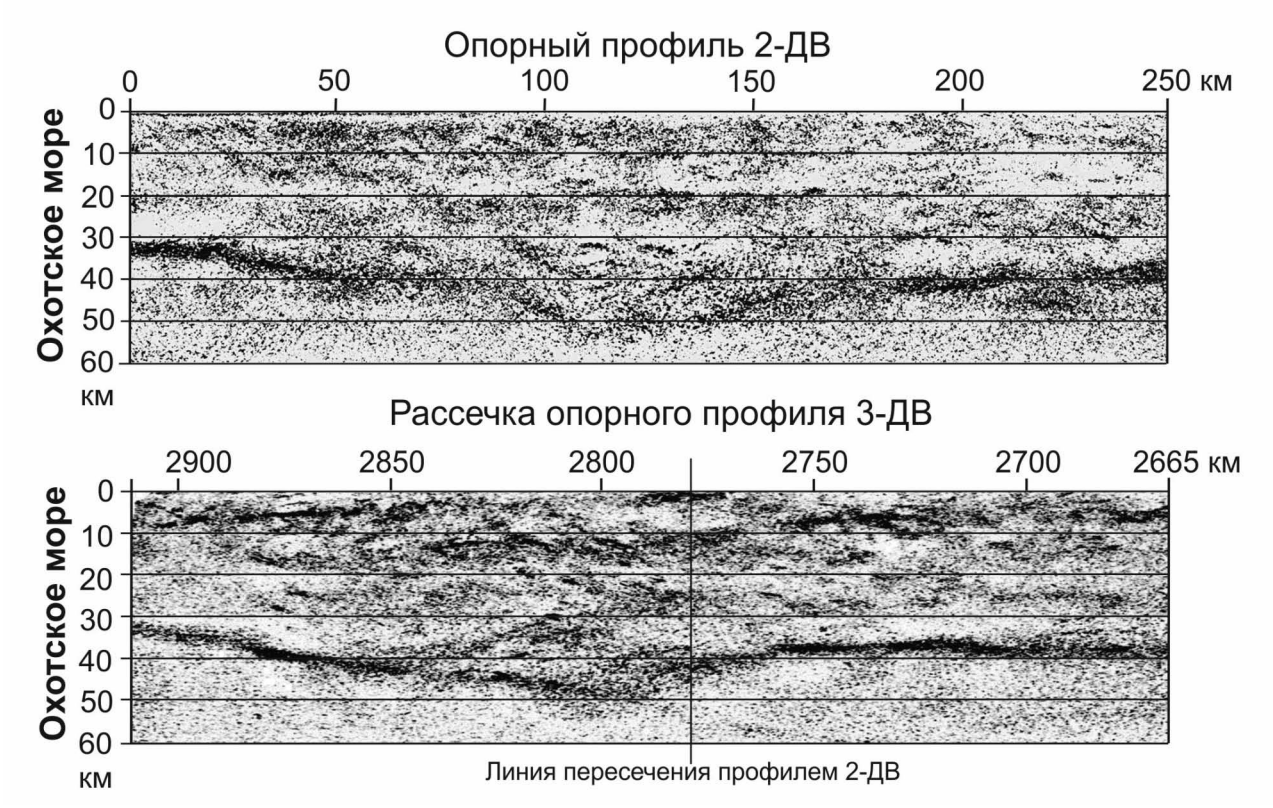


Рис. 2. Отражение глубинной зоны конвергенции в сейсмических разрезах МОВ-ОГТ на профилях 2-ДВ (с использованием [3]) и 3-ДВ (с использованием материалов (А.С.Сальников и др., 2014 г).

Подошва земной коры в этих разрезах, как со стороны моря, так и со стороны континента, характеризуется системами отражателей, наклоненных вниз навстречу друг другу. В месте встречи этих систем мощность земной коры достигает максимальных значений – 55 км. Вследствие встречного наклона систем отражения, нижняя часть выделяемой структуры напоминает крылья чайки в полете. В наиболее вогнутом фрагменте нижней границы земной коры плотность отражающих площадок снижается по сравнению с крыльями. По данным ГСЗ как в начале профиля 2-ДВ, так и в районе рассечки профиля 3-ДВ в верхней мантии отмечаются границы конформные границе нижняя кора – мантия по данным МОВ-ОГТ. Выше нижнего отражающего горизонта структура характеризуется нарушением горизонтальной расслоенности на всю мощность земной коры. Это выражается в появлении наклонных под разными углами, часто пересекающихся систем отражателей. В результате проявляются характерные зубчатые границы, похожие на сутуры. Серия таких границ в разрезе МОВ-ОГТ разделяет земную кору на два блока с различным рисунком сейсмического поля. Таким образом, выделяемая структура является глубинным швом между двумя структурно разнородными блоками земной коры.

Идентичность сейсмического поля в обоих описываемых фрагментах ОГГП, их размещение в единой геологической структуре (пограничная область Яно-Колымской и Кони-Тайгоносской складчатых систем, перекрытая Охотско-Чукотским вулканогенным поясом), одинаковая удаленность от Охотского побережья, дает основание считать, что мы имеем дело

с единой глубинной зоной. Это подтверждается и тем, что зона совпадает с высокоградиентной Приохотоморской гравитационной ступенью регионального масштаба. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать эту зону и как границу блоков с различной средней плотностью земной коры – более высокой со стороны океана.

Для расшифровки внутреннего строения зоны и более детального трассирования ее в плане, по территории значительно превышающей приведенной на рисунке (рис. 3), проведено статистическое зондирование поля силы тяжести с вычислением статистических параметров асимметрии и эксцесса [2]. В асимметрии с ориентировочной глубинностью от 30 до 45 км, зона прослеживается достаточно спокойным полем, осложненным протяженными минимаксными аномалиями. В районе Омсукчанского прогиба строение зоны значительно осложняется субмеридиональной структурой, уходящей в сторону Охотского моря.

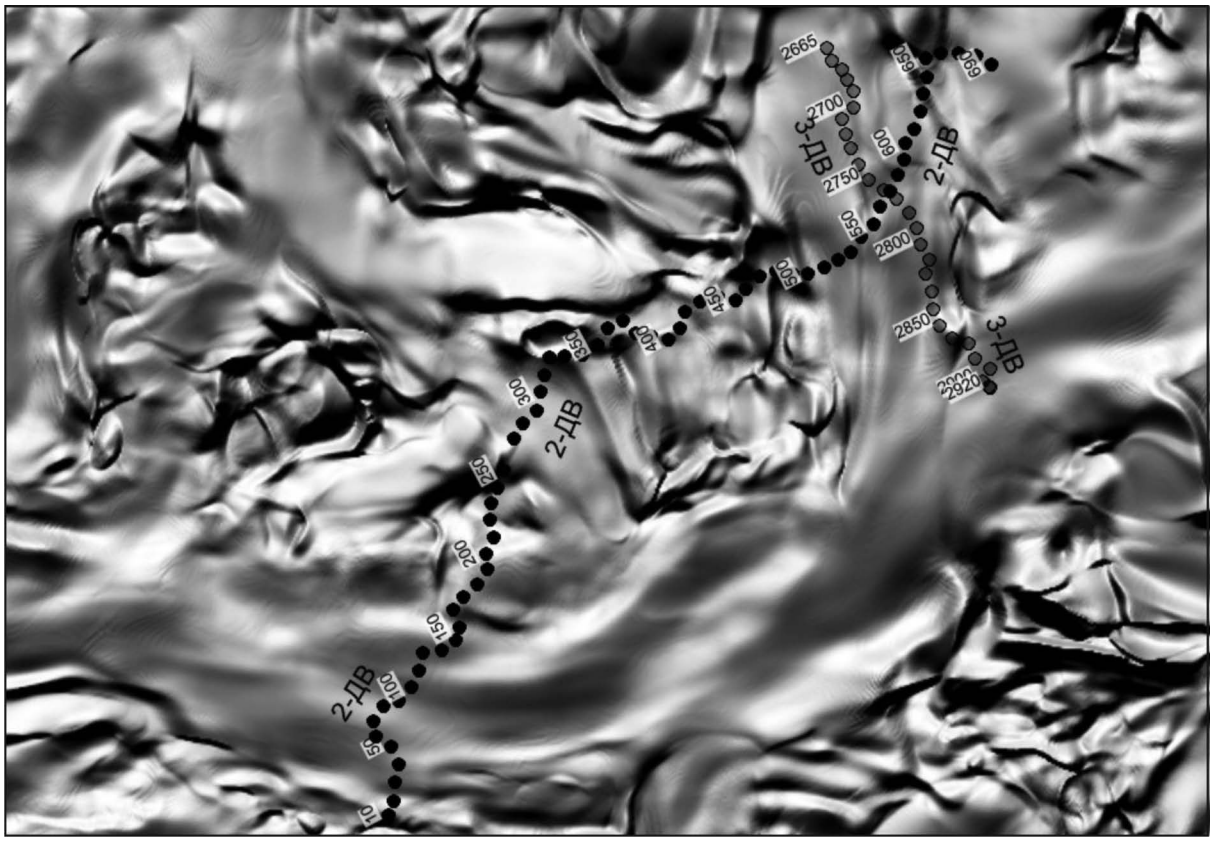


Рис. 3. Статистический параметр асимметрия поля силы тяжести на глубинах от 30 до 45 км. Псевдорельеф, горизонтальный угол 102, вертикальный 43 градуса.

Цифрами показаны пикеты опорных геолого-геофизических профилей в километрах профиля.

Выделяемая глубинная граница блоков, скорее всего, является швом столкновения Кони-Тайгоносской островодужной системы с террейнами аккреционной окраины Евразии. Столкновение произошло в доальбское время при закрытии задугового бассейна в результате субдукции под континент в конце юры – раннем мелу. Индикаторами этого события являются раннемеловые вулканоструктуры и тела гранитоидов к северу от рассматриваемой зоны, относимые к Удско-Мургальскому окраинно-континентальному поясу [Горячев, 2005]. На наличие былой зоны субдукции, вероятно, указывает хорошо заметная система отражателей на разрезе рассечки 3-ДВ, погружающаяся в полупрозрачную мантию в направлении от океана к континенту под углом 20° (см. рис. 2). В северо-восточной части рассматриваемого фрагмента

зоны, по-видимому, имела место косая субдукция, вследствие чего возникла оперяющая структура растяжения – Омсукчанский рифтогенный прогиб.

Авторы полагают, что проявленная в Северном Приохотье глубинная зона может служить типовой моделью глубинного строения зон конвергенции разнородных блоков земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2005. С. 17-38.

2. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации – КОСКАД 3Д // Геофизика. 2000. № 4. С. 29-33.

3. Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Андрющенко Ю.Н., Липилин А.В. Глубинные сейсмические исследования отраженными волнами // Структура и строение земной коры магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Сб. научн. тр. Новосибирск: Наука. 2007. С. 22-26.

ТИПЫ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОГИБАХ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Карнюшина Е.Е.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mail: agat1723@yandex.ru

Вулканогенно-осадочные отложения олигоцен-миоценового возраста мощностью более 3,5 км, изученные по керну скважин, представлены в прогибах Западной Камчатки терригенно-туффитовой, терригенно-туффито-кремнистой, туффитовой и туффито-угленосной группами формаций. Зональность катагенеза отложений установлена по замерам показателя отражения витринита (R_a,%) и, согласно принятой шкале [2], соответствует диапазону градаций $ПК_{1-2}$ – начала $МК_3$. На фоне стадиальных преобразований толщ наблюдаются особенности изменений коллекторов в продуктивных пластах и на водно-углеводородных контактах (ВУК) газовых залежей, а также выявлены следы действия гидротем [3].

В Ичинском и Колпаковском нефтегазоносных прогибах Охотско-Камчатского бассейна вулканогенно-осадочная олигоцен-миоценовая толща залегает с несогласием на существенно терригенном палеоцен-эоценовом рифтовом комплексе, содержащем залежь газоконденсата на Лиманской площади Ичинского прогиба.

Подзона протокатагенеза **(**глубина от 200-300 до 1500-1700 м) охватывает туффито-угленосную молассу верхнего миоцена (>1000 м) и средне-верхнемиоценовые формации – терригенно-туффитовую молассовую (200-500 м), а также относительно глубоководную туффито-диатомитово-кремнистую (300-500 м). На границе между градациями $ПК_{1-2}$ и $ПК_3$ на глубине 1000 м температура 55 ºС, в подошве подзоны – 85 ºС, геотермический градиент (ГТГ) в среднем – 4 ºС/100 м.

В водонасыщенной части разреза широко распространенные в молассах ортотуффиты песчаные и алевролитовые среднего состава преобразуются вследствие аутигенной глинизации. Лито- и кристаллокласты окаймлены пленками (до пяти и более) смектитов и хлорит-смектитов, образующими вторичный глинистый цемент. Он заполняет межпоровые каналы и поры, в центральной части которых наблюдаются более поздние кальцит, кристаллы клиноптилолита и реже десмина. Вследствие механического уплотнения и структурно-минеральных новообразований (СМН) пористость открытая ($П_{от}$) в водонасыщенных туффитах-коллекторах

убывает вниз по разрезу от 46 до 20%. Теплопроводность (λ) слабо карбонатных туфоалевролитов, измеренная во влагонасыщенных образцах [1], составляет 1,45 Вт/м•К, $П_{от}$ – 22,3%.

Туфоглины смектитовые нередко являются продуктами аутигенной глинизации туфов песчано-алевритовых, и выполняют роль локальных флюидоупоров. Их объемная плотность (σ) 1,8 г/см^3, λ – 1,14 Вт/м•К. Туфодиатомиты с биоморфной структурой (σ – 1,00-1,07 г/см^3, $П_{от}$ – до 50%), изученные в молассе Ичинского прогиба, содержат породообразующий опал-А до глубины 200-300 м (температура 25-30 ºС),

Наложенные явления в газоносной молассе Кшукского месторождения Колпаковского прогиба выражены торможением аутигенной глинизации. Вулканокласты окаймлены лишь одной-двумя смектитовыми пленками. Поры и соединяющие их каналы I-V продуктивных пластов, залегающих в интервале 1143-1350 м, закрыты частично, и $П_{от}$ варьирует от 23,6-31,7%. В зоне современного и древних прогрессивных ВУК II продуктивного пласта (интервал 1190–1220 м) наблюдается чередование как разуплотненных туффитов, вследствие их выщелачивания, так и переуплотненных за счет значительной карбонатизации, замещающей каркас коллекторов на 50-60%. $П_{от}$ изменяется в этом случае от 35 до 5% соответственно.

Туффито-диатомитово-кремнистая формация в подзоне протокатагенеза изменяется вследствие трансформации биогенного SiO_2 и раскристаллизации витрокластов кислого состава. Смена форм SiO_2 и постепенное исчезновение биоморфной структуры в туфокремнистых породах наблюдались в разрезе Тваянской площади Ичинского прогиба, где верхняя часть моласс размыта и рассматриваемая формация залегает на глубине 500-950 м. В туфокремнистых породах до глубины 700 м (температура 48 ºС) преобладает опал-КТ и отмечаются следы опала-А. Ниже распространены халцедон-кварцевые формы кремнезема в туфоопоках с биоморфно-детритовой реликтовой и глобулярной микроструктурой основными массами. Объемная плотность в туфодиатомитах не превышает 1,32 г/см^3, в туфоопоках достигает 1,46 г/см^3, $П_{от}$ убывает от 42 до 30% соответственно. Теплопроводность туфоопок, отобранных с глубины 1110 м в Колпаковском прогибе, низкая –1,05 Вт/м•К ($П_{от}$ – 20%, σ – 1,82 г/см^3).

По мере перехода к градации $ПК_3$ в разрезе прослеживаются перекристаллизованные туфоопоки с кристалломорфно-глобулярной микроструктурой, обособлениями сферолитов халцедона, единичными реликтами пиритизированных диатомей. Физические свойства этих разностей отличаются увеличением σ до 1,73-1,83 г/см^3, сокращением $П_{от}$ от 33 до 20%. Исходный состав пород, характер СМН, невысокая объемная плотность и значительная пористость обусловили теплоизолирующие свойства (среднее значение λ – 1,21 Вт/м•К) туффито-угленосной, терригенно-туффитовой и туффито-диатомитово-кремнистой формаций в подзоне протокатагенеза.

Подзона мезокатагенеза вскрыта до глубины 3707 м (температура 140 ºС), имеет видимую толщину 2007 м. ГТГ убывает вниз по разрезу от 3,1 ºС /100 м до 2,0 ºС /100 м. В подзоне скважинами вскрыты олигоцен-среднемиоценовые туффито-опоково-кремнистая и туффито-терригенная формации.

Туффито-опоково-кремнистая формация представлена преимущественно туфоопоками. Они циклично чередуются с подчиненными по толщине туффитами песчано-алевритовыми и туфоглинистыми хлорит-смектитовыми породами. На градации $МК_1$ $П_{от}$ туффитов в среднем 15%, средняя плотность туфоглинистых пород 2,3 г/см^3. Преобладающие в разрезе перекристаллизованные туфоопоки имеют глобулярно-кристалломорфную микроструктуру основной халцедон-кварцевой массы, нередко пиритизированы, пронизаны густой сетью «волосных трещин», заполненных кальцитом. Их плотность 2,12-2,38 г/см^3, $П_{от}$ – 1,5-10,6 % (в среднем 5,5%), λ – 2,5-2,74 Вт/м•К. Таким образом, теплопроводность туфокремнистых пород на градации $МК_1$ увеличивается более чем вдвое по сравненинию со значением этого параметра

(1,2 Вт/м•К) в вышезалегающей туффито-диатомитово-кремнистой формации.

Туффито-терригенная формация находится в пределах градации $МК_2$– начале градации $МК_3$ (глубина 2500–3707 м). Пачки песчано-алевритовых граувакк и туффитов, неравномерно распределенные по разрезу, тяготеют к верхней части формации, имеют толщину от 20 до 50 м и являются коллекторами газоконденсатных залежей в Колпаковском прогибе. Аутигенные цементы в коллекторах хлорит-смектитовый и карбонатный распределены неравномерно. Цеолиты – десмин и ломонтит, присутствуют в верхней и нижней части разреза соответственно. Для граувакк в нижней части формации типичен неравномерно распределенный цемент соприкосновения зерен, поровый кальцитовый и пленочно-поровый гидрослюдисто-хлоритовый. $П_{от}$ в описанных породах – 2-23% (средние значения на градации $МК_2$ – 10%, $МК_3$ – 3%,). λ туффитов, идентичных по степени карбонатности (5-11%), варьирует в пределах градации $МК_2$ от 1,66 до 2,44 Вт/м·К, что объясняется различным типом СМН в них. В I группе λ – 1,66-1,98 Вт/м•К (в среднем 1,84 Вт/м•К). Это туфопесчаники и туфоалевролиты, реже ортотуффиты с рассеянным типом СМН, представленным аутигенным глинистым пленочным и карбонатным неравномерно поровым цементом, с редкими кристаллами цеолитов на стенках пор. Во II группе, где преобладают ортотуффиты с концентрированными формами СМН, в том числе в различной степени пиритизированные, λ изменяется от 2,08 до 2,44 Вт/м•К (среднее – 2,25 Вт/м•К). Туфоаргиллиты хлорит-гидрослюдистые с варьирующим содержанием смешанослойных минералов в пределах градации $МК_2$ характеризуются σ – 2,44 г/см^3, λ – 1,68 Вт/м•К. На градации $МК_3$ σ туфоаргиллитов достигает 2,57 г/см^3. Среднее значение λ для туффито-терригенной формации, имеющей контрастную теплопроводность, составляет 1,8 Вт/м•К.

В Голыгинском потенциально нефтегазоносном прогибе Южно-Охотского бассейна вулканогенно-осадочная олигоцен-миоценовая толща перекрывает с несогласием дислоцированные терригенные породы верхнемелового фундамента. В прогибе известны поверхностные нефтепроявления.

Подзона протокатагенеза (глубина 400-1600 м, температура 40-84 ºС, ГТГ в среднем – 4 ºС/100 м) охватывает туффито-угленосную молассу верхнего миоцена (500-600 м) и средне-верхнемиоценовую туффитовую формацию (200-600 м). Распространенные здесь песчано-алевритовые туфы и туффиты среднего-основного состава характеризуются СМН, аналогичными описанным в водонасыщенных коллекторах Охотско-Камчатского басссейна. $П_{от}$ пород изменяется от 49 до 24%, λ туфов алевролитовых с нижним пределом пористости имеет величину 1,15 Вт/м•К на глубине 1148 м.

Подзона мезокатагенеза прослежена по замерам R_a до забоя (3550 м) скважины Крестовская ГП-1, расположенной на структуре облекания вулканической постройки. Здесь вскрыты низы туффитовой формации и терригенно-туффито-кремнистая группа формаций. Температура на глубине 3527 м достигает 148,6 ºС, ГТГ в подзоне – 3,3 ºС/100 м. В верхней части разреза распространены рассеянные СМН, в том числе клиноптилолит, частично крустифицирующий обломочные компоненты туффитов. На глубине 1784 м $П_{от}$ этих пород 20%, λ – 1,67 Вт/м•К.

Наложенные гидротермальные явления прослежены в проницаемых пластах вулканогенно-осадочных формаций с глубины около 1800 м. На этом уровне в пределах градации $МК_1$ выявлено катагенетическое несогласие по скачку R_a от 7,1 до 7,5%. В туффито-диатомитово-кремнистой (300 м) и в большей части (655 м) туффито-опоково-кремнистой формации слагающие их трещиноватые туфокремнистые породы карбонатизированы. Туффиты алевролитовые глинизированы. На глубине 1863 м описаны цеолитолиты морденитовые. Они замещают лито-витро-кристаллокластические туфы, имеют $П_{от}$ 15%, но практически непроницаемы.

В совокупности эти преобразованные породы образуют мощный вторичный флюидоупор [3]. В туфоопоках на глубине 2228 и 2546 м σ составляет 2,18 и 2,16 г/см^3, λ – 1,6 и 1,66 Вт/м•К соответственно. В глинизированных туфах алевролитовых σ – 2,24 г/см^3, λ – 1,06 Вт/м•К (глубина 2340 м). В пределах градации $МК_1$ среднее значение λ – 1,44 Вт/м•К.

На градации $МК_2$, охватывающей терригенно-туффитовую формацию, на глубине 3141 м вскрыты ломонтитовые цеолитолиты, представляющие собой вторичный коллектор. Их $П_{от}$ – 25%, проницаемость 57 мД. В интервале 3256-3550 м туфы и туффиты имеют $П_{от}$ 11-3%, λ – 1,43-2,02 Вт/м•К (среднее – 1,73 Вт/м•К). СМН наложенных процессов обусловили формирование вторичного природного резервуара в пределах Крестовской структуры.

Результаты изучения вулканогенно-осадочных формаций с позиций нефтяной литологии свидетельствуют, что различные типы их вторичных преобразований приводят к значительным нефтегеологическим последствиям, связанным с закономерностями формирования литофизических свойств пород, вторичных геологических тел и природных резервуаров углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геотермические исследования при оценке перспектив нефтегазоносности (на примере бассейнов Камчатки и других регионов Дальнего Востока) / Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Петрунин Г.И., Попов В.Г., Свистунов Е.П., Сосков А.В. // Геология, методы поисков, разведки и оценки м-ний топливно-энергетического сырья. Обзор. М: Изд-во «Геоинформмарк». 2000. 40 с.

2. Неручев С.Г. Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Тр. XV сессии МГК. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М.: Наука. 1976. С. 47-62.

3. Карнюшина Е.Е. Осадочные формации в зоне катагенгеза нефтегазоносных бассейнов. М.:АО «Институт Гидропроект». 2000. 96 с.

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

P-T-T ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР

Авченко О.В.[1], Жуланова И.Л.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sirenevka@mail.ru

[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан: metamor@neisri.ru

Сообщение посвящено петрологическому анализу уникального образца гранатовых ультрамафитов Ауланджинского выступа (горста) дорифейского фундамента Омолонского массива [1]. Уникальность этого образца, отобранного И.Л. Жулановой, связана с тем, что он представляет собой единственную находку редких минералов для докембрийских комплексов Северо-Востока Азии – жедрита и сапфирина. Ценность этого образца, кроме того, определяется также и тем, что недавно удалось провести в нем детальное изотопно-геохимическое изучение цирконов [2]. Полученные данные существенно дополняют представления о ранних этапах формирования континентальной коры на Северо-Востоке Азии.

Ауланджинский выступ, слагающий фундамент Омолонского массива, представляет собой горст, площадью 350 км^2, выведенный на дневную поверхность по системе разломов, ограничивающий массив с юго-востока. На северо-западе метаморфические породы несогласно перекрыты карбонатно-терригенными породами рифея. В составе метаморфических пород описаны эклогитоподобные породы, клинопироксен в которых содержит невысокие содержания натрия (0,54-0,68 мас. %), амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы иногда с гранатом, роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы, биотитовые гнейсо-граниты и изредка лейкократовые гранулиты.

В единственном случае, среди эклогитоподобных пород, встречено линзовидное тело (8х20 м) метаультрамафитов, отличающихся крупно- и гигантозернистым сложением, резкой текстурной неоднородностью, отсутствием кристаллизационной сланцеватости. Крупный (2-80 мм) темно-красный гранат контрастно выделяется в этих породах на фоне роговой обманки, образующей агрегаты черных ярко блестящих по-разному ориентированных кристаллов поперечником до 15 мм. В строении тела улавливается грубая полосчатость, подчеркнутая присутствием небольших (до 50 см в длину) полиминеральных линз. В одной из них встречены среднезернистые обособления (поперечник до 7 см, длина до 10 см) зеленовато-серой окраски, называемые ниже как гранатовые жедрититы (обр. 329-а). Нижний край этой линзы (6-8 см) окаймляется симметрично-полосчатым агрегатом жедрита, плагиоклаза и голубовато-серого сапфирина (обр. 329-5). Сапфиринсодержащие породы (обр. 329-5) и гранатовые жедрититы (обр. 329-а) имеют близкий химический состав, хотя сапфиринсодержащая порода более глиноземистая (табл.). Обе разновидности пород характеризуются сходной геохимией, что выражается в повышенных содержаниях циркония и бария (табл.). Результаты изучения гранатовых жедрититов изложены в работе [3], где показано, что ретроградная жедрит-ортопироксен-плагиоклазовая ассоциация отвечает амфиболитовой фации и фиксирует этап декомпрессии, сопровождающейся значительным понижением температуры.

Описываемые сапфиринсодержащие породы состоят из плагиоклаза, сапфирина, шпинели, жедрита и биотита, причем сапфирин образует замечательные реакционные каймы вокруг шпинели, отделяющие шпинель от плагиоклаза (рис.1). Характерной особенностью данной породы является также и сильная зональность плагиоклаза (рис.1). Ядра плагиоклаза более кислые (%Ан = 57-61), чем внешние зоны (%Ан = 75-80). Жедрит в образце ассоциирует только с внешними основными зонами плагиоклаза. Очевидно, в сапфиринсодержащей породе

фиксируется две ассоциации – ранняя и поздняя. Ранний парагенезис не содержал сапфирина, а состоял, главным образом, из шпинели и кислого плагиоклаза, тогда как поздняя (наложенная) ассоциация была представлена сапфирином, основным плагиоклазом и жедритом.

Таблица1. Результаты определения петрогенных (вес. %) и малых элементов (г/т) в гранатовых метаультрамафитах Ауланджинского выступа.

№ обр.	329-а	329-5
SiO_2	44.70	43.95
TiO_2	1.09	0.48
Al_2O_3	18.37	24.67
Fe_2O_3	2.87	7.04
FeO	10.25	-
MnO	0.220	0.04
MgO	14.21	12.65
CaO	5.32	4.81
Na_2O	1.20	1.52
K_2O	1.51	2.03
P_2O_5	0.04	0.02
ппп	0.70	2.25
S	100.49	99.56
H_2O-	0.16	0.1
Rb	43.24	86.41
Zr	567.5	366.5
Ba	315.5	323.9
Hf	12.73	8.43

Примечание: анализы выполнены в аналитическом центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН; аналитики – Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В., ответственный исполнитель – Зарубина Н.В. В обр. 329-5 приводится общая величина Fe_2O_3.

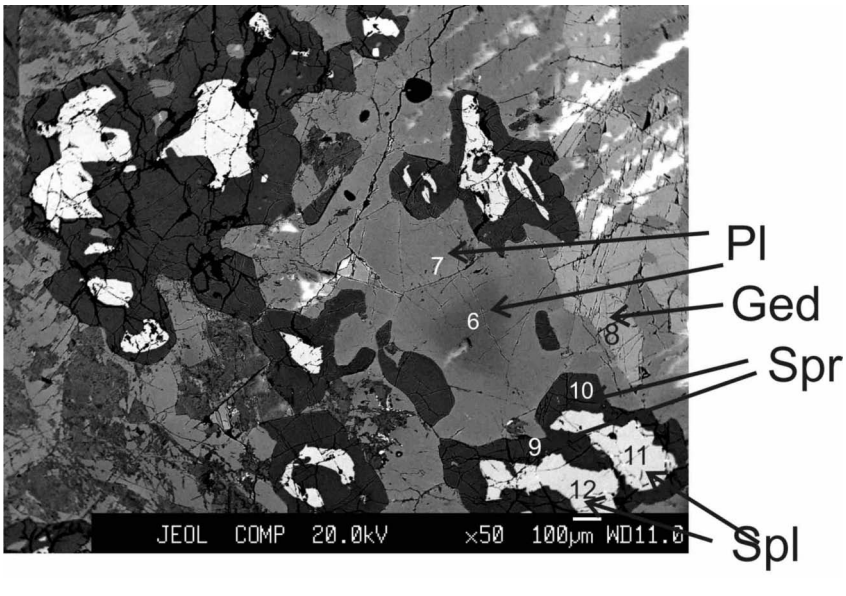


Рис.1. Каймы сапфирина (черное) вокруг шпинели (белое) в ультрамафите обр. 329-5

Индексы минералов на рисунке: Pl – плагиоклаз, Ged – жедрит, Spr – сапфирин, Spl – шпинель. Цифры на рисунке – точки анализа минералов. Хорошо видно кислое ядро (57-61% Ан) зонального плагиоклаза, которое выделяется темным цветом (точка 6). Жедрит стыкуется только с основным плагиоклазом (75-80% Ан) или внешними зонами кристаллов плагиоклаза.

Результаты моделирования сапфиринсодержащей породы, проведенного по методике, изложенной в работах [4, 5] позволили на P-T диаграмме (рис. 2) выделить три поля – шпинелевых (3), сапфирин-шпинелевых (2) и сапфириновых (3) гранулитов. Очевидно, что при образовании сапфирин-шпинелевых реакционных структур шпинельсодержащая порода должна постепенно смещаться из поля 3 в поле 1. На показанном P-T тренде (рис. 2) точки B и C определены расчетом по усовершенственному гранат- ортопироксеновому геобаротермометру, встроенному в программу TWQ [6] (точка C), и прямым моделированием образца 329-5 (точка B). Точка A – экстраполяция линии BC в поле шпинелевых гранулитов (см. рис. 2), поскольку ясно, что первичный парагенезис в обр. 329-5 не содержал сапфирина. Таким образом, P-T эволюция обр. 329-5 сопровождалась понижением температуры почти от 1000 ^{0}C до 650 ^{0}C, с учетом ранее полученных результатов [3]. Понижение температуры при этом сопровождалось декомпрессией примерно от 7 до 5 кбар, но величина верхней оценки давления остается дискуссионной. Образование основных кайм плагиоклаза, как показывают результаты моделирования, однозначно связано с образованием натрового жедрита или поглощением натрия плагиоклаза новообразованным жедритом, чем и объясняется ассоциация кристаллов жедрита только с основными зонами плагиоклаза.

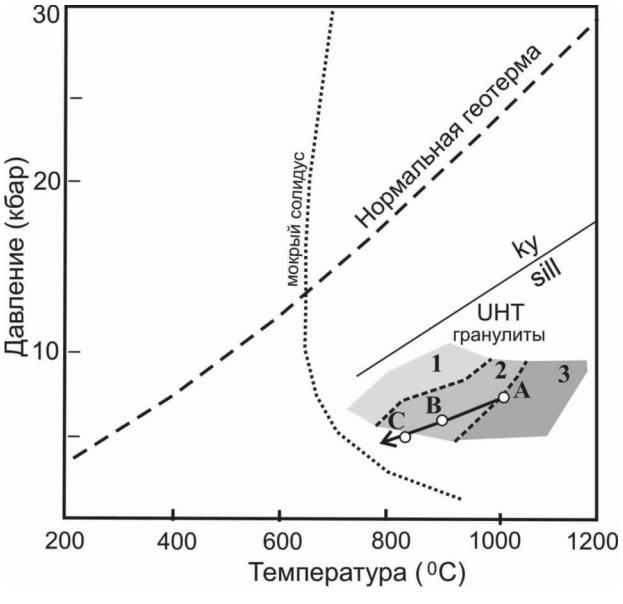


Рис. 2. Примерный тренд P-T эволюции обр. 329-5 и обр. 329-а. Цифры 1, 2, 3 – поля минеральных парагенезисов с сапфирином без шпинели (1), с сапфирином и шпинелью (2), с шпинелью без сапфирина (3). Буквы A, B, C обозначают конкретные P-T значения, которые обсуждаются в тексте. Положение полей рассчитано по ПК Селектор на основе обр. 329-5.

Данные по возрасту и геохимии цирконов из этих пород приводятся в работе [2]. Уран-свинцовое датирование цирконов выполнено на высокоразрешающем ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG в лаборатории Стэнфордского Университета (Стэнфорд, Калифорния, США). Результаты изотопно-геохимического изучения цирконов позволили выделить три кластера. Самый древний Pb/Pb возраст первого кластера, установленный по зональным ядрам трех кристаллов циркона, составил 3232±50 млн. лет, второй кластер показал конкордантный возраст, величинойв 2.6 млрд. лет. Наиболее четко выраженный и надежный третий кластер установлен для кайм кристаллов циркона, возраст его составил 1907±6 млн. лет. Наиболее древняя дата отражает, по-видимому, или возраст магматического протолита фундамента Омолонского массива или время проявления гранулитового метаморфизма. Вторая изотопная датировка, по мнению авторов работы [2], определяет время становления неоархейских гранито-гнейсов региона. Вполне очевидное наложение жедрита в изученных образцах на первоначальные минеральные ассоциации, которое сопровождалось глубокой перекристаллизацией пород, выразившейся в образовании сапфирин-шпинелевых реакционных структур, позволяет уверенно связать палеопротерозойский возраст в 1.9 млрд. лет с наложением амфиболитовой фации метаморфизма на более древние омолонские гранулиты.

Таким образом, изучение сапфирин-шпинелевых реакционных структур подтверждает ранее сделанные в работе [3] выводы о регрессивном переходе глубинных метаультрамафитов Омолонского массива в породы амфиболитовой фации. Вместе с тем, полученные результаты позволяют считать, что данные метаультрамафиты Ауланджинского выступа принадлежат зонам проявления ультравысокотемпературного метаморфизма, выделяемых в работе [7] под названием UHT гранулиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00809.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. – М. Наука. 1990. 304 с.
2. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток Росси) // Геохимия. 2016. № 6. С. 1-10.
3. Жуланова И.Л., Авченко О.В., Шарова О.И. Гранатовые метаультрамафиты и гранатовые жедриты Омолонского микроконтинента: глубинный диафторез и его геолого-тектоническая интерпретация (Северо-Восток России) // Фундаментальные исследования 8(6), 1393-1399, http://search.rae.ru
4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2010. 283 с.
5. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.
6. Berman R.G., 2007: winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations Geological Survey of Canada, Open File 5462.
7. Kelsey D. E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 6. 2015. P. 311-356.

ПЕТРОГЕНЕЗИС СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ А2-ГРАНИТОИДОВ ОХОТСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ САХАЛИН)

Александров И.А.[1], Льяо Ч.-П.[2], Чжан Б.-М.[2], Голозубов В.В.[1]

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, alexandrov@fegi.ru
[2] Национальный университет Тайваня, г.Тайбэй

Изучены гранитоиды охотского гранодиоритового комплекса, интрудирующие породы кампан-раннеэоценового Озерского террейна (рис. 1) [2, 4]. Вмещающий аккреционный комплекс имеет следующее строение (рис. 1б): нижние пластины апт-сеноманской субаркозовых турбидитов горбушинской толщи залегают на породах Вавайского меланжа и перекрываются тектонически расслоенным верхнепалеозойско-мезозойским комплексом океанической коры (великанская, юнонская и кедровская толщи), а завершает разрез пластина туфотурбидитов кампан-палеоценовой чайкинской толщи [2, 4].

В структуре Охотского гранодиоритового комплекса выделено две фазы [2, 4]. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами − гранодиоритами одноименного Охотского массива, а также расположенными в его экзоконтакте дайками средне-основного состава (рис. 1б). Во вторую фазу выделены дайки кислого и щелочного состава, интрудирующие как вмещающие отложения, так и породы массива и дайки первой фазы (рис. 1б).

Нами были выполнены анализы петрогенных и микроэлементов гранитоидов Охотского массива, гранодиорит-порфира из дайки первой фазы и риолитов из даек второй фазы. Гранодиориты Охотского массива относятся к железистым щелочно-известковым слабо высокоглиноземистым гранитоидам (рис. 2). На специализированных диаграммах (рис. 2 д-ж) они попадают в поле А-гранитов, но близко к полю I-гранитов. На диаграммах для разделения гранитоидов А1- и А2-типов они попадают в поля А2-гранитов (рис. 2ж). При этом, согласно диаграммы Дж. Пирса (рис. 2г), они демонстрируют промежуточные характеристики между

гранитоидами вулканических дуг и внутриплитных гранитоидов. На диаграммах распределения РЗЭ породы слабо обогащены легкими РЗЭ с отрицательной аномалией Eu. На спайдерграммах присутствует типичная для гранитоидов отрицательная аномалия Ta-Nb-Ti. Гранодиорит-порфир из дайки первой фазы по геохимическим характеристикам отвечает магнезиальным известково-щелочным умеренно-глиноземистым I-гранитам. Два образца риолитов из даек второй фазы несколько отличаются друг от друга по составу (рис. 2), но оба они относятся к известковым высокоглиноземистым S-гранитам, но на диаграмме Дж. Пирса (рис. 2г) они попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

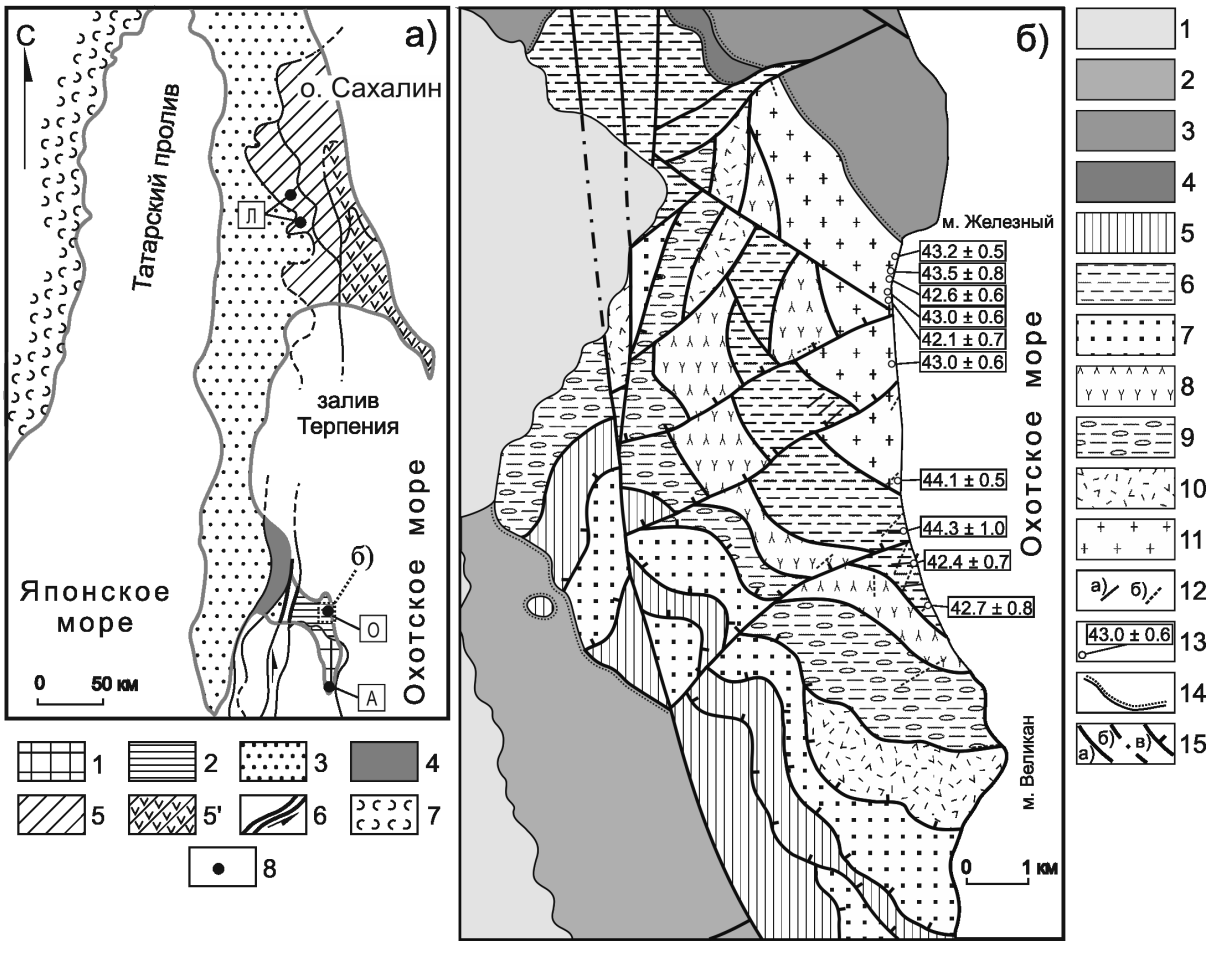


Рис. 1. а) Тектоническое подразделение о. Сахалин (по [4] с изменениями):

1-2 − Анивский составной аккреционный террейн: 1 − апт-маастрихтский Тонино-Анивский террейн, 2 − кампан-раннеэоценовый Озерский террейн; 3 − апт-палеоценовый турбидитовый Западно-Сахалинский террейн; 4 − мел-среднеэоценовый Сусунайский субдукционный метаморфический террейн; 5 − Восточно-Сахалинский составной аккреционный террейн (5' − позднемеловой островодужный террейн Терпения [1]); 6 − Мерейская шовная сдвиговая зона; 7 − Восточно-Сихотэ-Алиньский вулкано-плутонический пояс; 8 − места выхода гранитоидных массивов: **Л** − лангерийского гранодиоритового комплекса, **О** − охотского гранодиоритового комплекса; **А** − анивского гранитного комплекса.

б) Геологическая карта района исследований (по [2]):

1-4 − постаккреционные образования: 1 − осадочные отложения квартера, 2 − верхняя подсвита курасийской свиты (N_1), 3 − холмская свита (P_3-N_1), 4 − тунайчинская свита (P_2); 5 − вавайский тектоногенный комплекс (P_2); 6 − чайкинская толща (K_2-P_1); 7 − горбушинская толща (K_{1-2}); 8 − кедровская толща (K_1); 9 − юнонская толща (T_2-J); 10 − великанская толща (P_2-T_2); 11 − гранитоиды Охотского массива (P_2); 12 − дайки гранитоидов охотского комплекса (а − первая фаза; б − вторая фаза); 13 − места отбора образцов и возраст (млн. лет); 14 − границы несогласного залегания; 15 − разрывные нарушения (а − достоверные, б − скрытые, в − надвиги).

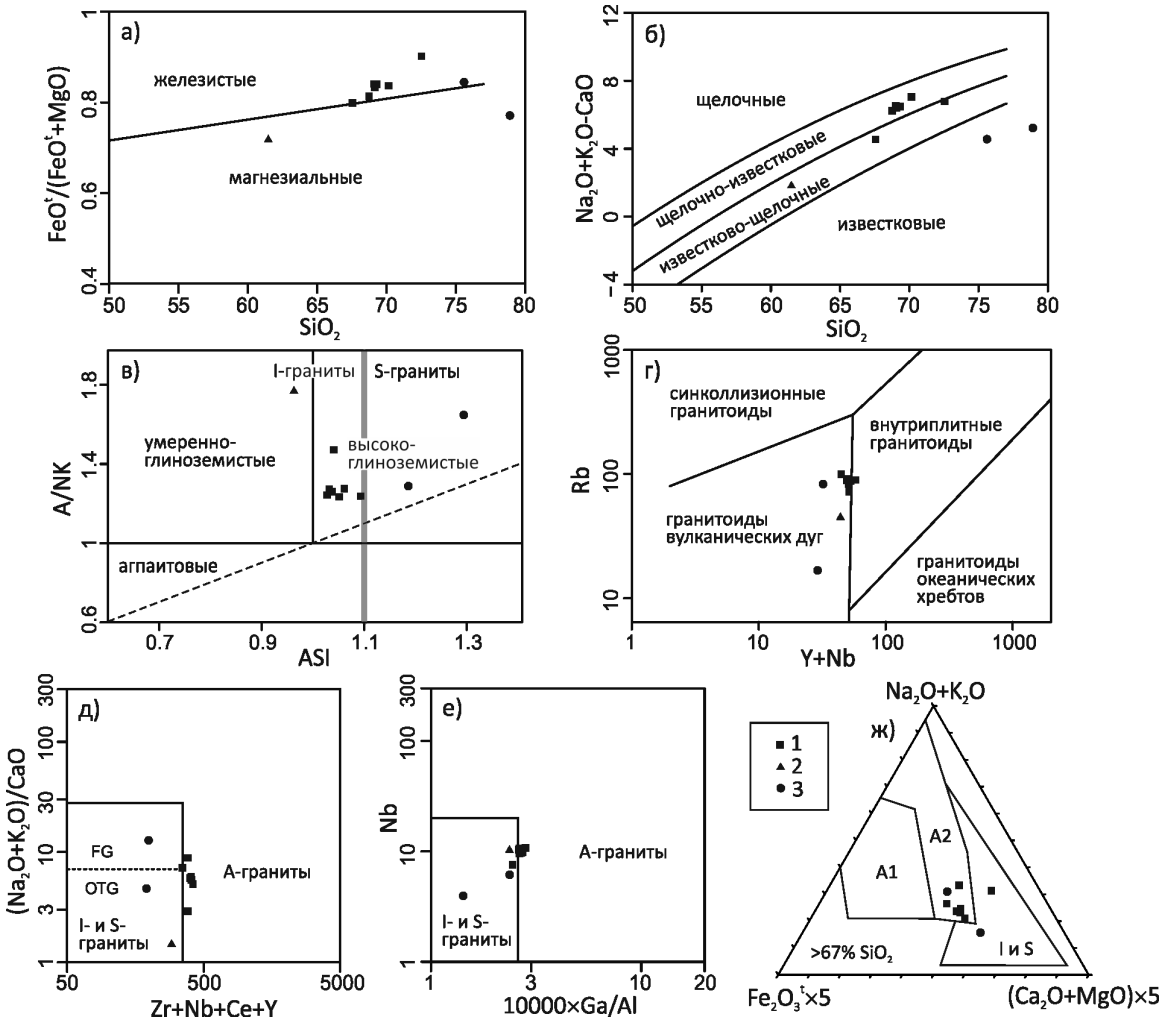


Рис. 2. Гранитоиды охотского комплекса на дискриминационных диаграмма.
а) SiO_2 − $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ [5]; б) SiO_2 − Na_2O+K_2O-CaO [5]; в) ASI − A/NK, где ASI = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO-1.67P_2O_5)$, A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ в мольных количествах [5]; г) Y+Nb − Rb [9]; д) Zr+Nb+Ce+Y − $(Na_2O+K_2O)/CaO$ [11]; е) 10000×Ga/Al − Nb [11]; ж) Na_2O+K_2O − $Fe_2O_3^t$×5 − (Ca_2O+MgO)×5 (мол. кол.) [3]. 1 − гранодиориты первой фазы Охотского массива; 2 − гранодиорит-порфир из дайки первой фазы; 3 − риолиты из даек второй фазы.

Таким образом, по своим геохимическим характеристикам гранодиориты Охотского массива во многом отвечают надсубдукционным гранитоидам, и предыдущими исследователями были отнесены к I-гранитам [4]. В то же время наши данные свидетельствуют (рис. 2), что эти породы соответствуют гранитоидам A2-типа, или промежуточным между I и A2. Подобные геохимические особенности предполагают, что при вероятном генезисе данных гранодиоритов над зоной субдукции (активной или ранее действовавшей), вклад в их происхождение внесли также другие факторы, в частности, возможно, переход к другому геодинамическому режиму. Принято считать, что гранитоиды A2-типа могут образовываться в результате повторного плавления литосферы, послужившей источником островодужных магм, а также в геодинамических обстановках, благоприятствующих проницаемости литосферных плит мантийными расплавами [3]. В частности, образование палеоцен-эоценовых A2-гранитоидов Сихотэ-Алиня связывается авторами с локальными обстановками синсдвигового растяжения в условиях трансформной континентальной окраины [6].

Отсутствие представительного набора проанализированных образцов не позволяет делать обоснованных выводов о петрогенезисе гранитоидов дайковой серии. Гранодиорит-

порфир из дайки первой фазы, для которого получен наиболее древний возраст образования, в отличие от пород основного массива не имеет геохимических характеристик А-гранитов, а отвечает типичным гранитоидам I-типа. Риолиты второй фазы отличаются более высокой глиноземистостью и несут характеристики S-гранитов (см. рис. 2). Последний факт был также отмечен предшественниками [4], считавшими риолиты второй фазы аналогами коллизионных гранитов анивского комплекса. Возможно геохимическая специфика гранитоидов дайковой серии является следствием различного влияния коровой контаминации, что подтверждается большим количеством захваченных цирконов разного возраста в дайках обеих фаз.

Для определения возраста гранитоидов методом LA-ICP-MS были выполнено U-Pb датирование цирконов. Места отбора образцов и полученные возраста приведены на карте (см. рис. 1б). Вопреки имеющимся представлениям, получен среднеэоценовый, а не палеоценовый возраст гранодиоритов охотского массива в пределах 42.1-44.1 млн. лет. Цирконы из грано-диорит-порфира дайки первой фазы были образованы несколько раньше − 44.3± 1.0 млн. лет. Для двух риолитов из даек второй фазы получен возраст соответственно 42.4±0.7 и 42.7±0.8 млн. лет. Таким образом, интересно, во-первых, что две фазы охотского комплекса с учетом аналитической ошибки не имеют существенной разницы по возрасту. Во-вторых, наиболее древние возраста первой фазы (>44 млн. лет) получены для гранодиорита из самой южной части массива, а также для гранодиорит-порфира из обнажающейся к югу от массива дайки. По данным геологической съемки [2] северная и центральная части массива взброшены на южную по серии северо-восточных взбросов (рис. 1б), т.е. в южной части обнажается самый верхний и самый древний уровень массива. Следует отметить, что наиболее молодые породы аккреционных комплексов Озерского террейна имеют раннеэоцеовый возраст, а самые ранние перекрывающие постаккреционные осадочные образования датируются поздним эоценом [4].

Возраст пород охотского комплекса близок к наиболее раннему из трех этапов гранитоидного магматизма на о. Хоккайдо: 45-46, 37±1.0, 18-19 млн. лет [7]. Интересно, что на Хоккайдо гранитоиды известны только в центральной его части в пределах пояса Хидака. Эоценовые гранитоиды о. Хоккайдо относятся главным образом к I-типу [7].

Образование гранитоидов A2-типа охотского комплекса может быть объяснено затуханием субдукции и переходом к трансформному режиму с участием сосдвигового растяжения, а также субдукцией трансформных разломов Тихоокеанской плиты с образованием слэб-виндоу. В обоих случаях важно возникновение каналов для подъема астеносферных диапиров. Известно, что в эоцене скорость движения Тихоокеанской плиты снизилась до минимальной, и с этим связывается господствование в Западной Пацифике обстановок растяжения и заложение окраинных морей [8]. Также в пользу смены субдукции на режим сдвигового перемещения вдоль Мерейской шовной зоны в среднем-позднем эоцене свидетельствуют проведенные на Сахалине палеомагнитные исследования [4, 10], однако точные датировки этих событий к сожалению отсутствуют. В свою очередь, полученные нами данные о возрасте и геохимии гранитоидов охотского комплекса говорят о возможном рубеже смены геодинамического режима в данном районе около 43 млн. лет назад.

Работа выполнена при поддержке совместного гранта РФФИ и министерства науки и технологии Тайваня № 15-55-52035, а также проекта № 15-I-2-004-о программы фундаментальных исследований ДВО РАН “Дальний Восток”.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (Изд. 2-е. Сер. Сахалинская. Листы L-54-X,XI, L-54-XII, L-54-XVI, XXII, L-54-XVII,XXIII, L-54-XVIII). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2001. 276 с.

3. Гребенников А.В. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356-1373.
4. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во. 2004. 192 с.
5. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033-2048.
6. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. // Lithos. 2016 (в печати).
7. Jahn B.-M., Usuki M., Usuki T., Chung S.-L. // American Journal of Science. 2014. V. 314. P. 704-750.
8. Northrup, C.J., Royden, L.H., Burchfiel, B.C. // Geology. 1995. V. 23. P. 719-722.
9. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. // Journal of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956-983.
10. Weaver, R., Roberts, A.P., Flecker, R., Macdonald, D.I.M., Fot'yanova, L.M. // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. 2066.
11. **Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W.** // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОКА РОССИИ

Алексеев В.И.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург
Васильевский остров, 21 линия, д. 2, e-mail: wia59@mail.ru

В большинстве оловорудных провинций Европы, Австралии, Африки и обеих Америк установлены редкометалльные литий-фтористые граниты, насыщенные промышленными акцессорными минералами и ответственные за генерирование рудоносных растворов. Широко распространены они и в Азии. Первые экспедиции С.В. Обручева и Ю.А. Билибина на Северо-Востоке и послевоенные исследования юга Дальнего Востока показали чрезвычайное обилие и разнообразие тихоокеанских гранитоидов, с которыми пространственно связано вольфрамово-оловянное оруденение. Но литий-фтористые граниты среди них обнаружены не были. Самыми рудоносными среди гранитоидов разных эпох считались позднемезозойские, а в рамках конкретных магматических комплексов – наиболее поздние лейкократовые граниты, обогащенные летучими и редкими элементами. История изучения литий-фтористых гранитов Востока России охватывает вторую половину прошлого и начало нынешнего веков. Первое сообщение о гранитах, обогащенных топазом и литиевыми слюдами, на Северной Чукотке было опубликовано Н.И. Тихомировым (1941). Прямое указание на наличие редкометалльных гранитов и онгонитов на Дальнем Востоке и в Якутии можно встретить в работах М.Г. Руб (1956-1982), Б.Л. Флерова (1971, 1976), Л.Н. Индолева (1979), В.И. Коваленко и Ю.Д. Недосекина (1980).

В последние десятилетия в перспективных рудных районах Востока России и на смежных территориях Китая и США, в непосредственной близости от крупнейших вольфрамово-оловорудных месторождений выявлены интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов (ЛФГ) (рис.). Как правило, их обнаружение происходит много позже открытия месторождений. На ранних этапах регионального геологического изучения ЛФГ ускользают от внимания геологов и не учитываются в легенде Госгеолкарты вследствие малых размеров, слабой эродированности и внешнего сходства с более ранними гранитами. Исключение составляют случаи непосредственного размещения рудных тел в редкометалльных гранитах (месторождения Кестерское, Вознесенское и др.). Заслуга выделения ЛФГ принадлежит сотрудникам ДВГИ и СВКНИИ ДВО РАН, ИГАБМ СО РАН, других академических организаций и университетов России и Китая (Алексеев, 2014; Брусницын и др., 1993; Гоневчук, 2002; Горячев, 1998; Дудкинский и др., 1994; Ефремов, 2012; Коваленко, 1980; Куприянова и др., 2005; Марин и др., 1990; Недосекин, 1988; Некрасов, 1984; Руб, 1971; Попов и др., 1992; Попова и др., 2013; Трунилина и др., 2008; Флеров,1976; Хетчиков, 1992; Холмогоров, 1989; Шкодзинский, 2000; Huang et al., 2002; Jahn et al., 2001; Li et al., 2012; Schwartz, 1992; Wang et al., 1998; Wu et al., 2002; Zhu et al., 2011) [1, 2, 4, 5, 6, 7].

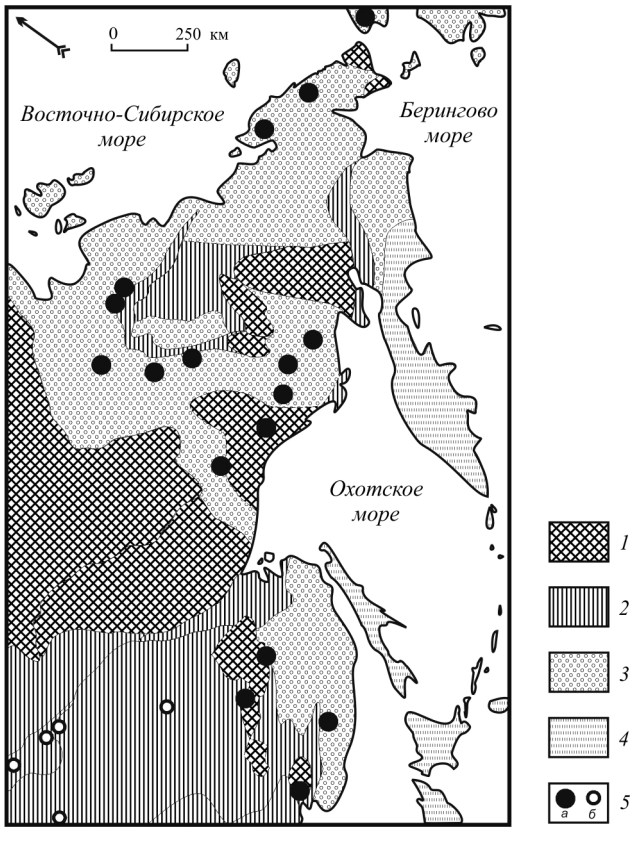


Рис. Ареалы литий-фтористых гранитов Востока России.

1-4 – коллажи террейнов: докембрийских (1), палеозойских (2), мезозойских (3), кайнозойских (4); 5 – ареалы интрузивных комплексов с литий-фтористыми гранитами: *а* – Дальневосточного пояса, *б* – Центрально-Азиатского пояса.

К гранитоидным массивам, вмещающим ЛФГ, относятся: Арга-Ыннах-Хайский, Омчикандинский, Бургалийский, Хаяргастахский, Лево-Эрикитский массивы (Якутия), Северный массив и Кайнваамские штоки (Чукотка), Верхнеурмийский, Тигриный, Вознесенский массивы (Приамурье и Приморье), Лэйцзылин (Китай) и др. Высказаны предположения о наличии редкометалльных гранитов на глубоких горизонтах ряда крупных месторождений – Депутатского (Якутия), Дубровского (Приморье), Пыркакайского и Иультинского (Чукотка). Формируются представления о широком распространении и существенной минерагенической роли интрузий редкометалльных гранитов на Востоке России, в частности, о наличии связи с ними вольфрамово-оловянного оруденения в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса [1, 2, 4-7].

По данным изучения ряда важнейших рудных районов (Куйвивеем-Пыркакайского на Чукотке, Центрально-Полоусного в Якутии, Баджальского и Арминского в Приамурье и др.) установлены следующие общие особенности ареалов ЛФГ Востока России.

Малые интрузии ЛФГ сосредоточены в сводовых поднятиях над глубинными гранитоидными батолитами, фиксируемыми отрицательными гравитационными аномалиями и в ряде случаев вскрытыми на поверхности в виде массивов лейкогранитов. Геофизические аномалии интерпретированы как глубинные очаговые структуры с крупными подкоровыми областями разуплотнения и повышенным тепловым потоком, наложенные на разновозрастные складчатые и вулканогенные структуры и локализованные на пересечении продольных и поперечных глубинных разломов. Во многих случаях орогены, включающие ЛФГ, располагаются на контакте с жесткими докембрийскими блоками и на их окраинах [3].

Комплексы ЛФГ преимущественно позднемелового возраста включают главный шток циннвальдит-микроклин-альбитовых гранитов площадью до нескольких квадратных километров и дополнительные интрузии (дайки, силлы) мелкозернистых топаз-циннвальдит-альбитовых гранитов. В Куйвивеем-Пыркакайском, Центрально-Полоусном, Центрально-Янском, Баджальском, Хингано-Олонойском и Арминском районах в ассоциации с ЛФГ выявлены маломощные дайки онгонитов. Характерно сочетание редкометалльных ЛФГ с позднемеловыми субредкометалльными монцонитоидами и лейкогранитами.

ЛФГ выделяются среди гранитоидов Дальнего Востока высоким содержанием SiO_2, $\Sigma(K_2O + Na_2O)$, повышенной долей натрия и алюминия. Главные геохимические черты заключаются в интенсивной концентрации W, Sn, Bi, Ta, Li, Cs, F, B, что находит отражение в образовании редкометалльных акцессорных комплексах, включающих вольфрамовые и вольфрамсодержащие минералы, тантало-ниобаты, фториды с иттрием и тяжелыми РЗЭ: флюорит, цир-

толит, монацит-(Ce), вольфрамоиксиолит, флюоцерит, ильменит, ферберит, вольфрамоиксиолит, ксенотим-(Y), самарскит-(Yb), стрюверит, ишикаваит, эшинит-(Y), лиандратит, колумбит, касситерит, фергусонит-(Y), шеелит, торит, торит, алланит-(Y), черновит-(Y), висмут, русселит, рузвельтит и др.

Толщи, вмещающие ЛФГ, подверглись цвиттеризации: содержат метасоматическую флюорит-кварц-циннвальдит (сидерофиллит)-топазовую минерализацию со значительными, до промышленных, концентрациями касситерита, вольфрамита, сульфидов олова, висмута, меди, мышьяка и других рудных минералов. Цвиттеры образуют метасоматические залежи в экзоконтактах и апикалях интрузий ЛФГ, сопровождают вольфрамово-оловорудные кварцевые и кварц-топазовые прожилки линейных штокверков, развиваются в виде ореолов площадного изменения с образованием протолитионит-альбитовых апогранитов и «топаз-протолитионитовых роговиков». Вольфрамово-оловорудные цвиттеры неизменно сочетаются с более поздними кварц-турмалиновыми и хлоритовыми метасоматитами, также содержащими оловянно-редкометалльную минерализацию [1, 2, 4-6].

С учетом сходства геологической позиции, строения и возраста интрузий ЛФГ, петрографического состава включающих их интрузивных серий, общности минерального и химического состава гранитов и сопутствующих гидротермалитов, а также принимая во внимание единство их минерагенических особенностей, следует выделить во внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса крупную провинцию редкометалльно-гранитового магматизма – Дальневосточный пояс литий-фтористых гранитов. Пояс протягивается от оз. Ханка в Приморье до арктического побережья Восточно-Сибирского моря, пересекая в районе Ям-Алиня и Шантарских островов более древний поперечный Центрально-Азиатский редкометалльно-гранитовый пояс (см. рис.).

Выделение Дальневосточного пояса ЛФГ является прогрессивным шагом в изучении региональной геологии и металлогении, но требует решения ряда вопросов, таких как геодинамический режим, возраст редкометалльного магматизма, место редкометалльно-гранитовых комплексов в региональных схемах корреляции гранитоидов, происхождение тепла и вещества при зарождении редкометалльных магм, характер связи вольфрамово-оловорудных месторождений ряда рудных районов с редкометалльными гранитами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00364) и Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2014. 244 с.

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

3. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.

4. Гоневчук В.Г. Оловоносные магматические системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.

5. Недосекин Ю.Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука. 1988. 142 с.

6. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометальные граниты Приморья. М.: ВИМС. 2006. 86 с.

7. Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е. А. Радкевич) / Гл. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2008. 460 с.

МЕЛОВОЙ УЛЬТРАОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ (ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ)

Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, badre9@mail.ru

Рассмотрены вопросы геологического положения, особенности минерального и химического составов и геодинамические условия проявления ультраосновного вулканизма мелового возраста Восточной и Центральной структурно-формационных зон Камчатки (рис. 1). Объектами изучения выбраны хребтовская свита (северная часть Валагинского хребта) и алисторская свита (Срединнокамчатский массив).

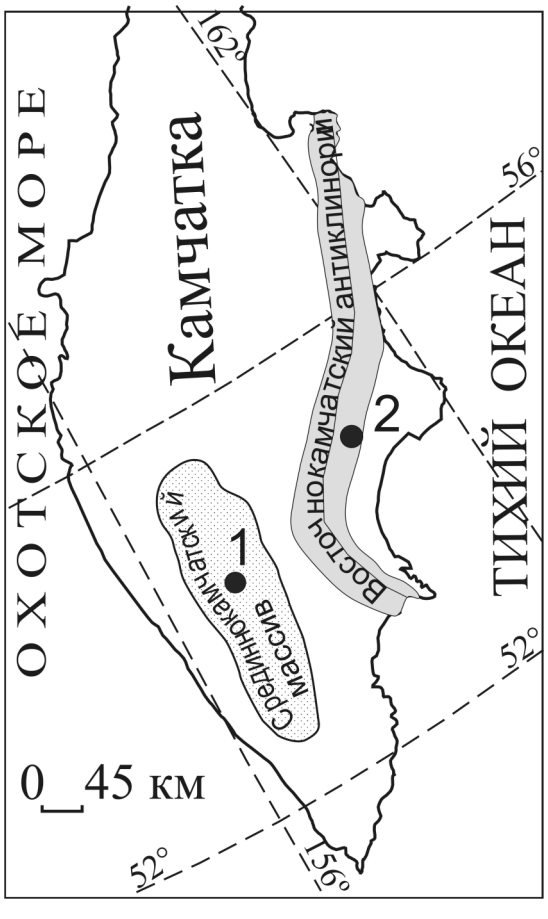


Рис. 1. Географическое положение объектов исследования
1 – Срединный хребет (олисторская свита), 2 – Валагинскийхребет (хребтовская свита)

Результаты исследований свидетельствуют о существовании в меловой период в Камчатском регионе двух геохимических типов ультраосновного магматизма, проявившихся в геодинамических условиях окраинно-континентального осадочного бассейна и обрамляющей его с востока вулканической дуги.

Хребтовская свита слагает верхнюю часть разреза валагинской серии, состоящей преимущественно из вулканогенных отложений основного состава [1, 2, 3, 4, 5]. Мощность свиты около 300 м. Ее возраст по данным K-Ar датирования слюд: 70, 80 и 88 млн. лет [3]. В строении свиты, преобладают горизонты грубообломочных туфов. Детальное описание пород хребтовской свиты приведено в работе [3]. Ультраосновные эффузивы характеризуются крупнопорфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином и клинопироксеном, погруженными в девитрифицированное вулканическое стекло. Химический состав ультрабазитов близок к верлитам. Преобладающая часть химических анализов показывает содержания оксида магния от 28 до 34 мас. %, глинозема и извести от 6 до 3 мас. %. Содержания титана и натрия низкие, тогда как концентрации калия варьируют в широких пределах от 0,04 мас. % (тонкая пирокластика, лишенная флюидной компоненты) до 6 мас. % (дайки, силы, лавобрекчии и потоки флюидизированных лав). Неравномерная калиевость пород по представлениям Селиверстова В.А. и др. [4] обусловлена участием в составе хребтовской свиты двух магматических комплексов: 1) лампроитоидного типа и 2) ультраосновных вулканитов нормальной щелочности, что связано с особыми геодинамическими условиями проявления ультраосновного вулканизма: «обширное подводное плато, напоминающее океаническое, на континентальной океанизированной, а поэтому очень подвижной коре» [4, с. 211].

Наши исследования показывают, что основным концентратором калия в ультраосновных породах является вулканическое стекло (табл, ан. 207-16 стекло). Содержание щелочей в породе отражает флюидонасыщенность исходного расплава, которая может проявляться в виде полосчатости различающихся по вязкости ультрабазитов с чередованием прослоев (5-10 см) с высокими и низкими концентрациями калия (табл., ан. 207-15, 207-16). В целом же геохимическая специфика ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки подчеркивает их островодужную природу, подтверждаемую геологическими наблюдениями [1]. К такому же выводу пришли в своих исследованиях Соболев Н.В. и др. [2], Васильев Ю.Р. и др. [2], опираясь на данные по изучению изотопии и минералогии пород хребтовской свиты.

Таблица. Химический состав ультрабазитов хребтовской и алисторской свит.

Компонент	207-11	115-9д	207-15	207-16	154-3	207-16 (стекло)	174	721-А	722	723	763-Б
	Хребтовская свита						Алисторская свита				
SiO_2	39,20	39,20	41,09	41,05	39,62	39,69	43.91	43.79	43.84	44.88	42.63
TiO_2	0,28	0,18	0,21	0,24	0,33	0,79	0.22	0.39	0.34	0.37	0.27
Al_2O_3	4,77	3,13	3,09	3,90	5,36	10,96	9.07	9.24	8.15	7.22	8.60
Fe_2O_3	6,04	6,32	4,20	3,85	4,70	10.96	9.98	12.25	12.02	11.49	12.08
FeO	3,42	3,78	5,26	5,49	4,87	*	*	*	*	*	*
MnO	0,13	0,15	0,15	0,15	0,17	0,00	0.15	0.16	0.20	0.14	0.16
MgO	28,27	32,97	33,53	32,19	28,52	21,24	21.98	20.09	22.34	23.66	21.35
CaO	5,66	4,30	4,85	4,92	6,62	3,28	8.35	9.63	8.37	6.76	8.48
Na_2O	0,14	0,13	0,20	0,27	0,18	0,23	0.42	0.61	0.80	0.13	0.17
K_2O	0,04	0,09	0,20	1,50	1,00	7,64	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_3	0,21	0,13	0,14	0,20	0,22	н.о.	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	10,48	9,40	8,24	5,87	8,54	н.о.	5.62	3.40	3.51	5.61	5.72
С у м м а	99,63	99,80	100,16	99,64	100,12	93,51	99.74	99.60	99.61	100.300	99.50
Rb	2,54	2,75	5,88	24,3	26,7		<0.1	<0.1	0.69	1.07	<0.1
Sr	93,50	37,80	174,7	209,5	122,4		4.69	92.38	59.53	15.08	6.90
Ba	95,10	86,90	815,2	725,2	498,2		3.37	8.85	8.70	5.28	2.33
Zr	12,6	10,8	11,9	17,1	22		6.31	14.97	11.83	13.38	8.14
La	3,16	2,51	2,43	3,78	4,31		0,26	0,21	0,15	0,21	0,08
Yb	0,411	0,445	0,37	0,653	0,689		1,25	1,21	0,99	0,88	1,05

Примечание. Анализы пород выполнены в лаборатории аналитической химии ЦКП ДВГИ ДВО РАН. Основные элементы определены методами атомно-эмиссионной спектроскопии и рентгенофлуорисцентным, малые – методом ICP MS на спектрометре Agilent 7500 Аналитики: Волкова Е.В., Горбач Г.А., Зарубина Н.В., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В. Анализ стекла выполнен Дардыкиной Л.Н. на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A.

*Все железо в форме Fe_2O_3

Ультраосновные вулканиты алисторской свиты (пикриты и пикробазальты и их метаморфизованные разности) встречаются во всех апотерригенных толщах Срединно-камчатского кристаллического массива [6], формирование которых происходило в условиях позднемелового окраинно-континентального осадочного бассейна и сопровождалось активным вулканизмом. Время становления алисторской свиты (90-100 млн. лет), определяется периодом накопления вулканогенно-осадочных образований, датированных по уран-свинцовому возрасту цирконов.

Минералогическая и петрохимическая характеристики ультрабазитов алисторской свиты приведена в работе [6]. Метапикриты состоят из порфировых вкрапленников оливина, моно-

клинного пироксена, хромистой шпинели и реже бурого амфибола среди магнетит-серпентин-хлорит-тремолит-актинолитового спутано-волокнистого агрегата основной массы. По концентрациям оксидов титана и железа метапикриты сопоставимы с ультраосновными вулканитами Валагинского хребта, но отличаются более высокими содержаниями кремния, алюминия и кальция и более низкими магния (табл.). РЗЭ спектры алисторских ультраосновных метавулканитов характеризуются обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких (La/Yb = 0.02-0.16), что может свидетельствовать о дифференциации исходного расплава с накоплением в пикритах оливина. На диаграмме TiO_2-Al_2O_3 ультрабазиты алисторской и хребтовской свит формируют обособленные поля (рис. 2). В отличие от ультрабазитов Срединного хребта, для валагинских ультрабазитов характерны низкие содержания всех РЗЭ при варьирующих отношениях La/Yb (5.1-7.6). Высокая основность остаточного стекла ультрабазитов хребтовской свиты указывает на раннюю кристаллизацию и удаление из расплава клинопироксена. Различие ультраосновных вулканитов алисторской и хребтовской свит проявляются и в составах слагающих их породообразующих минералов. Оливины ультраосновных вулканитов Центральной зоны Камчатки содержат меньше кальция и алюминия, чем оливины ультраосновных пород Восточной зоны. По представлениям авторов, наблюдаемые особенности химического состава ультраосновных вулканитов Центральной и Восточной зон Камчатки обусловлены разной степенью плавления деплетированного мантийного субстрата (гранатовый перидотит). Для Восточной Камчатки – этот процесс был более продвинутым и сопровождался флюидами, обогащенными калием и литофильными компонентами (Ba, Rb, Sr), что привело к неравномерным концентрациям в ультрабазитах этих элементов в зависимости от флюидонасыщенности пород.

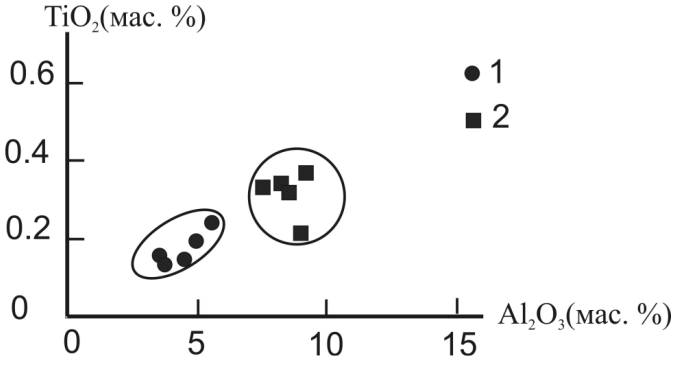


Рис. 2. Диаграмма TiO_2-Al_2O_3
1 – ультрабазиты хребтовской свиты,
2- ультрабазиты алисторской свиты.

Геодинамические условия проявления ультраосновного вулканизма Центральной зоны Камчатки (алисторская свита) характеризовались обстановкой окраинного осадочного бассейна. Горизонты ультраосновных вулканитов залегают среди мощных отложений терригенных пород (метапесчанники, метаалевролиты, метааргиллиты), содержащих многочисленные обломки древних цирконов, свидетельствующих о сносе материала с континентальной окраины, сложенной зрелой сиалической корой.

Вулканизм Восточной Камчатки проявился в субаэральных условиях островной вулканической постройки. На это указывают состав туфогенного материала ультрабазитов хребтовской свиты и геологическое строение нижезалегающих толщ основных вулканитов попутновской свиты.

Ультраосновной вулканизм Камчатки совпадает по времени проявления с периодом формирования окраинно-континентального вулканогенного пояса – региональной геологической структуры, протягивающейся вдоль восточной окраины Азиатского континента от Чукотки до Вьетнама. Авторы полагают, что это совпадение не случайно, соглашаясь с выводами [7], что вулканический пояс и окраинный бассейн и обрамляющая его с востока вулканическая дуга представляют собой единую тектоническую систему, сформировавшуюся в результате сдвиговой тектоники, как реакции на напряжение земной коры в зоне сочлене-

ния океанической и континентальной плит. Очевидно, сдвиговые дислокации сопровождались формированием зон растяжения, наиболее глубинные из которых служили магмоводами для ультраосновных расплавов.

Работа выполнена при поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-I-2-053)/

ЛИТЕРАТУРА

1. Говоров И.Н., Бадединов З.Г., Дардыкина Л.Н. и др. Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427-431.

2. Васильев Ю.Р., Гора М.П., Шевко А.Я. Особенности петрологии крупнообъемных меймечит-пикритовых ассоциаций из разноструктурных регионов Сибири, Приморья и Камчатки // Материалы II Всероссийской конференции Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток. 2014. С. 162-165.

3. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра. 1981. 247 с.

4. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лапроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197-213.

5. Соболев Н.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н. Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694-1709.

6. Тарарин И.А. Меловой ультраосновной вулканизм Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 21-34.

7. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21-43.

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬБИТ-ЛАВСОНИТ-МУСКОВИТ-ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Бадединов З.Г.[1], Авченко О.В.[1], Чудненко К.В.[2], Тарарин И.А.[1], Ноздрачев Е.А.[1], Кононов В.В.[1]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Badre9@mail.ru

[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

При производстве геолого-съемочных работ в хребте Пенсантайн (Западная Камчатка) установлен комплекс метаморфических пород (пенсантайнская толща), содержащий горизонты с альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовым парагенезисом минералов (первое обнаружение лавсонитовых сланцев на Камчатском полуострове) [2], что может свидетельствовать (с учетом лавсонитового парадокса [5]) о наличии здесь палеозоны субдукции. Для определения *Р-Т* параметров метаморфизма метапород пенсантайнской толщи был использован метод компьютерного моделирования физико-химических условий метаморфогенного минералообразования на программном комплексе «Селектор» [1]. В рассматриваемом случае этот метод является единственным, позволяющим корректно определить температуру и давление низкотемпературного метаморфизма.

Пенсантайнская толща зеленых сланцев, сформировавшаяся за счет преобразования кремнистых отложений и основных вулканитов, распространена на территории одноименного хребта, занимая площадь около 90 кв. км. Выходы метаморфических пород представляют собой тектоническое окно в поле зеленокаменно измененных позднемеловых отложений

ирунейской свиты [2]. Верхняя возрастная граница вулканогенно-осадочных отложений пенсантайской толщи по данным уран-свинцовой изотопии цирконов составляет 94±2 млн. лет. Время проявления метаморфизма принимается равным 52±2 млн. лет [2].

Разрез пород пенсантайнской толщи, изученный в верховьях р. Созант (координаты участка работ 57^0 07’00’’ с. ш. и 157^0 37’04’’ в. д.), состоит из трех горизонтов. Нижний (70 м) сложен переслаивающимися зелеными и кремнистыми сланцами и кварцитами, средний - тонкополосчатыми кварцитами мощностью 34 м, и верхний мощностью около 400 м представлен чередованием зеленых и кремнистых сланцев. Породы верхнего горизонта интрудированы силлом клинопироксен-плагиоклазовых габбро-долеритов мощностью около 50 м. Отложений, подстилающих пенсантайскую толщу, не установлено.

Метаморфические сланцы пенсантайнской толщи характеризуются многоминеральным составом, включающим альбит, хлорит, эпидот, кварц, мусковит, сфен, с подчиненным количеством пумпеллиита, актинолита, биотита и гидроокислов железа. Более простой состав имеют эпидозиты, кремнистые сланцы и кварциты. Кроме этого, в строении пенсантайской толщи участвуют слои пород, содержащие амфибол глаукофан-рибекитового ряда, а также альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевые сланцы.

Лавсонитсодержащие сланцы приурочены к низам видимого разреза пенсантайской толщи. Внешне они неотличимы от перекрывающих и подстилающих их сланцев, не содержащих лавсонит, что затрудняет картирование лавсонитсодержащих пород в полевых условиях.

Метаморфические породы, содержащие амфибол глаукофан-рибекитового ряда (рибекит), обнажаются в верхах разреза. Рибекит, судя по структурным взаимоотношениям с другими метаморфогенными минералами, имеет метасоматический генезис, обусловленный внедрением в зеленые сланцы габбро-долеритовых интрузий. Лавсонит и рибекит не встречаются в совместном парагенезисе.

Геологические наблюдения, петрографические и микрозондовые исследования метаморфических минералов свидетельствуют о формировании метаморфического комплекса пенсантайнской толщи в один этап метаморфизма, P-T параметры которого определены с использованием программного комплекса «Селектор».

Моделирование выполнено для двух образцов с лавсонитовым (обр. П-42-5) и зеленосланцевым (обр. П-43) парагенезисами, отобранными из одного обнажения, с расстоянием между точками отбора около 5 метров.

Образец П-42–5 - альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец состоит из преобладающих хлорита и кварца, слагающих основную мелкокристаллическую ткань пород и подчиненных количеств лавсонита, альбита и мусковита. В виде акцессориев присутствуют сфен и апатит. Минералогической особенностью лавсонитовых сланцев является отсутствие в них эпидота, широко распространенного в других породах пенсантайнской толщи. Модальный состав лавсонитсодержащей породы, рассчитанный программой «МС» [4] исходя из химических анализов пород и минералов, отображен в таблице 1.

Таблица 1. Модальные составы метапород (вес. %) пенсантайнской толщи, рассчитанные программой «МС»

Обр.	Cc	Chl	Sph	Ms	Alb	Qtz	Lws	Ep	Pmp	Bi	Ilm
П-42-5	1	28,1	2,4	12,8	11,6	31,2	12	0	0	0	0
П-43	0,5	26,1	2,1	1,4	35	19,4	0	13,5	1,3	0	0

Примечание. Ab - альбит, Bt – биотит, Cc- кальцит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Ilm – ильменит, Lws – лавсонит, Ms – мусковит, Sph – сфен, Pmp – пумпеллиит, Qtz – кварц.

Образец П-43 характеризуется пумпеллиит-эпидот-кварц-хлорит-альбитовым парагенезисом (см. табл. 1). Преобладающими минералами (около 60%) являются хлорит и альбит, распространенные примерно в равных количествах. Подчиненную роль играют эпидот и кварц. Мусковит, пумпеллиит и сфен наблюдаются в объемах близких к акцессорным (менее 1,5%).

Исходным материалом для моделирования явились результаты химического анализа пород (табл. 2) и состав флюида (до его реакции с породой). Флюид подбирался на основе эмпирических данных и корректировался в процессе моделирования, с учетом влияния флюидных компонентов на парагенезис формирующихся минералов (табл. 3).

Таблица 2. Химический состав (масс. %) моделируемых пород по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Компонент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
Обр. П42-5	57.6	0.75	16	7.64	0.1	5.84	3.66	1.58	1.18	0.18	5.11	99.64
Обр. П43	56.21	0.8	15.73	9.15	0.15	5.32	4.43	3.94	0.16	0.23	3.4	99.52

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории рентгеновских методов исследований ДВГИ ДВО РАН. Все железо в форме Fe_2O_3.

Таблица 3. Состав исходного флюида (вес. %), скорректированный в процессе моделирования

Компоненты	CO_2	CO	H_2	CH_4	H_2O	Соотношение мольных количеств флюид/порода
Содержание	82,69	0	4,51	12,19	0.6	173

Основой для расчетов послужили встроенные в вычислительный блок «Селектора» базы термодинамических констант химических компонентов и моделей твердых растворов метаморфических минералов зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций: хлорита, эпидота, амфибола, плагиоклаза и моноклинного пироксена [1]. Сценарий моделирования включал в себя определение приращения потенциала Гиббса для условий равновесного минералообразования системы, формирующейся при взаимодействии исходного метаморфогенного флюида с метаморфизуемой породой (двухрезервуарная модель) в заданном диапазоне изменения температур (300-400 °С) и давлений (3-12 кбар), при фиксированном соотношении мольных количеств флюида и породы (табл. 3). Результирующие *P-T* – параметры метаморфизма определялись термобарометром, встроенным в программный комплекс «Селектор».

Корректность результатов оценивалась соответствием смоделированной породы и природных образцов (парагенезис минералов, их объемные количества и химические составы). В зональных минералах в качестве расчетных брались составы краевых зон кристаллов.

Степень совпадения виртуального и реального парагенезисов минералов и их объемных количеств отражена в таблицах (табл. 4, 5) Для рассмотренных образцов она высокая, что подтверждает достоверность рассчитанных значений температуры и давления метаморфизма. Как следует из результирующей таблицы (табл. 4), *P-T* параметры метаморфизма пород, полученные независимо для каждого из промоделированных образцов, отличаются на величины, не превышающие пределы точности используемого геотермобарометра (±50 °С для температуры и ±500 бар для давления). Это позволяет принять в качестве итоговых усредненные значения (Т=360°С и Р= 3800 бар).

Таким образом, установлено, что давление метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений пенсантайнской толщи на этапе формирования краевых зон минералов равнялась 3800 бар, температура – 360 °С. Фиксируемая в породах ассоциация минералов образовалась в Р-Т условиях фации переходной от зеленосланцевой к голубосланцевой [6], что не соот-

ветствует высокобарическим *P-T* параметрам метаморфизма зон субдукции [3]. Этот вывод хорошо согласуется с геологическими наблюдениями.

Таблица 4. Виртуальный («Селектор») и модальный («МС») минеральные составы (вес. %) метапород пенсантайнской толщи (образцы П-42-5 и П-43) и расчетные P-T параметры метаморфизма.

№ обр.	Программа	Cc	Chl	Sph	Ms	Alb	Qtz	Lws	Ep	Pmp	Bt	Ilm	P(бар)	T (°C)
П-42-5	«МС»	1	28,1	2,4	12,8	11,6	31,2	12	0	0	0	0		
П-42-5	«Селектор»	1,1	30,2	1,8	11,5	13,0	30,8	10,4	0	0	0	0	**4100**	**368**
П-43	«МС»	0,5	26,1	2,1	1,4	35	19,4	0	13,5	1,3	0	0		
П-43	«Селектор»	0	27,1	1,3	1,5	36,6	18,7	0	13,1	0	0	0,9	**3600**	**369**

Таблица 5. Параметры составов минералов пород пенсантайнской толщи (реальные и полученные в моделях) и физико-химические характеристики метаморфизма по расчетным данным

Образец	f_{Chl}	al_{Chl}	al_{Ep}	P_{O2}	P_{H2O}	P_{CH4}	P_{CO2}	P (бар)	T (°C)
П-43 (модель)	41	19,4	40	$4{,}5 \cdot 10^{-27}$	3408	-	159	3600	369
П-43 (реальный образец)	41	23	38-33						
П-42-5 (модель)	39,8	24	-	$1{,}8 \cdot 10^{-30}$	3780	128	224	4100	368
П-42-5 (реальный образец)	39	24	-						

Примечание. **f** =100 ∑Fe/(∑Fe+Mg); **al**=100Al/(Al+Si+Mg+∑Fe).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 15-05-00809.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.

2. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Б.А. Марковский и др. Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U-Pb-SHRIMP-датирования возраста цирконов) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559-563.

3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Новосибирск СО РАН. 2001. 407 с.

4. Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа МС) // Геоинформатика. 2014. № 2. С. 44-54.

5. Clarke G. L., Powell R. and Fitzherber J. A. The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modeling // J. metamorphic Geol., 2006. Volume 24. P 715-725.

6. Spear F.S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths // Mineralogical Society of America. Washigton. 1993. P. 799.

ГРАНУЛИТЫ В ОСНОВАНИИ ХАБАРНИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО АЛЛОХТОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, biryuzova@mail.ru, pushkarev.1958@mail.ru

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон расположен в 30 км западнее г. Орска. Он образует верхнюю тектоническую пластину в Сакмарской аллохтонной зоне Южного Урала [4]. Согласно данным геологических исследований, Хабарнинский массив представляет собой крупную синформу, площадью более 400 кв. км. [2]. Центральное ядро занимают деплетированные офиолитовые гарцбургиты с подчиненным развитием дунитов и лерцолитов, их мощность в центре массива не превышает 2 км. На западе и востоке перидотиты прорваны расслоенными верлит-габбровыми интрузиями, которые сопровождаются комплексами параллельных диабазовых даек и интрузиями плагиогранитов (аккермановский комплекс). Эта ассоциация рассматривается, как фрагмент островодужного офиолитового комплекса. С востока перидотиты прорываются расслоенной дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовой интрузией восточно-хабарнинского комплекса (ВХК), который по набору пород и их составу сопоставляется с массивами Платиноносного пояса Урала [2].

В основании Хабарнинского аллохтона залегает кремнисто-вулканогенная толща, уровень метаморфизма пород в которой повышается от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с приближением к перидотитам [5]. Эти породы вскрываются под гарцбургитами глубокими скважинами и обнажаются на поверхности в северном, северо-западном и западном экзоконтактах ультраосновных пород. На востоке, вдоль контакта с габброноритами ВХК развит иной тип разреза метаморфических пород, которые также включены в структуру аллохтона, но, по-видимому, их образование связано с формированием восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса. Метаморфические породы слагают нижнюю и верхнюю толщи, различающиеся по литологии, уровню метаморфизма и деформаций. Породы нижней толщи, наиболее удаленной от габброноритов, представлены, рассланцованными эпидотовыми амфиболитами, образовавшимся по вулканогенным породам основного состава. Их видимая мощность составляет до 800 метров. Верхняя толща, непосредственно примыкающая к габброноритам, представлена метавулканогенно-метатерригенным разрезом и сложена переслаивающимися амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, гранулитами, гнейсами, кварцитами, гранат-мусковитовыми сланцами, гранатитами и др [1]. Мощность этой толщи составляет 150-200 метров. Мы предполагаем, что гранулиты отражают пиковые параметры метаморфизма, обусловленные внедрением на нижнекоровый уровень значительных масс ультраосновных и основных пород ВХК и возникновением положительной термальной аномалии.

Гранулиты основного и среднего состава – это мелкозернистые породы светло-бурого цвета с гнейсовидной текстурой, часто тонкополосчатые. Микроструктура гранобластовая. Главные породообразующие минералы представлены клинопироксеном (15-20%), ортопироксеном (25-35%), плагиоклазом (20-30%), кварцем (5-25%) и бурым амфиболом (до 5%). Обычно присутствует красный биотит, количество которого может достигать нескольких процентов. Некоторые разновидности содержат гранат и графит. К типичным акцессорным минералам относятся рутил, ильменит, апатит и циркон. Иногда встречаются разновидности гранулитов, в которых клинопироксен практически отсутствует и преобладающим темноцветным минералом является ортопироксен. Количество кварца в породах также испытывает широ-

кие вариации, определяя размах колебаний состава пород по содержанию SiO_2 от 50 до 70%. Нередко кварц образует вытянутые, веретенообразные или брусчатые зерна, отражающие проявление стрессовых деформаций. Гранат отмечается сравнительно редко, образует мелкие зерна 1-3 мм красного цвета и по химическому составу соответствует альмандину с невысокой долей пиропа и переменными количествами кальциевого компонента.

Клино- и ортопироксены кварцсодержащих гранулитов характеризуются умеренными содержаниями глинозема (от 1 до 3%) и более высокой железистостью (f = 0.45-0.55), по сравнению с аналогичными минералами из габбро-норитов. Клинопироксены обладают низкими содержаниями CaO (от 16 до 21%), свидетельствующими о высокой температуре образования. Составы плагиоклазов, обычно, соответствуют андезину An_{35-40}. В ортопироксен-плагиоклаз-кварцевых гранулитах состав плагиоклаза приближается к чистому анортиту. Бурый амфибол замещает с краев клинопироксен и, по-видимому, является более поздним минералом, развивающимся в процессе диафтореза. Рутил образует тонкие буровато-красные призмы в основной ткани породы и сагенитовую решетку в кварце.

Петрохимический состав и геохимические особенности гранулитов основного и среднего состава не соответствует чистым вулканогенным породам и, по-видимому, определяется смешением в разных пропорциях осадочного метатерригенного материала с некоторой долей вулканогенного. Гранулиты характеризуются натровой щелочностью и низкими содержаниями калия, не превышающими 0.6 мас.%, при суммарном содержании щелочей 3-5%. Содержания рубидия в гранулитах редко превышают первые граммы на тонну и обычно находятся на пороге обнаружения рентгенфлюоресцентным методом. Железистость гранулитов варьирует в очень широких пределах от 0.2 до 0.7. Гранулиты характеризуются отрицательными аномалиями высокозарядных элементов Zr, Nb и Ti, что может свидетельствовать об участии в их составе вулканогенного материала островодужного типа. Однако по соотношениям большинства редких элементов гранулиты не попадают в какое-нибудь конкретное поле на геохимических дискриминационных диаграммах для идентификации вулканогенных пород разных геодинамических обстановок формирования, распределяясь равномерно по разным полям. Иногда, фигуративные точки пород вообще выходят за границу этих полей. Распределение РЗЭ в гранулитах также характеризуется заметными различиями. Однако большинство из них обладает низким уровнем РЗЭ, около 3-7 хондритовых стандартов. Обладают слабо фракционированным спектром с La_N/Yb_N отношение, близким к 1, и положительной европиевой аномалией.

Заключение о значительной доле осадочного материала в субстрате гранулитов подтверждается их изотопным составов. Так, состав изотопов кислорода в гранулитах характеризуется преобладанием тяжелого «осадочного» изотопа и варьирует в интервале $\delta^{18}O_{SMOW} = +11 – +15‰$. Ортопироксены имеют изотопный состав $\delta^{18}O_{SMOW} = 10.9‰$, а в плагиоклазе $\delta^{18}O_{SMOW} = +12.7‰$. Эти данные свидетельствуют об осадочном происхождении субстрата гранулитов.

Особенности литологии верхней метаморфической толщи и состава гранулитов свидетельствуют о том, что субстратом для них послужили вулканогенно-осадочные комплексы аккреционного клина. Параметры метаморфизма (T = 700-900°C и P =5-7 кбар) этих пород, рассчитанные с применением двухпироксенового геотермометра [3] и плагиоклаз-амфиболового барометра [6] соответствует гранулитовой фации.

Мы предполагаем, что формирование гранулитов связано с внедрением в осадочно-вулканогенный комплекс аккреционного клина, затянутого в зону субдукции, значительных объемов ультраосновных и основных пород восточно-хабарнинского комплекса, обеспечивших возникновение положительной термальной аномалии. В дальнейшем, и магматические и метаморфические породы испытывают совместное перемещение вверх и твердо-пластические

деформации, приведшие к формированию современного облика пород. На поздних этапах выведения к ним был «приварен» блок, соответствующий нижней метавулканогенной толще. Сходные механизмы андерплэйтинга используются для объяснения образования гранулит-кинцигитовых комплексов зоны Ивреа-Вербано в Итальянских Альпах [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 16-05-00202-а, 16-05-00508-а и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Фрагменты гранулитовой ассоциации в подошве офиолитовых надвигов Сакмарской зоны Южного Урала (на примере Хабарнинского массива) // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Апатиты: Кольский научный центр РАН, Петрография XXI века. 2005. Том 4. С. 56-58.

2. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука. 1978. 240с.

3. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука. 1970. 391с.

4. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). Труды ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 173с.

5. Соболев С.Ф., Панеях Н.А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабарнинского офиолитового массива // Изв.АН СССР. Сер геол. 1983. № 9. С. 53-68.

6. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-335.

7. Barboza S.A., Bergantz G.W. Metamorphism and anatexis in the mafic complex contact aureole, Ivrea zone, northern Italy // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41. № 8. P. 1307-1327.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИГНИМБРИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва, bubnov@igem.ru

Типичными продуктами катастрофических извержений взрывного типа являются сваренные и спекшиеся эксплозивно-обломочные породы, среди которых наиболее интересными в петрографическом и генетическом плане являются игнимбриты – породы, истинная природа которых, несмотря на продолжающиеся дискуссии, остается не до конца решенной. Игнимбриты в виде обычно первично субгоризонтально залегающих покровов занимают огромные территории Камчатки, Приморья, Алтая, Казахстана, Италии, Новой Зеландии и других регионов мира. Они встречены в геотектонических обстановках активных континентальных окраин и островных дуг, континентальных рифтов и зон коллизий.

Малый Кавказ является сегментом Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где четвертичный игнимбритовый магматизм проявился в существенных масштабах. Молодой, в том числе эксплозивный игнимбритовый, вулканизм проявился здесь в условиях совмещения геотектонической обстановки континентальной коллизии и геодинамического режима, связанного с мантийными процессами [1 и др.]. Формирование подавляющего большинства игнимбритсодержащих пирокластических вулканогенных толщ связано с активностью Арагацкого вулканического центра (АВЦ). Выделяют четыре этапа вулканической активности АВЦ [2 и др.] (в работах [4 и др.] I и II этапы объединены). Согласно изотопно-геохронологическим данным, новейший вулканизм в пределах центра развивался с эоплейстоцена и неоплейстоцена около 900 тыс. лет назад и завершился не позднее 500-450 тыс. лет назад [4 и др.]. На I этапе началось образование вулканической постройки Арагаца, сопровождавшееся излияниями потоков андезибазальтов, андезитов и дацитов и выбросами пирокластического мате-

риала того же состава [2 и др.]. Начало II этапа отмечено излияниями потоков лав обычно среднего и умеренно-кислого составов, вслед за которыми происходит катастрофическое извержение (извержения) с разрушением первоначального кратера и образованием кальдеры (около 700 тыс. лет назад). Этот коллапс породил подавляющее большинство игнимбритов центра. III этап эволюции центра проявлен слабее: вулканогенные толщи этого этапа сложены потоками лав среднего, умеренно-кислого составов и маломощными горизонтами туфов и игнимбритов. IV этап (0.45-0.53 млн. лет назад) маркирован слабой эруптивной деятельностью моногенных центров и связанных с ними потоков андезибазальтов на Ю-ЮВ склонах Арагаца [2; 4 и др.].

Проведен анализ геохимической, изотопно-геохимической и минералогической специфики состава продуктов эксплозивного магматизма АВЦ, отобранных по траверсу Антарут – Бюракан – Талин. Изученные пирокластические породы II этапа активности центра (0.74-0.68 млн. лет назад [4]) представлены двупироксеновыми игнимбритами и туфами, по составу отвечающими трахитам и трахидацитам, реже латитам и дацитам. Это весьма высокоглиноземистые (2.38-3.43 al') породы повышенной магнезиальности (до 0.41 $Mg^{\#}$). Петрохимические особенности составов и геохимические параметры изученных игнимбритов близки к гранитоидам пост- и синколлизионного I-типа. К примеру, на диаграмме K_2O-Na_2O точки составов изученных пород попадают в поля I-гранитоидов. О явной субщелочной тенденции в составе пород, кроме классификационных петрохимических данных (до 8.8 мас. % K_2O+Na_2O и до 0.9 K_2O/Na_2O), свидетельствуют высокие концентрации титана (до 1.0 мас. % TiO_2) и фосфора (до 0.35 мас. % P_2O_5), по сравнению со средними составами гранитоидов I-типа; при этом повышенные концентрации высокозарядных элементов (до 420 г/т Zr и т.п.), а также РЗЭ, Ba (до 920 г/т) и существенно пониженные содержания Rb (85-110 г/т) являются признаками умеренно-кислых и кислых образований латитового типа [7]. На диаграммах Ta–Yb и Rb-(Ta+Yb) [7] точки составов изученных инимбритов располагаются исключительно в поле островодужных гранитоидов, а согласно диаграмме Y-Sr/Y [5 и др.] они относятся к островодужной андезит-дацит-риолитовой (ADR) ассоциации. Напротив, соотношения в них Rb, Y и Nb (диаграммы Rb-(Y+Nb) и Nb-Y [7]) вполне соответствуют таковым для внутриплитных гранитоидов. Отметим, что наличие в изученных игнимбритах повышенной щелочности клинопироксена в ассоциации с ортопироксеном (см. ниже) сближает их с умеренно-кислыми и кислыми образованиями A-типа. На диаграмме Y-Nb-Zr/4 [6] точки составов пород попадают в поле A_2, что может указывать на их мантийно-коровую природу. Итак, четвертичные игнимбриты и ассоциированные с ними туфы АВЦ являются своеобразными породами «смешанного» типа, обладающими петрогеохимическими признаками кислых и умеренно-кислых магматитов различных генетических типов и образованных в разных геодинамических и геотектонических обстановках.

Анализ Sr-Nd изотопных характеристик четвертичных игнимбритов АВЦ выявил следующее. Диапазон значений начальных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных игнимбритах узок и составляет 0.70417-0.70432. Интервал начальных изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ в них также относительно невелик (0.51281-0.51285, или от +3.3 до +4.2 в единицах ε_{Nd}). На Sr-Nd изотопной диаграмме точки составов игнимбритов АВЦ образуют компактное скопление в первом квадранте, близкое к полю составов базальтов OIB-типа. В целом низкорадиогенный изотопный состав Sr в изученных игнимбритах и высокие в них величины ε_{Nd}, близкие к соответствующим параметрам регионального глубинного мантийного источника «Caucasus» ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7041±0.0001, ε_{Nd} = +4.1±0.2 при $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.105-0.114) [3 и др.], могут свидетельствовать о существенном вкладе мантийного источника OIB-типа в генезис рассматриваемых игнимбритов и ассоциированных с ними туфов. Заметим, что изотопные пара-

метры изученных четвертичных игнимбритов в целом близки к Sr-Nd изотопным характеристикам шошонитов и латитов вулканического центра Порак Варденисской вулканической области ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70436-0.70438 и ε_{Nd} = 3.4±0.2), плиоцен-раннеплейстоценовым муджиеритов, гавайитов и базальтов восточного сектора южной части Джавахетской вулканической области ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70398-0.70445 и ε_{Nd} от +4.2 до +4.6), а также ряда молодых вулканитов других вулканических областей не только Малого Кавказа, но и Большого Кавказа [1 и др.].

Анализ элементного состава и фазовых неоднородностей четвертичных игнимбритов АВЦ методами рентгеноспектрального микроанализа показал, что в игнимбритах и заключенных в них фьямме, в целом, нет принципиальных различий в наборе минералов кристаллокластов (вкрапленников) и в составе матриц.

Игнимбриты и фьямме обладают подобным комплектом минеральных фаз: плагиоклаз в ассоциации с орто- и клинопироксеном. Кристаллокласты ортопироксена игнимбритов представлены гиперстеном в целом выдержанного состава; магнезиальность ($Mg^{\#}$) в них меняется незначительно – от 0.73 до 0.76. Близкой $Mg^{\#}$ обладают ортопироксены вкрапленников фьямме – от 0.73 до 0.75. Изредка гиперстены игнимбритов окружены тонкой каймой более «железистого» орто- ($Mg^{\#}$ до 0.65) либо клинопироксена ($Mg^{\#}$ до 0.56). $Mg^{\#}$ клинопироксена кристаллокластов игнимбритов изменяется от 0.73 до 0.78. Минерал нередко во внешних зонах обладает слабой обратной зональностью. Клинопироксен вкрапленников фьямме имеет близкий состав: $Mg^{\#}$ = 0.76-0.77. Иногда клинопироксены игнимбритов окружены тонкими каймами, в которых $Mg^{\#}$ резко падает до 0.65. Игнимбриты и заключенные в них фьямме обладают сходным набором разновидностей плагиоклазов чаще всего среднего состава (от An_{28} до An_{46}). Игнимбриты и фьямме имеют и близкий состав матриц. Состав матриц первых соответствует трахириодацитам (67.2-69.1 мас. % SiO_2, 9.1-9.9 мас. % K_2O+Na_2O при 3.9–5.8 мас. % K_2O); трахириодацитовые матрицы фьямме обладают лишь несколько завышенными содержаниями K_2O (67.1-69.4 мас. % SiO_2, 8.9-10.2 мас. % K_2O+Na_2O при 4.9–6.2 мас. % K_2O).

В большинстве изученных игнимбритов в пределах даже индивидуального шлифа четко фиксируются две неравновесные ассоциации кристалокластов плагиоклаза. Ядерная часть первой из них сложена олигоклазом (от An_{23} до An_{29}). Минералы этой ассоциации обладают обратной зональностью; во внешних зонах состав их становится более основным и соответствует андезину (от An_{29} до An_{38}). Плагиоклазы другой ассоциации в ядре обычно имеют средние составы, соответствующие чаще всего основному андезину (от An_{41} до An_{50}) с закономерным убыванием количества анортитового минала от центра к краю кристаллов. Внешние, более кислые зоны этой ассоциации по составу обычно соответствуют кислому андезину – олигоклазу (от An_{29} до An_{36}). Важно отметить, что составы микролитов плагиоклаза (от An_{27} до An_{34}) в целом соответствуют составам внешних зон кристаллокластов как «кислой», так и «средней» ассоциаций плагиоклазов. Минералы этих ассоциаций отличаются и по своему габитусу, и по степени резорбции. В отличие от обычно сплошных и слабо пористых кристаллов и обломков кристаллов средних плагиоклазов с прямой зональностью, плагиоклазы «кислой» ассоциации с обратной зональностью представлены интенсивно резорбированными кристаллами, обладающими обычно сетчатой текстурой. Отметим, что сетчатая текстура возникает чаще всего в том случае, когда относительно кислый плагиоклаз частично растворяется в более основном расплаве.

Связующие массы изученных игнимбритов и фьямме, в целом соответствующие по составу трахириодацитам, нередко содержат включения (обычно каплевидные) стекол пониженной кремнекислотности. Чаще всего эти стекла отвечают по составу трахитам и трахидацитам (60.8-66.4 мас. % SiO_2 при 8.5-9.7 мас. % K_2O+Na_2O), реже латитам (54.5-54.8 мас. %

SiO_2 при 6.7-6.8 мас. % $K_2O + Na_2O$). По мнению ряда исследователей [1 и др.], такие включения служат прямым доказательством смешения магм.

Полученные вещественные характеристики изученных пирокластических образований АВЦ указывают на то, что большинство из них вероятнее всего являются гибридными образованиями и произошли в результате смешения трахиандезитовой либо трахиандезибазальтовой магмы с более кислым (риодацитовым либо трахириодацитым) расплавом. Особенности химического состава игнимбритов свидетельствуют о существенном участии в их генезисе, наряду с коровым, и мантийного источника вещества. Геохимические и изотопные параметры игнимбритов, сходные с таковыми для молодых вулканитов других областей Малого Кавказа, указывают на общность происхождения всех четвертичных магматических образований региона, в петрогенезисе которых, по-видимому, принимал участие единый региональный мантийный источник OIB-типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00728) и в рамках Программы № 15 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. Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизионного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3-20.

3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.

4. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным K-Ar датирования // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95-102.

5. Castillo, P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. № 3. P. 258-268.

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

7. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

АДАКИТ-ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (576-546 МЛН. ЛЕТ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Верниковская А.Е.[1,2], Верниковский В.А.[1,2], Кадильников П.И.[1,2], Матушкин Н.Ю.[1,2], Ларионов А.Н.[3]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г.Новосибирск, e-mail: VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru

[2]Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск, ул. Пирогова 2

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

Енисейский кряж – аккреционно-коллизионная структура западного обрамления Сибирского кратона, представляющая северо-восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса. В тектонической эволюции этой структуры в неопротерозое установлено несколько магматических событий [1]. Образование Енисейского кряжа начинается с косой коллизии между Центрально-Ангарским террейном и Сибирским кратоном 760-750 млн. лет

назад [1,3]. Это событие маркируется син- ипостколлизионным гранитоидным магматизмом, проявившимся 750-720 млн. лет назад. Далее магматические события происходили в связи с аккреционно-субдукционными процессами на западной окраине Сибири при развитии условий активной континентальной окраины, с формированием вдоль окраины кратона одновозрастных островодужных и рифтогенных комплексов в интервале 711-624 млн. лет [2]. С последующей эволюцией активной континентальной окраины Сибири на Енисейском кряже связано внедрение даек адакитов и малых тел габброидов, включая анортозиты. Их возраст, согласно новым U-Pb геохронологическим данным по цирконам варьирует в интервале 576-546 млн лет. Эти интрузивные породы и вмещающие их метабазиты с прослоями метаандезитов размещены в пределах, так называемого Зимовейнинского массива (14 х 3 км), локализованного на участке пересечения крупнейших в регионе разломных зон – Татарско-Ишимбинской и Приенисейской. Последняя ограничивает массив с запада и имеет сложную взбросо-надвиговую и сдвиговую кинематику. На востоке граница массива проходит по Ковдорскому разлому, имеющему взбросо-сдвиговую природу.

Минералого-петрографические и геохимические исследования адакит-габбро-анортозитового комплекса Зимовейнинского массива позволили установить следующие особенности:

Адакиты (кварцевые диориты – плагиограниты) представлены мелкозернистыми породами с порфировидными вкрапленниками плагиоклаза. Доминирующими минералами в них являются Pl (X_{Ab}=0.75–0.82) и Qtz, с преобладанием первого. Содержание Bt (XAl_{IV} =2.32-2.70; XMg=1.22-2.70 XFe^{2+}=2.26-3.12) достигает 10-20%. В кварцевых диоритах присутствует Amfэденит-гастигситового ряда (XSi= 6.3-6.7; X $(Na+K)_A$ = 0.34-037; XFe^{3+} = 0.65-0.68; XAl_{IV} = 0.20-0.27) до 10%. В них установлены следующие акцессорные минералы: Zrn, Ap, Mo, Rut и рудные – Ilm, Py, Ccp, Hem, Het.

Анортозиты имеют крупнозернистую структуру (размер зерен до 10 мм). В них устанавливаются мафитовые и лейкократовые обособления, основные минералы представлены анортитом (X_{Ab}=0.08-0.10), диопсид-авгитом (XAl=0.12–0.23; XCa=0.88-0.91; XMg=0.80-0.83; XFe=0.10-0.15) и энстатитом (XFe=0.1-0.12; XMg = 1.88-1.90), из акцессорных минералов присутствует хромпикотит, с каймами магнетита.

Вмещающие их метабазиты имеют тонкополосчатую текстуру и гранонематобластовую структуру. Светлые полосы представлены тонким (до 0,2 мм) агрегатом Qtz, Pl (X_{Ab}=0.45-0.50). Темные полосы сложены биотитом и развивающимся по нему амфиболом – эденитом и паргаситом (XSi= 6.43-6.73; X $(Na+K)_A$ = 0.52-0.67; XFe^{3+} = 0.28-0.41; XAl_{VI} = 0.41-0.48), диопсид-геденбергитом (XAl=0.06-0.09; XCa=0.88-0.91; XMg=0.68-0.72; XFe=0.32-0.35) и гранатом ($Alm_{60-62}Prp_{16-18}Sps_{1.2-1.8}Grs_{17-20}And_{0.5-3.0}$). Краевые части зерен граната по сравнению с центральными обогащены Fe и Mn. В породах присутствует магнетит и/или титаномагнетит. Уровень метаморфизма этих пород достигает амфиболитовой фации – 580-620 °С по Gr-Срхгеотермометру и 8 – 10 кбар по Al-в-Amfгеобарометру, и по данным геологов –гранулитовой фации.

Метабазиты имеют повышенные концентрации Nb, которые выше в 10-80 раз, чем в PM, но ниже, чем в OIB. Адакиты (SiO_2 = 63.81-72.06 мас.%) относятся к породам толеитовой и известково-щелочной магматическим сериям, проявляя характерные для таких образований крутые наклоны спектров РЗЭ (La_n/Yb_n = 18-41) и высокие значения отношений Sr/Y=130-405, в которых отсутствует, или устанавливается слабая положительная Eu аномалия. Они, как и габброиды имеют отрицательную Nb аномалию, что характерно для островодужных пород. Адакиты содержат обогащенные Nb цирконы, а концентрации Nb, Ta, Sr, Tb и Y в них комплементарны с содержаниями этих элементов во вмещающих их метабазитах. Поэтому формирование адакитов могло быть связано с плавлением Nb-обогащенных метабазитов, а присут-

ствие последних хорошо согласуется с широкой распространенностью подобных магматических пород в Татарско-Ишимбинской тектонической зоне.

Адакит-габбро-анортозитовый комплекс (576-546 млн. лет) был вероятно образован в условиях активной континентальной окраины на западной границе Сибирского континента. Эти выводы подтверждаются палеомагнитными исследованиями. Палеомагнитный полюс, рассчитанный для пород этого комплекса, составляющих Зимовейнинский массив Енисейского кряжа, согласуется с ТКДП Сибирского кратона и имеет координаты P_{lat} = -39.0; P_{long} = 106.1. Его положение отвечает позднеопротерозойско-кембрийскому временному интервалу 580-500 млн. лет [4]. Полученные результаты, а также палеомагнитные данные [5], позволяют предположить вхождение установленного магматического комплекса в единую палеосубдукционно-аккреционную систему с блоками Алтае-Саянской складчатой области. Тектоническая эволюция Енисейско-Алтае-Саянской активной континентальной окраины могла проходить в обстановках близких условиям трансформных режимов активных окраин, широко представленных в зонах сочленения Евразии и Тихоокеанской плиты [6,7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.

2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 90–94.

3. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63-90.

4. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883-899.

5. Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 500-522.

6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм в зонах скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Мат. Науч. Сов.: «Вулканизм и геодинамика». Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32-37.

7. Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // Доклады РАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 744-749.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ, КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

Вишневский А.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, vishnevsky@igm.nsc.ru

Ультрабазит-базитовые массивы Урало-Аляскинского типа (концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей) вызывают большой научный и практический интерес со второй половины 19 века, когда была установлена их взаимосвязь с уральскими платиновыми россыпями и обнаружены богатые платиной хромититовые шлиры и жилы. К концу века было открыто и исследовано множество таких массивов, показано их зональное

строение. В начале 20 века были открыты ультраосновные комплексы Британской Колумбии, а затем и Ю-В Аляски. Уже тогда стало понятно, что подобные массивы представляют собой особый и довольно редкий тип ультраосновных интрузий и характеризуются весьма сложным внутренним строением, что привело к обилию терминологии и диаметрально различным концепциям их формирования.

В настоящий момент общепринятыми положениями концепции формирования, размещения и строения массивов Урало-Аляскинского типа являются их приуроченность к обстановкам зон субдукции, тенденция к формированию протяженных поясов – до тысячи и более километров, наличие дунитового ядра и концентрического строения с участием верлитов, клинопироксенитов и горнблендитов [1, 5], очень небольшая, в отличие от других ультрабазит-базитовых формаций, доля плагиоклаз-содержащих и, тем более, ортопироксен-содержащих пород, при ведущей роли высокомагнезиального (диопсидового) клинопироксена [6]. Таким образом, формирование массивов Урало-Аляскинского типа должно происходить при участии высокомагнезиальных и высококальциевых расплавов, обедненных при этом алюминием (CaO/Al_2O_3>1,3), для подавления кристаллизации плагиоклаза. Кроме того, важной их чертой является металлогеническая и минерагеническая специфика, выражающаяся в широком распространении изоферроплатины и тетраферроплатины, в отличие от ультрабазит-базитовых комплексов офиолитов (Ir-Os-Ru сплавы), большинства расслоенных интрузий и месторождений норильского типа (Pt-Pd арсениды, теллуриды и проч.) [2, 4].

Предположение о возможной генетической взаимосвязи анкарамитов и массивов Урало-Аляскинского типа было высказано уже достаточно давно (Irvine, 1974) и получило различные косвенные и прямые подтверждения. В этом свете следует упомянуть, например, пространственную совмещенность комплекса Туламин в Британской Колумбии и группы Никола, включающей потоки анкарамитов; анкарамитовые дайки комплекса Гринхиллс на Южном Острове Новой Зеландии; сопоставления по геохимии клинопироксенов из массивов уральского платинового пояса [6]; недавно описанные анкарамиты Магнитогорской зоны Южного Урала, во включениях в которых была обнаружена ферроплатина [7]. Что касается непосредственно петрогенезиса самих анкарамитов и генерации первичных анкарамитовых магм, то на сегодняшний день краеугольной работой по этой проблеме является статья Дэвида Грина с соавторами [3]. В ней, на основании данных, полученных по вулкану Аоба из современной островной дуги Вануату построена модель генерации примитивных магм различного типа (высоко- и низко-Ca бонинитов и анкарамитов). Согласно предложенной модели, генерация анкарамитовых расплавов происходит за счет плавления достаточно истощенной лерцолитовой (гарцбургитовой) мантии при значительном привносе водно-углекислого флюида на уровне давлений шпинелевой фации при возможном участии расплавов, сходных с доломитовыми карбонатитами.

В последнее время в зарубежной научной периодике появилось достаточно большое количество работ, в которых те или иные интрузивные комплексы относятся авторами к Урало-аляскинскому типу. В большинстве случаев это делается лишь на основании наличия в их составе перидотитов (а, иногда и без них) и геохимических характеристик пород (типичных островодужных меток). Несомненно, необходимо более осторожно подходить к развешиванию подобных ярлыков, вносящих дополнительную путаницу в и без того непростую картину, активно использовать минералогические критерии, детально анализировать строение интрузий, включая фазовые взаимоотношения и вещественный состав породных комплексов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проектVIII.72.2.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала // Серия: Минералогия, петрология. генезис. Издательство: Екатеринбург: Урал. 1997. 448 с.

2. Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 171.

3. Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc Ankaramites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolitic Mantle // Journal of Petrology, 2004. Vol. 45 (2). P. 391-403.

4. Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D. (1989) Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia part 1. platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion // Mineralogy and Petrology 40. P. 289-309.

5. Irvine T., Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska // Geological Society of America Memoirs 138, 1974. P. 1-240.

6. Krause, J., Brugmann, G.E., Pushkarev, E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the central Ural mountains // Lithos 95. P. 19-42.

7**. Pushkarev E., Kamenetsky V., Gottman I., Yaxley G.** The PGM-bearing volcanic ankaramite (Urals, Russia): bridging ankaramite parental magmas and the Ural-Alaskan-type intrusions // Abstracts of 12th International Platinum Symposium, 11-14 August 2014. Yekaterinburg, Russia. P. 269-270.

РОЛЬ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ.

Владимиров А.Г.[1,2], Мехоношин А.С.[3,4], Хромых С.В.[1,5], Волкова Н.И.[2,5], Травин А.В.[2,5], Михеев Е.И.[2,5], Колотилина Т.Б.[3,4], Хлестов В.В.[1,5]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
e-mail:vladimir@igm.nsc.ru
[2]Томский государственный университет, г. Томск
[3]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
[4]Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
[5]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Центрально-Азиатский складчатый пояс является примером масштабных субдукционных и коллизионных событий, происходивших на протяжении позднего венда – раннего палеозоя между Сибирским кратоном, островными дугами и микроконтинентами. На южной окраине Сибирского кратона (в современных координатах) в этот период времени был сформирован Саяно-Байкальский складчатый пояс ранних каледонид, в составе которого выявлены гранулитовые комплексы [1-3, 7]. Эти комплексы представляют собой глубоко эродированные фрагменты аккреционных призм венд-раннепалеозойского возраста, которые являются индикаторами ранних стадий закрытия Палеоазиатского океана. Для гранулитовых комплексов характерно широкое развитие габбро-пироксенитов, слагающих тектонические пластины, синметаморфические интрузивные тела, а также многочисленные дезинтегрированные фрагменты (будины и включения), погруженные в метаморфический матрикс. Объем базитов достигает 5-10%, что позволяет рассматривать мантийный магматизм как тепловой источник для гранулитового метаморфизма. Наиболее изученным полигоном является Чернорудская гранулитовая зона, входящая в состав Ольхонского метаморфического террейна, Западное Прибайкалье [2-6]. На примере этого полигона рассмотрены вопросы взаимодействия мантийных магм с гранулитовыми комплексами нижней коры и их связь с гранитными расплавами.

Чернорудская метаморфическая толща, представляет собой типичный пример аккреционной призмы с преобладанием метабазальтов (70-80%), подчиненным количеством мраморов,

метапелитов и кварцитов, преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма и вязкопластичного течения горных масс. Изучение двупироксеновых ортогнейсов (метабазальтов) и гранат-силлиманитовых гнейсов (метапелитов), входящих в состав чернорудского комплекса (630-500 млн. лет) позволило определить PT-параметры гранулитовой фации метаморфизма (P = 7,7-8,6 кбар, T = 770-820 °C). Метабазальты отвечают островодужной толеитовой серии. Синметаморфические габбро-пироксениты были сформированы в два этапа: 1) комплекс Чернору́д – тектонические пластины и тела, выведенные с глубинных уровней земной коры (10-12 кбар), сложены породами островодужной толеитовой серии, геологический возраст T ≥ 500 млн. лет; 2) комплекс Улан-Харгана – подводящие магматические каналы и фрагментированные пластовые интрузии. По составу эти породы отвечают субщелочной петрохимической серии (OIB-серия), U-Pb возраст равен 485±10 млн. лет. Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису и формированию синметаморфических гиперстенсодержащих плагиогранитов (500-490 млн. лет, U/Pb изотопные методы). Спецификой Чернорудской гранулитовой зоны являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габброидов, что привело к фрагментации базитовых камер и формированию особого класса тектонических структур – «метаморфического магма-минглинга». Все тектонические и магматические структуры были «запечатаны» K-Na стресс-гранитами, амфиболитовая фация метаморфизма, 470-460 млн. лет (U-Pb/Ar-Ar изотопные методы).

Предложена геодинамическая модель взаимодействия мантийных магм с гранулитовым комплексом нижней коры в условиях инверсии субдукционного режима на обстановку скольжения литосферных плит, отрыва слэба и астеносферного диапиризма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фундаментальных исследований (проекты № № 14-05-00747, 14-05-00712, 15-05-08843 – экспедиционные и аналитические исследования), Российского научного фонда (проект № 15-17-10010 – обработка материалов и подготовка доклада).

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.

2. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С. , С.Н. Руднев. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // ДАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797-800.

3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (5). С. 571-588.

4. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Доклады АН. 2001. Т. 381. С. 522-527.

5. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50. № 11. С. 1181-1199.

6. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии// Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 553-574.

7. Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 4. С. 331—418.

ВУЛКАНИТЫ ЯКЧИНСКОЙ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)

Войнова И.П.[1], Зябрев С.В.[1], Мартынюк М.В.[2], Шевелев Е.К.[3]

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

[2]Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу, г. Хабаровск

[3] ТД «Золотая Русь», г. Хабаровск

Якчинская кремнисто-вулканогенная толща выделена в западной части Центрального Сихотэ-Алиня и входит в состав Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. Она включает значительный объем вулканитов. Представительный разрез толщи обнажен в правом борту долины р. Яро. Здесь в береговых обрывах чередуются базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты с кремнями и кремнистыми алевролитами и слагают крутопадающие тектонические пластины С-СВ простирания мощностью от десятков до сотен метров. Нами проведены петрогеохимические исследования вулканитов и биостратиграфические – вмещающих отложений. Возраст отложений по ископаемым конодонтам и радиоляриям определен в интервале поздняя пермь – средняя юра, что гораздо шире принятого ранее (триас, карний) и перекрывает возрастные диапазоны всех домеловых стратиграфических подразделений, выделенных в этом районе. Наиболее молодыми являются туфоалевролиты (средний бат–ранний келловей). По положению в разрезе (возрасту) базальты подразделяются на средне-позднетриасовые, раннеюрские и среднеюрские (байос).

Петрографическая и петрогеохимическая характеристика базальтов

Средне-позднетриасовые базальты раскристаллизованы, имеют долеритовый облик. Раннеюрские базальты разнообразны по структуре, в нижней части раннеюрских пачек они раскристаллизованные, порфировидные, в верхних частях – спилитового облика, витрофировые. Среднеюрские вулканиты представлены лавобрекчиями и гиалокластитами, с ними параллелизуются базальты, базальтовые брекчии и долериты, слагающие мощное дайкообразное тело. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (преобладает) и моноклинный пироксен, лишь среди раннеюрских базальтов встречаются бесплагиоклазовые разновидности – авгититы.

Вулканиты якчинской толщи классифицируются как базальты и трахибазальты (гавайиты) (44 % < SiO_2 < 50 % , K_2O+Na_2O = 3-7%) (рис. А) K-Na серии (K_2O/Na_2O < 0.4). Раннеюрские базальты выделяются большей щелочностью (за счет натрия). Содержания TiO_2 в юрских базальтах возрастают от 1.5-2.5% в раннеюрских до 2.5-4% в позднеюрских, максимальные содержания (4.23%) имеют триасовые базальты. Такая же тенденция характерна и для содержаний P_2O_5. Раннеюрские базальты также являются более глиноземистыми (Al_2O_3 = 15-20%) по сравнению со среднеюрскими и триасовыми (Al_2O_3 = 9-15%). Содержание $FeO_{сум}$ укладывается в интервал 9-14%, MgO изменяются в пределах 5-8%, но есть разновидности с повышенными содержаниями (9-11.5%) – это триасовые базальты и часть среднеюрских. Содержания CaO имеют большой разброс, что может быть связано с различной степенью проявленности вторичных изменений. На спайдер-диаграммах содержаний редкоземельных (рис. Б) и редких элементов, нормированных по составу хондрита, графики исследуемых базальтов располагаются между эталонными графиками для базальтов типа E-MORB и OIB, причем к первому приближены графики раннеюрских базальтов, ко второму – сред-

неюрских. Наибольшей обогащенностью характеризуются триасовые базальты. На дискриминационных петрогеохимических диаграммах (Zr-Ti/100-Y·3, Th-Hf/3-Nb/16, Th-Hf/3-Ta, Th-Zr/117-Nb/16, La/10-Y/15-Nb/8, Zr/4-Nb·2-Y) фигуративные точки раннеюрских базальтов располагаются в поле E-MORB с переходом к внутриплитным толеитам, среднеюрских и триасовых – преимущественно в поле щелочных базальтов океанических островов (OIB) (рис. В). На диаграмме AL_2O_3/TiO_2–SiO_2 триасовые и среднеюрские базальты соответствуют базальтам типа OIB. Фигуративные точки раннеюрских базальтов смещаются к границе полей OIB и MORB, причем точки базальтов нижней части нижнеюрского разреза располагаются уже в поле MORB. Отношение Gd/Yb в раннеюрских базальтах низкое и близко к величине Gd/Yb в плато-базальтах (порядка 1), при этом наблюдается рост содержаний Gd вверх по разрезу, что можно трактовать как обогащение в ходе эволюции вулканической островной структуры. Отношение Gd/Yb в триасовых и среднеюрских базальтах значительно выше и соответствуют таковому в базальтах типа OIB. Соотношения Nb–Zr–Y свидетельствуют о плюмовых источниках базальтов и указывают на формирование раннеюрских базальтов в пределах океанического плато, а триасовых и среднеюрских базальтов – на океанических островах.

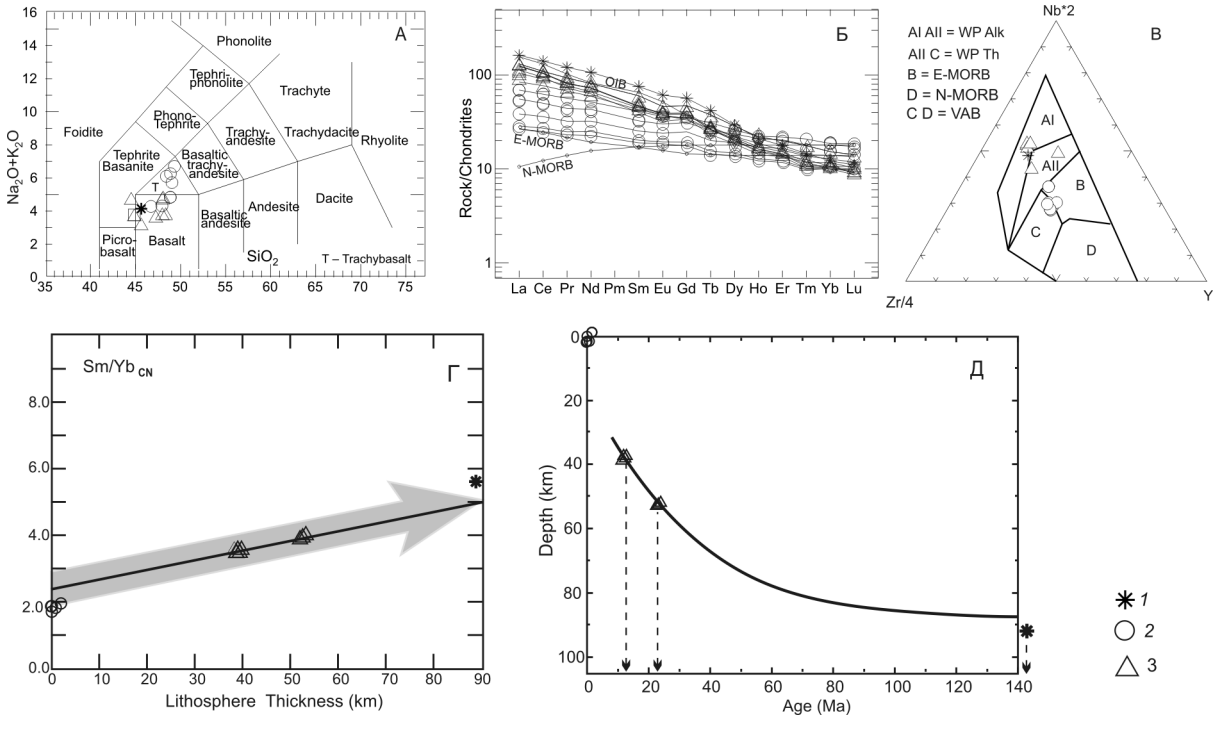


Рис. Петрогеохимические диаграммы: **А** – классификационная, **Б** – спайдер-диаграмма хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, **В** – дискриминационная, **Г** – $[Sm/Yb]_{CN}$ – мощность литосферы, по [1], Д – глубина границы литосфера/астеносфера (» мощность литосферы) в зависимости от возраста литосферы, по [2].

Базальты: 1 – средне-позднетриасовые, 2 – раннеюрские, 3 – среднеюрские.

Тектонические обстановки формирования базальтов как отражение истории спрединга

По петрогеохимическим характеристикам вулканиты якчинской толщи подразделяются на два типа: 1) базальты, близкие к E-MORB, и 2) внутриплитные базальты типа OIB. Намечается следующая смена обстановок их формирования. Триасовые базальты – это внутриплитные базальты типа OIB, причем наиболее обогащенные. Они формировались в обстановке внутриплитных океанических островов, значительно удаленных от центра спрединга. Раннеюрские базальты близки по петрогеохимическим характеристикам к E-MORB. Они наиболее

сходны с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов, либо их можно параллелизовать с первичными плюмовыми толеитовыми базальтами океанических островов, приближенных к океаническому хребту. Среднеюрские базальты – типа OIB – формировались на океанических островах, удаленных от спрединового хребта. В петрогеохимии юрских базальтов отражена история их отодвигания от хребта. Это отодвигание подчеркивается и оценкой мощности океанической литосферы на время излияния разновозрастных базальтов. Используя прямую корреляцию отношения Sm/Yb с мощностью литосферы, существовавшей во время формирования океанических базальтов [1], можно предполагать рост мощности океанической литосферы от минимальной (нулевой) в ранней юре (Sm/Yb = 1-2) до ~ 40 км (Sm/Yb = 3) и более 50 км (Sm/Yb=4) в средней юре (рис. Г). По установленной зависимости мощности океанической литосферы от ее возраста [2], мощность литосферы около 40 и более 50 км достигается при ее возрасте в ~13 и ~22 млн. лет (рис. Д). Эти временные оценки позволяют предполагать формирование юрских базальтов в связи с одним и тем же спрединговым центром. Мощность литосферы при формировании средне-позднетриасовых базальтов (Sm/Yb = 5-6) оценивается в 90 км и более. Такая мощность океанической литосферы соответствует ее возрасту более 140 млн. лет, что предполагает формирование триасовых базальтов на более древней литосфере, сформированной при другом спрединговом центре. Вероятно, что эта древняя (~310-380 млн лет) океаническая литосфера была рассечена спрединговым хребтом в близи края Азиатского континента в ранней юре, незадолго до последовавшей в средней юре аккреции океанического материала.

Т.о. в образованиях якчинской толщи запечатлены 3 периода вулканической деятельности. Наиболее ранний эпизод имел место, вероятно, в среднем-позднем триасе, когда базальты океанических островов (OIB) формировались на мощной (~90 км) и древней (~310-380 млн. лет) океанической литосфере. Второй период – излияние базальтов типа E-MORB в ранней юре, плинсбахе–тоаре. Геохимические особенности этих базальтов указывают на их формирование на литосфере минимальной (нулевой) мощности вблизи или в пределах океанического хребта. Это дополняет историю спрединга в Палеопацифике и интерпретируется как рассечение древней океанической литосферы спрединговым центром, возникшим в ранней юре (~185 млн. лет назад). Этот спрединговый хребет, по-видимому, располагался в относительной близости к континентальной окраине Азии. Последний эпизод внутриплитного вулканизма предполагается в средней юре, байосе (~169 млн. лет назад), когда сформировались базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты и связанные с ними долериты. Формирование этих вулканитов происходило на фрагменте молодой океанической литосферы, мощность которой достигла 40–50 км. Завершающий этап истории седиментации (средняя юра, байос – баткелловей) проявлен в накоплении пачки туфоалевролитов (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в ее верхней части. Эта седиментация связана с вулканической деятельностью предположительно на конвергентной границе океанической и континентальной плит и отражает окончательное приближение океанической плиты к зоне субдукции. Возможным местом накопления туфогенно-обломочных отложений является фронтальная часть глубоководного желоба. Аккреция океанического материала произошла вскоре после накопления этих отложений, и возраст эпизода аккреции можно оценить как постсреднебатский–раннекеловейский.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Humphreys E. R., Niu Y.** On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. // Lithos, 2009. V. 112. P. 118-136.

2. **Kawakatsu H., Kumar P., Takei Y., Shinohara M., Kanazawa T., Araki E., Suyehiro K.** Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates // Science, 2009. V. 324 (5926). P. 499-502.

РОЛЬ ДЕВОНСКОЙ СУБДУКЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РИФТОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Воронцов А.А.[1,2] , Дриль С.И.[1], Перфилова О.Ю.[3]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,г. Иркутск, e-mail: voront@igc.irk.ru
[2]Иркутский Государственный университет, г. Иркутск
[3]Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск, e-mail: perfil57@mail.ru

В северо-восточной части Алтае-Саянской области в девонский период на территории более 300 000 км^2 была образована рифтовая система. Она включает в себя многочисленные прогибы, впадины с разделяющими их поднятиями и магматические комплексы. Эта рифтовая система имеет двоякую природу. С одной стороны, в ее структуре существует точка тройного соединения прогибов (Тувинская, северная и южная Делюно-Юстыдские ветви) и поэтому система может рассматриваться как результат воздействия мантийного плюма. С другой стороны, в ее строении выделяются Кузнецко-Алатауский и Алтае-Северосаянский вулкано-плутонические пояса, которые протягиваются вдоль краевой части Сибирского палеоконтинента и свидетельствуют о существовании древних зон субдукции. Для оценки их роли в последние годы [2-4] был получен большой объем новой геологической, минералого-петрографической и геохимической информации по магматическим породам из разных сегментов рифтовой системы. Это позволило выявить среди них дифференцированную и бимодальную вулканические ассоциации и оценить состав магматических источников на основе изотопно-геохимических параметров базальтов.

Дифференцированная вулканическая ассоциация была изучена на Батеневском поднятии в Минусинском прогибе. Оно, в сочетании с Беллыкским поднятием Восточного Саяна, разделяет две крупные впадины – Чебаково-Балахтинскую и Сыда-Ербинскую. Поднятие представляет собой брахиантиклинальную структуру, в пределах которой вулканиты распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща сложена субщелочными базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахитами и риолитами. Она имеет суммарную мощность до 700 м, с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте и, в свою очередь, перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса [6]. Результаты ^{40}Ar-^{39}Ar исследований магматических пород Батеневского поднятия указывают на то, что они сформировались в интервале 408-391 млн. лет.

Бимодальная вулканическая ассоциация представлена субщелочными и щелочными базальтами, трахитами, трахириолитами, комендитами-пантеллеритами, которые широко распространены в северной Монголии. Здесь эти породы совместно с осадочными толщами сосредоточены внутри цепочки грабенов, которая протягивается вдоль границ раннекаледонской Озерной зоны. Проявления вулканизма контролируются ограничивающими эту зону крупными разломами и образуют три линейных пояса. Один из них (Цаган-Шибетинский) вытянут вдоль восточного склона Монгольского Алтая более чем на 150 километров. Два других (Хан-Хухейский и Агардакский) протягиваются по южному склону и центральной части хр. Хан-Хухей на расстояние свыше 250 километров. Возраст магматических ассоциаций отвечает раннему-среднему девону и обоснован находками фауны в осадочных породах ряда опорных вулканогенно-осадочных разрезов [5].

Все породы дифференцированных ассоциаций Батеневского поднятия принадлежат субщелочной серии. В вулканических разрезах поднятия распространены умереннотитанистые разновидности базальтов с содержанием TiO_2 от 1,27 до 2,15 мас. %, SiO_2 – от 48,66 до 53,30 мас. %. Они обладают афировой скрытокристаллической и гиалопилитовой структурами.

В составе микролитов преобладают плагиоклаз, оливин и титан-авгит. Кроме того, всегда обнаруживаются игольчатый апатит, биотит в виде пластинок, равномерно распределенные рудные и акцессорные минералы и выполняющее интерстиции буровато-зеленое вулканическое стекло.

Породы бимодальной ассоциации северной Монголии отвечают щелочной и субщелочной калиево-натриевым сериям и в целом обогащены щелочами по сравнению с дифференцированными ассоциациями. Базальты бимодальной ассоциации характеризуются чередованием в разрезах умереннотитанистых и высокотитанистых разновидностей. В высокотитанистой группе TiO_2 изменяется от 2,17 до 4,05 мас. %, SiO_2 – от 43,91 до 49,47 мас. %. В отличие от базальтов дифференцированных ассоциаций, в этих базальтах присутствуют ксеноморфные выделения нефелина или анальцима, а также мелкие кристаллы керсутита и баркевекита.

Все рассматриваемые девонские базальты характеризуются высокими содержаниями редких элементов и близки к составу базальтов, выплавляемых из обогащенных мантийных источников. В то же время умереннотитанистые базальты отличаются от высокотитанистых более низкими содержаниями высокозарядных элементов, низкими отношениями Nb и Ta по отношению к La ((Nb/La)n меняется от 0,4 до 0,5; (Ta/La)n меняется от 0,5 до 0,8), что отвечает характеристикам IAB. Высокотитанистые базальты северной Монголии обогащены HSFE вплоть до появления слабых положительных аномалий по Nb и Ta ((Nb/La)n меняется от 1,0 до 1,2; (Ta/La)n меняется от 1,1 до 1,4) и их составы в наибольшей степени приближены к составу OIB. Петрогеохимические данные, учитывая одинаковый возрастной интервал образования умереннотитанистых и высокотитанистых базальтов, указывают на то, что материнская базальтовая магма возникла в результате частичного плавления различных по составу мантийных источников. Один из них можно охарактеризовать как надсубдукционный, сформированный при отделении водного флюида от погружающейся в литосферную мантию океанической плиты, другой как плюмовый, состав которого определяется неоднородностью мантии.

Обе группы базальтов различаются по своим изотопным характеристикам. Высокотитанистые базальты имеют более деплетированный изотопный состав Nd и Sr – $eNd_{(395MA)}$ = 7,7-6,1 и $87Sr/86Sr_{(395MA)}$ = 0,7033-0,7041, по сравнению с умереннотитанистыми разностями – $eNd_{(395MA)}$ = 4,7-3,4 и $87Sr/86Sr_{(395MA)}$ = 0,7044-0,7045. Следует отметить отчетливую смещенность составов обеих групп базальтов от линии мантийной корреляции в область более радиогенного состава стронция. Подобное смещение может быть обусловлено влиянием на базальтовые расплавы контаминанта с высоким содержанием Sr, имеющего относительно радиогенный состав, и низким содержанием Nd. Такими характеристиками обладают карбонатные осадки океанической коры. Следовательно, вклад этого источника указывает на контаминацию расплавов карбонатным веществом, субдуцированным в мантию в раннепалеозойский этап развития региона. Наибольшее смещение наблюдается для умереннотитанистых базальтов и поэтому, вероятно, они подверглись большей контаминации относительно расплавов высокотитанистых базальтов.

Изотопный состав свинца в базальтах обеих групп также различен. Точки составов умереннотитанистых базальтов на диаграмме $^{207/204}Pb$-$^{206/204}Pb$ образуют компактный тренд вдоль линии эволюции свинца в источнике с $\mu = 9,4$ (модель Стейси-Крамерса). Свинец с таким изотопным составом является умеренно-обогащенным по сравнению с деплетированным источником типа DM ($\mu = 8,5$). Изотопный состав свинца высокотитанистых базальтов варьирует в широких пределах от $\mu = 8,6$ до $\mu = 9,4$, намечая линию смешения между деплетированным и умеренно-обогащенным источниками. Поле составов умереннотитанистых базальтов расположено в радиогенной части этой линии смешения. Учитывая данные Sr-Nd изотопной систематики базальтоидов, можно отождествить умеренно-обогащенный источник свинцов с мантией, метасоматически модифицированной субдукционными процессами.

Вся совокупность геологических, петрогеохимических и изотопных данных подтверждает предложенную ранее модель формирования девонских вулканитов Алтае-Саянской рифтовой области. В соответствии с этой моделью источники магматизма возникли под краевой частью Сибирского континента при взаимодействии мантийного плюма с мантией зоны субдукции. Следы плюмового воздействия в континентальных структурах юго-западной части Сибирского палеоконтинента фиксируются, начиная с момента каледонской аккреции (~ 490 млн. лет назад), в ходе которой каледонский супертеррейн был зафиксирован над горячей точкой мантии. Субдукционные события в истории образования Алтае-Саянской части каледонского аккреционного террейна проявились, по меньшей мере, дважды. С процессами конвергенции в позднем кембрии и ордовике связывается образование собственно каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Поздние субдукционные процессы на границе каледонид Алтае-Саянской области установлены в Китайском Алтае начиная с 440 млн. лет и продолжались в Рудном Алтае в раннем-среднем девоне до позднего девона. Исходя из возрастных характеристик и особенностей пространственного распределения интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы [1], раннедевонская граница океан-континент совпадала с современной границей между Рудным и Горным Алтаем. Магматические процессы охватили значительные пространства в краевой части Сибирского континента и сформировали вулкано-плутонический пояс, ширина которого (оцениваемая по расстоянию от района оз. Зайсан до восточной оконечности Минусинского прогиба) составляла около 800 км. Следовательно, можно говорить, что мантия под Алтае-Саянской областью, участвовавшая в процессах конвергенции в позднем кембрии и ордовике, в силуре и девоне вновь оказалась в зоне влияния субдукционных процессов. Совмещение надсубдукционных и внутриплитовых характеристик магматизма рифтовой системы, по-видимому, является следствием сложной геодинамической обстановки, отвечавшей условиям проявления плюмовой активности на активной континентальной окраине подобно современному взаимодействию Тихоокеанской плиты с восточной окраиной Азиатского континента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 16-05-00181, 14-05-00887.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А.** Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157-1178.

2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова 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. 621-634.

3. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283-1313.

4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4 . С. 386-409.

5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. Москва: Наука. 1991. 263 с.

6. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.

СОСТАВЫ ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАК ИНДИКАТОРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРИДОТИТОВ

(Мармарошская утесовая зона, Украинские Карпаты)

Генералова Л.В.[1], Гнилко О.М.[2], Степанов В.Б.[1], Билик Н.Т.[1], Дикий В.В.[1]

[1]Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, г. Львов, e-mail: gen_geo@mail.ru

[2]Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины Украина, г. Львов, e-mail: ohniko@yahoo.com

Петрогеохимические особенности офиолитов Украинских Карпат и слагающих их минералов рассматривались в ряде публикаций [4, 6]. Здесь выделяют ультрамафитовую формацию, которая, по мнению исследователей, является комплементарной составляющей офиолитов Мезотетиса [4 ,6]. Наиболее представительные выходы пород формации установленны в Мармарошской утесовой зоне Внутренних Карпат (угольский магматический комплекс [6]). Стратиграфический разрез зоны начинается нижнемеловой олистостромовой толшей соймульской свиты. Олистолиты толщи представлены двумя группами породы. К первой группе принадлежат разрозненные фрагменты офиолитов, представленные перидотитами, базальтоидами, красными яшмоидами, известняками. Ко второй группе относятся кристаллические сланцы, гнейсы, гранитоиды, пермо-триасовые кварцевые конгломераты, триас-юрские известняки и доломиты. Матрикс олистостромы сложен хаотическими образованиями грязекаменных потоков (*debris-flows*) [2].

Минеральный состав перидотитов характеризуется разнообразием. Первичная минеральная ассоциация представлена оливином, пироксеном, шпинелидами. Более поздняя, вторичная, минеральная ассоциация вмещает тремолит, тальк, серпентин, хлорит.

Нами на территории Украинских Карпат в Мармарошской утесовой зоне найдены перидотиты, содержащие хромшпинелиды в количестве 1-3%. Магматические хромшпинелиды являются химически стойкими минералами, в частности, при вторичных преобразованиях. В связи с этим, они используются как типоморфные минералы- индикаторы для диагностики геодинамических обстановок формирования плутонических пород офиолитов (в нашем случае перидотитов), которые их содержат.

Хромшпинелиды присутствуют во всех петротипах перидотитов угольского комплекса. По форме выделения они образуют две группы. Первая группа хромшпинелидов в гарцбургитах и лерцолитах встречается в виде субизометрических или неправильных ксеноморфных крупных индивидов и скоплений (?) размером до 0,4 мм. Представители второй группы образуют удлиненные, эллипсовидные (иногда амебовидные) формы, размером 0,002×0,007 мм, которые приурочены к интерстициям кристаллов пироксена и оливина и вытянуты по директивности породы. Зерна окрашены в вишнево-бурый, красно-бурый и темно-бурый цвет. По периферии зерна имеют черную кайму, которая представлена микровкраплениями магнетита. Иногда фиксируются зерна хромшпинелидов в виде цепочек, ориентированных субсогласно первичной внутренний полосчатости (?) и/или первичной упорядоченности магматического комплекса. В исследуемых образцах были случаи, когда в одной пробе встречались хромшпинелиды двух групп. Наличие двух групп хромшпинелидов в одном образце является признаком полистадийности процессов минералообразования.

Химический состав хромшпинелидов перидотитов изучен нами с помощью сканирующего электронного микроскопа-микроанализатора РЕММА-102-02 (г. Сумы, Украина).

Рентгеноспектральный микрозондовый анализ установил, что крупные хромшпинелиды первой группы более магнезиальные и менее хромистые. Шпинелиды второй группы – более мелкие, менее магнезиальные и более хромистые.

На бинарной диаграмме Cr # – Mg # [5] хромшпинелиды перидотитов угольского комплекса концентрируются в двух областях: абиссальных перидотитов и надсубдукционных перидотитов (рис. 1). Крупные зерна шпинелидов кристаллизовались при низкой степени частичного плавления (Dmelt до 14 %), что присуще абиссальным перидотитам. Мелкие зерна шпинелидов кристаллизовались при более высокой степени плавления (Dmelt до 30%), которое характерно для перидотитов надсубдукционных зон (см. рис.1).

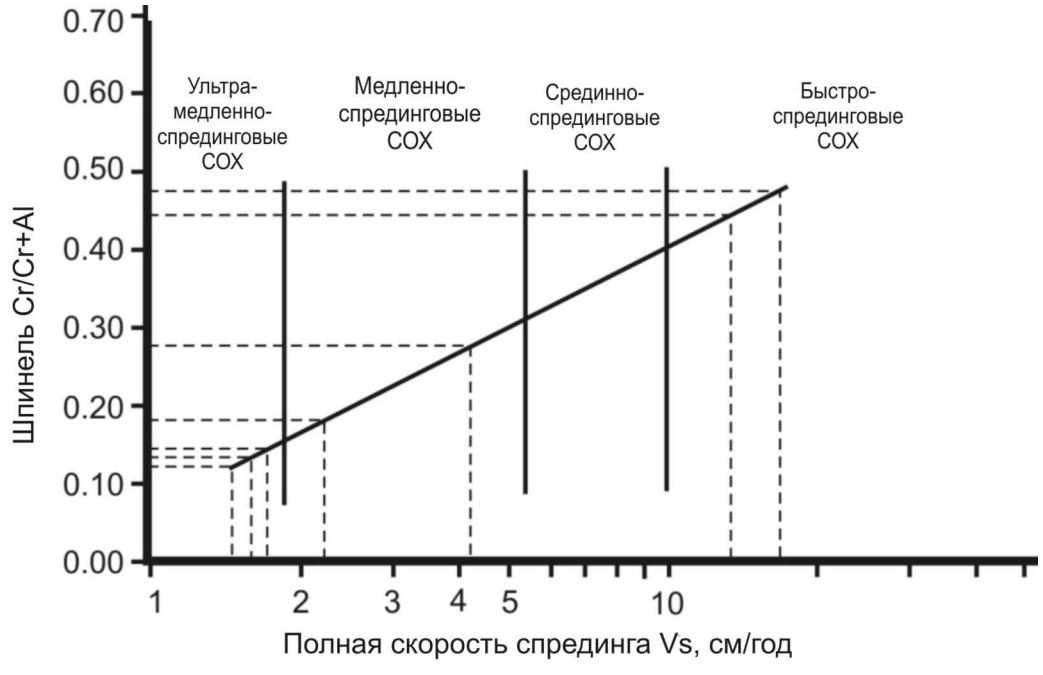


Рис.1. Бинарная диаграмма отношения магнезиальности и хромистости хромшпинелидов [5]. *Условные обозначения*: 1-2 – составы хромшпинелидов из перидотитов угольского комплекса (1 – перидотиты из бассейна р. Маленькая Уголька, 2 – перидотиты из бассейна р. Большая Уголька); I-III – поля составов хромшпинелидов из: I – задуговых перидотитов, II - абиссальных перидотитов, III – перидотитов субдукционных зон.

Величина степени частичного плавления мантийного источника отражается в хромистости первичных шпинелидов и тем самым позволяет корректировать ее с геодинамическими обстановками. Нами использована диаграмма корреляции средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга [3]. На этой диаграмме (рис. 2) составы хромшпинелидов первой группы угольского комплекса соответствуют перидотитам ультрамедленно-спрединговых СОХ (полная скорость спрединга до 5,5 см/год). Мелкие зерна из второй группе шпинелидов угольского комплекса ассоциируются с перидотитами быстро-спрединговых СОХ (полная скорость спрединга выше 10 см/год).

Эти данные согласуются с результатами исследования петрохимических параметров перидотитов и работами по геологическому картированию и геодинамическим реконструкциям, проведенными в последние годы [2 и литература там].

Для оценки температур преобразования перидотитов угольского комплекса были использованы различные геотермометры. Первичная парагенетическая ассоциация перидотитов оценивалась оливин-хромшпинелевими геотермометрами, для вторичной парагенетической ассоциации – применялась номограмма Si-Al для амфиболов.

Результаты расчетов температур оливин-хромшпинелевого равновесия такие: 970 ºС (геотермометр Редера-Кембелла-Джемисона), 790 ºС (геотермометр Оно), 880 ºС (геотермометр

Фабри), 870 ºС (модифицированный геотермометр О'Нила-Уолла-Больхауза-Берри-Грина – (O"NWBBG) [7 и литература там]. Давление можно оценить в 7-15 кбар (согласно работе Грицука, 2003). Результаты расчетов по номограмме Si-Al для амфиболов [1] следующие: температура – 450 ºС, давление – 2 кбар. Рассчитанные температуры и давление указывают на термодинамические параметры сложенных перидотитами тел, которые имели многоэтапную геодинамическую эволюцию.

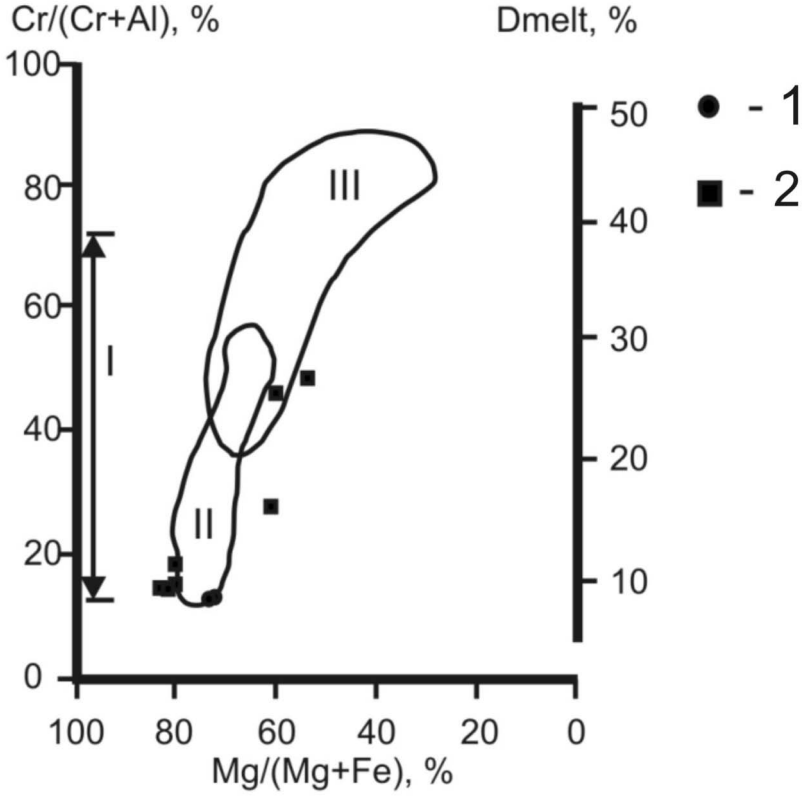


Рис. 2. Корреляция средней хромистости хромшпинелидов и полной скорости спрединга (Vs) [3]. *Условные обозначения*: пунктиром отмечены составы хромшпинелидов из перидотитов угольского комплекса.

Первичное становление перидотитов по анализу хромшпинелидов, мы связываем с обстановками спрединга. Термодинамические параметры перидотитов позволяют предположить, что перидотиты бассейна р. Теребля формировались в зоне шпинелевых перидотитов океанической коры. Затем произошли преобразования перидотитов и, генетически связанных с ними пород, в надсубдукционних ситуациях.

Согласно существующим реконструкциям [2], нижнемеловая олистострома Мармарошской утесовой зоны, вмещающая олистолиты изученных перидотитов, возникла при размыве надвигающихся на Мармарошский кристаллический массив Трансильванских покровов (которые сейчас сохранены только в Румынских Карпатах). Покровы сложены среднетриасово-юрскими офиолитами. Корневой областью этих покровов является Мурешская сутурная зона, состоящая из фрагментов юрской океанической коры, перекрытой келловейско-неокомскими островодужными вулканитами. Трансильванские покровы и сопутствующие им хаотические образования (Мармарошские утесы) отнесены к обдуцированной аккреционной призме, надвинутой в раннем мелу на континентальную окраину микроконтинента Дакия (Мармарошский

массив). Призма могла возникнуть при субдукции коры Трансильванского океана (его остатки – одноименные покровы) под энсиматическую дугу (келловейско-неокомские островодужные вулканиты Мурешской зоны), а дальнейшая обдукция призмы и, возможно, частично островнодужных магматических образований – при закрытии океана и коллизии микроконтинента Дакия с энсиматической островной дугой. Следствие коллизии – образование грандиозных шарьяжей Восточных Внутренних Карпат, сложенных в нижней части Мармарошскими покровами основания (массив), а в верхней – Трансильванско-Мурешскими офиолитами и остатками энсиматической дуги [2 и литература там].

Таким образом, изученные олистолиты перидотитов могут быть продуктом размыва литосферы как Трансильванского океана, так и островодужных субдукционных магматических образований, обдуцированных на окраину микроконтинента Дакия (Мармарошский масив) при коллизионных процессах в раннем мелу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геря Т.В. P-T тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия/ Автореф. дис. доктора. геол.-мин. наук // М. 1999. 49 с.

2. Гнилко О. М. Гнилко С. Р., Генералова Л. В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестн. С.-Петерб. ун-та., 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4-24.

3. Краснова Е. А. Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук // М. 2014. 26 с.

4. Ляшкевич З.М., МедведевА.П., Крупский Ю.З. и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат // Киев: Наук. думка. 1995. 132 с.

5. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Киндашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук // Иркутск. 2012. 23 с.

6. Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія / Автореф. дис. канд. геол. наук // Львів. 2013. 20 с.

7. Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Уймин С. Г. О температуре становления ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник. 1999. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 2000. С.210-216.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ ОФИОЛИТОВ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ТРОГА КАЙМАН)

Голич А.Н., Высоцкий С.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;
e-mail: agolich@mail.ru., vysotskiy@fegi.ru.

Установлено, что офиолитовые комплексы в геологических структурах всего мира представляют собой фрагменты древней океанической коры. Исследования офиолитов показали, что они обладают широким спектром внутренней структуры, псевдостратиграфией и вариациями химического состава слагающих их пород. Вариации строения и состава офиолитов являются отражением различных тектонических условий их формирования. Они несут в себе характеристики тех тектонических обстановок, в которых офиолиты образовались – океанических плит, островодужных систем, трансформных разломов и пр., что чрезвычайно важно для реконструкции геологического развития территории. Существуют определенные типы структур, где офиолиты формируются благодаря локальному спредингу, который может не совпадать по времени с крупными коллизионными событиями. Одной из разновидностей таких структур являются ромбические или веретенообразные впадины, образующиеся в зонах скольжения литосферных плит. Они ограниченны парами разрывных или пластических сдвигов и сбросов и получили название пулл-апартов.

Одним из современных объектов типа пулл-апарт является трог Кайман в Карибском море. Трог Кайман – это впадина, протяженностью в 1600 км, шириной более 100 км, и глубиной до 7 км, которая простирается от побережья Белиза на западе до района между Кубой, Ямайкой и Гаити на востоке (рис. 1). Благодаря своей уникальной природе и структурному положению трог Кайман является эталонным объектом типа «пулл-апарт». Следует отметить, что только в данном районе был обнаружен полный разрез офиолитовой ассоциации. Изучению петрографических и минералогических особенностей этой ассоциации посвящена настоящая работа.

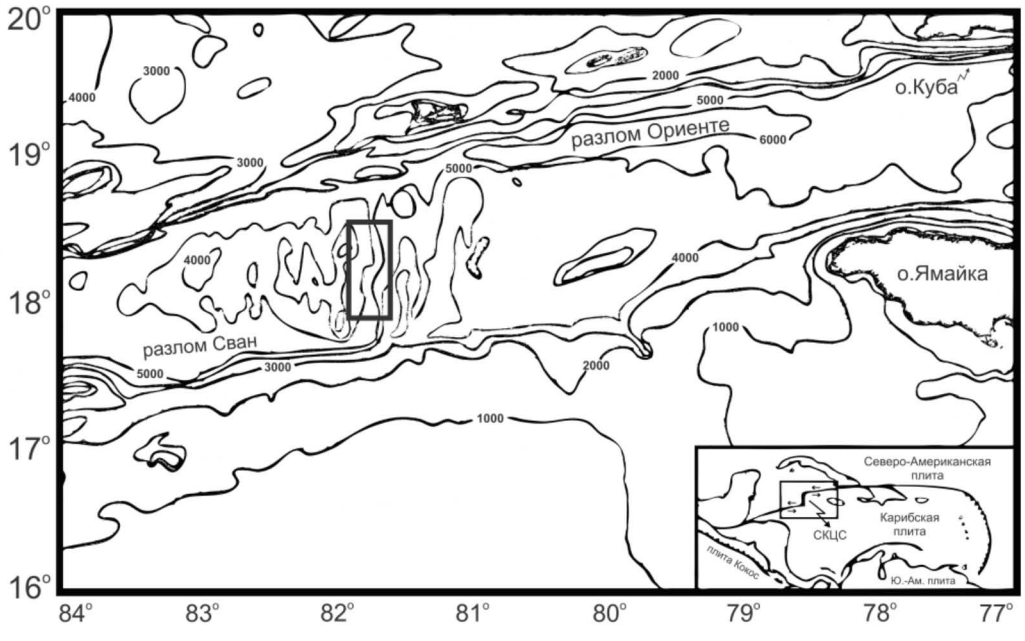


Рис. 1. Батиметрическая схема трога Кайман и район отбора образцов, где СКЦС – Срединно-Каймановый центр спрединга.

В 1985 году, при выполнении 4 рейса НИС «Академик Николай Страхов», проведено драгирование эскарпов западного борта главного трога рифтовой зоны трога Кайман. Наряду с многочисленными обломками вулканических и плутонических пород основного состава, извлечены образцы метаморфических перидотитов и несколько образцов гранитов (полный разрез офиолитового комплекса) [2]. На основе данного материала была отобрана коллекция из 24 представительных образцов, включающая серпентинизированные перидотиты, лерцолиты и гарцбургиты, троктолиты, габбро, пегматоидные габбро и базальты, а так же образец гранита.

Набор пород, поднятых в рифтовой зоне трога Кайман, обеспечивает достаточное доказательство существования расслоенного мафического разреза. Его основание слагают тектонизированные слабо деплетированные лерцолиты, являющиеся реститами вещества верхней мантии. Выше залегают породы кумулятивного комплекса, основание которого характеризуют серпентинизированные плагиоклазовые перидотиты и меланократовые троктолиты. Среднюю часть слагают различные габброиды, кумулятивные структуры в которых указывают на то, что происходила крупномасштабная кристаллизационная дифференциация. Как отмечал M. Perfit (1977), некоторые пироксеновые габбро содержат более 50% пироксенов, как идиоморфных, так и ксеноморфных, с интеркумулюсным плагиоклазом, рудными минералами и оливином. А анортозитовые породы состоят на более чем 75% из идиоморфного плагиоклаза, с интеркумулятивным пироксеном. К верхней части разреза приурочен дайковый комплекс, в кото-

ром наряду с основными породами (долеритами, диабазами) отмечаются более кислые дифференциаты – сиениты, трондьемиты и плагиограниты. Перекрывается этот комплекс толщей базальтов с характерными признаками подводных излияний.

Анализ истории образования офиолитов с помощью двупироксеновой термобарометрии [5, 7] показывает, что основной этап кристаллизации магматических пород проходил в интервале температур от 1280 ºС до 900 ºС. Судя по количеству глинозема и натрия в пироксенах, этот процесс протекал в условиях оливин-плагиоклазовой фации, т.е. давление не превышало 9 кбар (рис. 2).

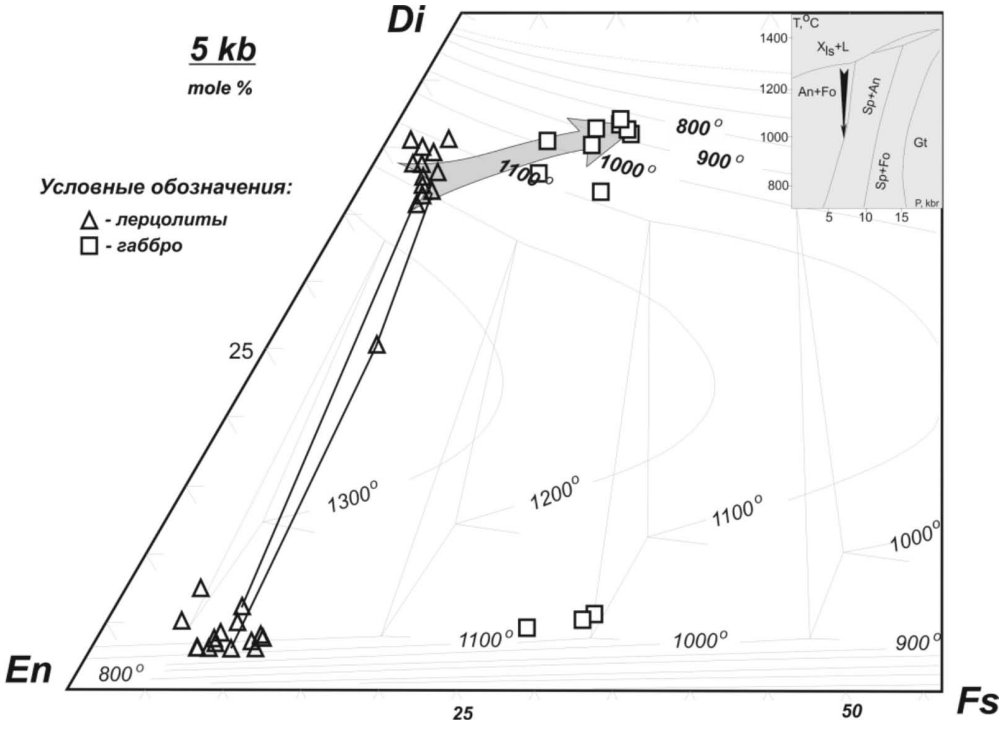


Рис. 2. Графические термобарометры Д. Линдсли и Т. Гаспарика [5, 7] для пироксенов офиолитовой ассоциации трога Кайман.

По петрохимическим особенностям породы трога Кайман образуют единую серию, для которой характерен толеитовый тренд дифференциации, высокая магнезиальность и обогащенность никелем, хромом при низких концентрациях титана. На диаграмме AFM (рис. 3) они занимают поля кумулятов и верхних габбро классических офиолитов мира, отличаясь более высокой щелочностью.

Анализ микроэлементного состава пород показал, что кристаллические породы так же образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов с увеличением степени дифференциации пород. Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, хорошо коррелируются с минеральным составом. Габброиды и базальты образуют серию субпараллельных кривых, что указывает на их происхождение из однотипной магмы в результате процессов кристаллизационной дифференциации. Наиболее дифференцированными породами являются сиениты, которые по своей минералогии и особенностям микроэлементного состава соответствуют внутриплитным гранитоидам.

Таким образом, проведенные исследования показали, что офиолиты зон скольжения литосферных плит имеют ряд характерных особенностей:

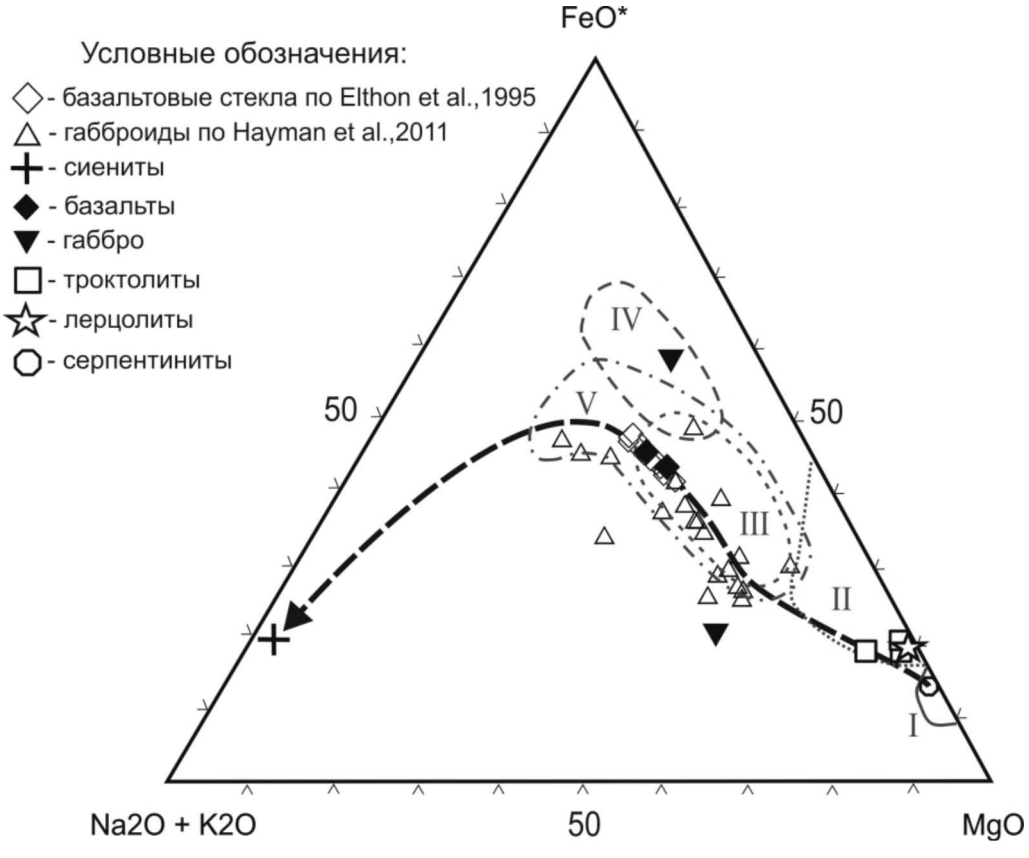


Рис. 3. Породы офиолитовой ассоциации трога Кайман на диаграмме AFM. Поля по [1, 3]: I – ультрабазиты (реститы), II – кумуляты и «нижние» габбро, III – «верхние» габбро и дайковый комплекс, IV – океанические толеиты, V –- марианит-бонинитовая и островодужная серии.

1) Офиолиты структур типа пулл-апарт образуют узкие вытянутые зоны, ограниченные парами разрывных нарушений. Отдельные магматические комплексы в пределах этой зоны имеют разный возраст формирования, омолаживающийся от флангов к центру по простиранию структуры.

2) Основание офиолитового комплекса сложено преимущественно лерцолитами. Гарцбургиты и дуниты имеют подчиненное значение.

3) В габброидном комплексе четко фиксируется магматическая расслоенность, образовавшаяся в результате кристаллизационной дифференциации.

4) Температура кристаллизации кристаллических пород (габбро-гипербазитов) варьирует в интервале от 1280 ºС до 900 ºС, при давлении 6-9 кбар (Ol-Pl фация).

5) Основные породы (габбро и базальты) обогащены легкими литофильными и щелочными элементами. По содержанию титана, литофильных элементов и REE, базальты являются промежуточными между лавами E-MORB и толеитами океанических островов.

6) Геохимические и минералогические особенности драгированных гранитоидов соответствуют внутриплитному типу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колман Р.Г. Офиолиты. Москва: Мир. 1979 г. 262 с.

2. Кононов В.И., Зинкевич В.П., Поляк Б.Г. и др. Новые данные по геологии и геотермии спрединговой зоны трога Кайман (Карибское море) // Доклады АН СССР. 1989 г. Т. 304, № 4. С.939-943.

3. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Новосибирск: Наука. 1985. 201 с.

4. Elthon, D., D. K. Ross, and J. K. Meen (1995), Compositional variations of basaltic glasses from the Mid-Cayman Rise spreading center // J. Geophys. Res., 100. 12. P. 497 512.
5. Gasparik, T. (1984) Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-AlrO,-SiO // Contributions to Mineralogy and Petrology, 87. P. 87-97.
6. Hayman N.W., N.R. Grindlay, M.R. Perfit, P. Mann, S. Leroy, and B. M. de Lepinay, (2011), Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center // Geochem. Geophys. Geosyst., 12.
7. Lindsley D.H., (1983), Pyroxene thermometer // Amer. Miner. Vol. 68. P. 477-493.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ДАЕК КУН-МАНЬЁНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л., Песков А.Ю.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: guryanov_v@mail.ri

Структурно-металлогенические и геохимические исследования метаморфических комплексов восточной части Пристанового коллизионного поясапоследних десятилетий позволилипо новому взглянуть на историю эволюции этого региона в раннем докембрии. Одним из основных достижений исследований было установление в его пределах кун-маньёнского комплекса мафит-ультрамафитов палеопротерозойского возраста и выявление связанной с ними сульфидной кобальт-медно-никелевой с платиноидами рудной минерализации промышленных масштабов. Ранее такие тела мафит-ультрамафитов относились к архею и часто картировались как двупироксеновые кристаллосланцы, и включались в состав метаморфических толщ, свит и серий. Иногда они выделялись в качестве одной из фаз в составе древнеджугджурского габбро-анортозитового или майско-джанинского метагаббрового комплексов. В качестве петротипа кун-маньёнского комплекса была выбрана дайка Чёрный Исполин, расположенная на Атагском хребте в междуречье Кун-Маньё и Мая-Удская. Позднее, в связи с выделением здесь Кун-Маньёнского рудного поля и открытием крупного по запасам кобальт-медно-никелевых руд одноимённого месторождения, эта территория была выделена для кун-маньёнского комплекса как петротипическая местность. Возраст мафит-ультрамафитов, оценённый по U-PbSHRIMP изотопии цирконов, составляет 1690 ±14 (проба 53-1), 1700 ±12 (пр. 95), 1710 ±10 (скв. 12), 1720 ±12 (скв. 13), 1730 ±15 (скв. 20) млн лет; Sm-Ndизохрона по пироксенам, плагиоклазам и породе показывает 1812 ±66 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ). Последующими исследованиями установлено, что интрузии мафит-ультрамафитов подобного типа с сульфидной минерализацией прослеживаются от месторождения Кун-Маньё восточнее и западнее по простиранию Пристановой зоны коллизии в виде разрозненных и протяженных ареалов и роёв.

По форме и положению в структуре Кун-Маньёнского рудного поля интрузии мафит-ультрамафитов подразделяются на два типа: 1) пластообразные и линзовидные тела с пологими (5-30^{o}) углами падения, мощностью до 70 м; 2) субвертикальные и крутопадающие (более 50^{o}) дайки мощностью от 10 до 100 м. Если первые часто представлены серпентинизированными, оталькованными и амфиболизированными породами вплоть до сланцев, то породы даек практически не затронуты вторичными изменениями. Дайки являются в составе комплекса наиболее поздними образованиями. Нами изучены петротипическая дайка Чёрный Исполин и Меридиональная дайка: выполнены петрогеохимические исследования слагающих их пород. Центральная часть даек представлена плагиоклазсодержащими оливиновыми вебстеритами и оливинсодержащими плагиовебстеритами. Это массивные среднезернистые переходящие в мелкозернистые породы с панидиоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозернистой, струк-

турой. Минеральный состав: оливин (5-28%), гиперстен (20-43%), диопсид (9-20%), плагиоклаз №52-70 (3-15%), красно-коричневая роговая обманка (1-10%), зеленая шпинель (1-3%). В эндоконтактовых частях дайки представлены неравномерно-мелкозернистыми, до порфировидных плагиовебстеритами и вебстеритами. Содержание минералов в них варьирует в широких пределах (%): оливин – 0-10, редко до 30, гиперстен – 20-60, диопсид – 10-35, плагиоклаз № 51-57 – 0-20, красно-бурая роговая обманка – 1-10, флогопит – 0-10, зелёная шпинель – 1-5. Акцессорные и рудные минералы (от 1 до 10%): сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), магнетит, ильменит, хромит и апатит.

Для вещественной характеристики мафит-ультрамафитов даек Чёрный Исполин и Меридиональная отобрано 20 представительных проб. Содержание SiO_2 варьирует от 43.75 до 50.20%, Fe Ообщ. = 10.18-16.16%, Al_2O_3= 4.79-8.67%. Концентрации MgO колеблются в пределах – 16.07-26.77%, при магнезиальности = 0.64-0.81 (Mg/(Mg+Fe)). По соотношению кремнезёма и суммы щелочей на классификационной диаграмме TAS породы даек соответствуют базальтам и субщелочным базальтам. Все они относятся к ряду низкощелочных пород и характеризуются низкой глинозёмистостью (*al'*= 0.12-0.28), низкими содержаниями TiO_2 (0.32-0.85%) и суммы щелочей (0.32-1.57, среднее 0.92%), существенным преобладанием Na_2O над K_2O. На тройной диаграмме Al_2O_3 – MgO – (Fe Ообщ.+TiO_2) (Jensen, 1976) точки составов пород попадают в поля коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии. Средние отношения Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 в них составляют 11.0-14.6 и 0.86-1.80 соответственно, что позволяет относить мафит-ультрамафиты даек к Al-деплетированному (барбертоновскому) типу коматиитов [5]. С уменьшением магнезиальности в них растёт содержание CaO и Al_2O_3, что свидетельствует о возрастании в расплаве плагиоклазовых и клинопироксеновых фаз [1]. В соответствии с классификацией магматических изверженных пород 1997 года к коматиитам относятся ультраосновные вулканиты с содержанием MgO>18%, TiO_2<1% и Na_2O+K_2O <1%. Породы с меньшим содержанием MgO относятся к коматиитовым базальтам. Граница между коматиитовыми и толеитовыми базальтами принята по содержанию MgO =10%. Как известно коматииты подразделяются по отношению Al_2O_3/TiO_2 на три типа: Al-деплетированный (≈ 12), Al-недеплетированный (≈ 22) и Al-обогащённый (≈ 30) [5].

Для мафит-ультрамафитов этих даек показательны низкие содержания Sr и U, высокие – Ti,Th и P, характерен Ta-Nbминимум. На диаграмме порода/хондрит слабо проявлен Eu-минимум, по-видимому, являющийся отражениемболее поздних динамотермальных высокобарных событий. Мафит-ультрамафиты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N$ = 1.63-1.86] при незначительном обеднении тяжёлыми РЗЭ – $(Gd/Yb)_N$ = 1.60-2.44, что близко барбертоновскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более [4]. На мультиэлементных диаграммах исследуемые породы обнаруживают сходство с коматиитами острова Горгона (Тихий океан) [3], отличаясь от них повышенными содержаниями Th, U, K, La, Ce, Ndи P. Повышенные значения La/Nb (2.7-8.1) и La/Ta (14.0-38.1) в мафит-ультрамафитах позволяют предполагать, что исходный для них расплав образовался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии. Насыщенность мафит-ультрамафитов высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области Sr, U, Nb, Ta и небольшие максимумы Ba, Th, Ti,P могут свидетельствовать как о коровой контаминации базит-коматиитового расплава, так и о флюидообогащенном литосферном источнике [1].

Характер линии отражающей изменение концентраций РЗЭ в мафит-ультрамафитах даек (на диаграмме порода – хондрит) подобен поведению аналогичных линий для пород толеитовой и коматиит-толеитовой серий зон сжатия – базальтов островных дуг. Эта линия имеет такой же устойчивый слабовыраженный отрицательный наклон и показывает сходство пород

даек с базальтами о. Медный, Мауна Лоа (Гавайские о-ва), формирование которых происходило в условиях сжатия.

По соотношению Al_2O_3/TiO_2 – Ti/Zr [7] мафит-ультрамафиты даек Чёрный Исполин и Меридиональная соответствуют СОХ. На диаграмме Zr/Y – Nb/Y [2] фигуративные точки составов исследуемых пород попадают преимущественно в область пород образовавшихся из магм не плюмовых источников. Они размещаются в краевых частях полей нормальных базальтов СОХ и базальтов островных дуг, перекрывающихся полем базальтов нижней деплетированной мантии с плюмовой составляющей (НДМ).

Весьма важным вопросом является геохимический тип мантии, являющейся источником магм с которым связаны коматииты – исследуемые мафит-ультрамафиты. В настоящее время выделяются следующие типы современных мантийных источников: ДМ – деплетированная мантия, РМ – примитивная мантия, ЕМ – обогащенная мантия, которым присущи определённые геохимические особенности [4]. Так из вариационных диаграмм – Ti-Zr и Y-Zr следует, что источником мог служить обогащенный тип мантии (ЕМ). Эти результаты находят своё подтверждение и на других геохимических диаграммах $(Gd/Yb)_N$ – (Al_2O_3/TiO_2) и $(La/Sm)_N$ – Al_2O_3/TiO_2 [7]. Повышенные отношения La/Nb (1.3-3.8) и La/Ta (13.3-38.7) в породах даек позволяют предположить, что исходный для них магматический расплав образовывался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии [6]. Однако насыщенность исследуемых пород даек высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области Ta, Nb, U, Zrи невысокие значения отношений несовместимых элементов Th/Ce (0.03-0.05), Th/Ta (3.5-4.4) близкие к таковым в базальтах, произведённых за счёт мантийных источников [6], могут свидетельствовать как о коровой контаминации базитового расплава, так и о флюидонасыщенном литосферном источнике.

Работа выполнена в рамках Гос. Задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030).

ЛИТЕРАТУРА

1.Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.

2. Condie R.C. High field strenght element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.

3. Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. // Lithos. V. 37. 1996. P. 245-260.

4. NisbetE.G. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. // In Arndt N.T., Nisbet E.G. (Eds.), Komatiites. London, Allen and Unwin. 1982. P. 501-520.

5. Robin – Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C. et al. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with nigh melt retention. // Jorn. Petrol. 2012.V.53. N 11. P. 2191-2229.

6. Sun S.S., Mc. Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // Magmatism in the ocean basins. / Eds A.D. Saunders, M.J. Norri. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

7. **Wilson A.N., Versfeld J.A.** The Early Archean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, south Africa, Part II.Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis. // Precam. 1994. Vol. 67. P. 227-320.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ (О. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

Дегтерев А.В., Рыбин А.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: d_a88@mail.ru

Кальдера Львиная Пасть в южной части о. Итуруп (Южные Курилы) является одной из наиболее крупных верхнеплейстоцен-голоценовых кальдер Курило-Камчатской островодужной системы. Ее размеры составляют 7×9 км, площадь кальдерной полости - ~45 км^2, что сопоставимо с такими известными кальдерами как, например, Санторини (3600 л.н., Греция), Кракатау (1863 г., Индонезия), Курильское озеро (8400 л.н., Камчатка) [1; 3; 5; 6].

В 2013-2014 гг. авторами были проведены комплексные геолого-вулканологические исследования, направленные на изучение последствий кальдерообразующего извержения Львиной Пасти. Было установлено, что в самом конце позднего плейстоцена с кальдерой Львиная Пасть ассоциировалось, по крайней мере, два катастрофических эксплозивных извержения – LP-I и LP-II [2]. Настоящее исследование посвящено рассмотрению особенности вещественного состава продуктов этих извержений.

Валовый химический состав образцов был изучен в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток). Определение содержаний H_2O, п.п.п., SiO_2 выполнено методом гравиметрии аналитиком В.Н. Каминской, микроэлементы – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США) аналитиками Г.И. Горбач, Е.А. Ткалиной, Н.В. Хуркало. Обработка результатов химических анализов осуществлялась в программе «PetroGraph» [4].

Пирокластические отложения Львиной Пасти обрамляют сомму и сплошным пемзовым чехлом перекрывают перешейки Рока и Дозорный. Общая площадь отложений ближней зоны превышает 50 км^2. Мощность пирокластики, судя по береговым обнажениям и эрозионным врезам, изменяется от нескольких десятков метров до 100-150 м.

Обломки ювенильной пирокластики извержений LP-I и LP-II представлены сильнопористым пемзовым материалом светло-серого, почти белого, цвета. Основная масса обломков породы имеет флюидально-волокнистую текстуру и состоит преимущественно из вулканического стекла, которое содержит до 10-15% фенокристаллов. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза, пироксена и кварца. Кроме того, встречаются редкие кристаллы амфибола. В пробах пепла, по сравнению с обломками пирокластики, содержание вулканического стекла существенно выше.

Ювенильная пирокластика Львиной Пасти представлена дацитами и риолитами с SiO_2 68.90-74.55 мас. % (здесь и далее – содержание петрогенных элементов дается в пересчете на 100% сухого вещества). При этом абсолютное большинство образцов, имеющих дацитовый состав, очень незначительно (~ 1%) варьирует по уровню SiO_2 – от 68.52 до 69.55 (мас. %). Резургентный материал из отложений пирокластического потока отвечает андезиту (59.73 мас. % SiO_2). На классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 большая часть составов попадет в поле низкокалиевых пород, формируя компактный рой почти на самой границе с полем умереннокалиевой серии. Исключение составляют образцы пирокластики № 8/9/13 и 13/9/13П, являющиеся вместе с тем наиболее кислыми разностями из всех изученных пород. Образец резургентного материала из пирокластического потока соответствует полю пород низкокалиевой серии.

Вещественный состав лавовых потоков, экструзивных куполов и даек варьирует в более широких пределах, образуя ряд от андезибазальтов до дацитов с содержанием SiO_2 от 50.90 до 65.39 мас. %. Отношение SiO_2-K_2O демонстрирует петрохимические особенности аналогичные кальдерной пирокластике: точки состава образцов концентрируются вдоль границы, разделяющей породы умеренно- и низкокалиевой серии. При этом большая часть из них сосредоточена в поле последней. В целом, все образцы, приуроченные к вулкано-магматической системе Львиной Пасти, демонстрируют довольно четко выраженный тренд, свидетельствующий о едином магматическом источнике.

Вариации петрогенных элементов в зависимости от содержания SiO_2 обнаруживают стандартные для островодужных серий тенденции: с увеличением SiO_2 возрастают концентрации щелочей, содержание остальных элементов напротив снижается.

Спектры распределения нормированных значений редкоземельных элементов и микроэлементов характеризуются типичными для островодужных вулканитов относительно высокими концентрациями крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов, при характерных низких значениях высокозарядных элементов, выраженных минимумами Ta и Nb. Для ряда образцов (№ 3/9/13, 4А/9/13, 8/9/13) отмечается слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза в магматической камере.

Следует отметить, что сравнение состава образцов ювенильной пемзовой пирокластики Львиной Пасти по содержанию петрогенных оксидов, редкоземельных элементов и микроэлементов с аналогичными продуктами кальдеры Перешеек Ветровой (о. Итуруп) не обнаруживает каких-либо существенных отличий между ними. На вариационных диаграммах фигуративные точки пирокластики Перешейка Ветрового группируются в поле образцов Львиной Пасти. Спектры нормированных значений редкоземельных элементов и микроэлементов также демонстрируют практически полное соответствие составам продуктов Львиной Пасти. Подобная ситуация, имеющая петрогенетические причины, обусловлена, возможно, тождеством термобарогеохимических условий и составов плавящегося субстрата, однако рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настоящего исследования и будет рассмотрено в отдельной работе.

Авторы признательны своим коллегам из ИМГиГ ДВО РАН, а также А.Н. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп. Исследования выполнены при поддержке грантов ДВО РАН (№ 16-I-1-039 э) и Правительства Сахалинской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5-32.

2. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г. и др. Катастрофические эксплозивные извержения Львиной Пасти (о. Итуруп): стратиграфия и геохронология // Материалы всероссийской научной конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска», 26-30 мая 2015 г. Т. 2. 2015. С. 210-214.

3. Druitt T.H., Francaviglia V. Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age // Bulletin of Volcanology. 1992. V. 54. Issue 6. P. 484-493.

4. Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. 15 pp. doi:10.1029/2005GC000932.

5. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. The 7600 (14C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // J. Volc. Geotherm. Res. 2004. V. 136. P. 199-222.

6. Self S., Rampino M. The 1883 eruption of Krakatau // Nature. 1981. № 294. P. 699-704.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ НИКОЛАЙШОРСКОГО МАССИВА

Денисова Ю. В.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, vulden777@yandex.ru

Николайшорский массив приурочен к Няртинскому блоку и образует вытянутое в северо-северо-западном направлении узкое согласное пластовое тело длиной 4 км при средней ширине 1,5 км (рис. 1.). К Николайшорскому массиву так же можно отнести гранитоидное тело, расположенное южнее. Более мелкие гранитные тела локализуются в основном на периферии няртинского комплекса. Согласно А.М. Пыстину, строение Николайшорского массива неоднородно. Среди гранитоидов выделяются две основные разновидности: плагиограниты и нормальные кали-шпатовые граниты. Эти граниты в основном имеют гнейсовидный облик и взаимные переходы к гнейсам и кристаллическим сланцам, поэтому более подходящее название для этих пород плагиогранито- гнейсы и гранито- гнейсы. Гранито- гнейсы развиваются преимущественно за счет плагиогранито- гнейсов и пространственно тесно связаны с ними. Кроме пород гранитного ряда, составляющих основной объем Николайшорского гранитного массива, в его составе встречаются в различной степени гранитизированные метаморфиты няртинского комплекса [3].

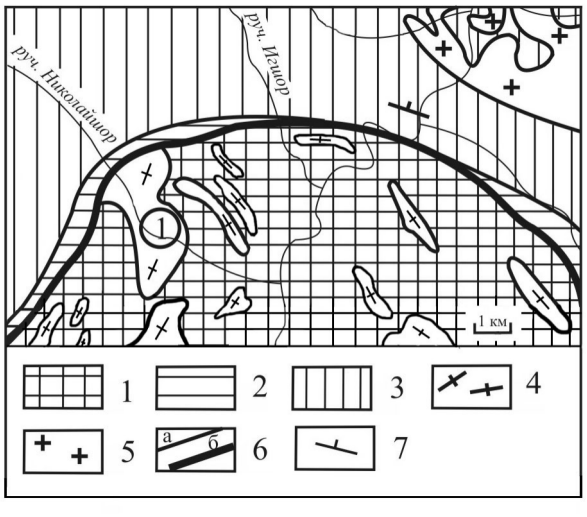


Рис. 1. Николайшорский гранитный массив (по А.М. Пыстину [4]).
1 – биотитовые и двуслюдяные гнейсы с простоями амфиболитов; 2 – известковистые кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболовые сланцы; 3 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, метапорфиры, кварциты; 4 – гранито-гнейсы; 5 – граниты; 6 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 7 – элементы залегания плоскостных структур.

Массивы (цифры в кружочках): 1 – Николайшорский.

На основании содержания кремнезема изучаемые породы относятся к силикатной группе кислого ряда (содержание SiO_2 превышает 64%). Средний состав изучаемых пород Николайшорского массива (SiO_2 = 75,61 масс. % (74,20 масс. %–76,20 масс. %), $K_2O + Na_2O$ = 7,88 масс. % (6,81 масс. %–8,47 масс. %)) отвечает лейкограниту. Согласно диаграммам щелочности Тейлора граниты относятся к калиево- натриевому типу, а по содержанию K_2O – могут быть определены как высоко- калиевые. По величине коэффициента глиноземистости (al’ = 6,33 (5,47-8,44)) граниты представляют собой высокоглиноземистые породы. Агпаитовый индекс ($К_а$ = 0,60 (0,50-0,65)) указывает на преобладание Al_2O_3 над щелочами. В среднем в гранитах отмечается умеренное содержание CaO (0,86 масс. %), MgO (0,28 масс. %), низкое содержание MnO (0,03 масс. %). Отмечается обратная зависимость суммарного железа по отношению к кремнию.

Граниты обогащены легкими редкоземельными элементами в 50-400 раз относительно хондрита, причем наиболее сильно увеличены содержания La, Ce и Nd (рис. 2). Содержание

тяжелых элементов превышает хондритовый стандарт в 5-50 раз. Наиболее сильное повышение содержания отмечается у Gd, Dy, Er, Yb. Дефицит европия сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный (Eu/Eu* = 0,18). Отношение La/Yb (16,27) позволяет говорить, что граниты Николайшорского массива к среднедифференцированному типу. Так же изученным породам свойственно среднее отношение Th/U (2,72), что указывает на сильно проявленные процессы метасоматических изменений. Отношение La/Nb в среднем составляет 2,41, что позволяет предположить, что расплав, сформировавший изученные граниты, является производным литосферного источника.

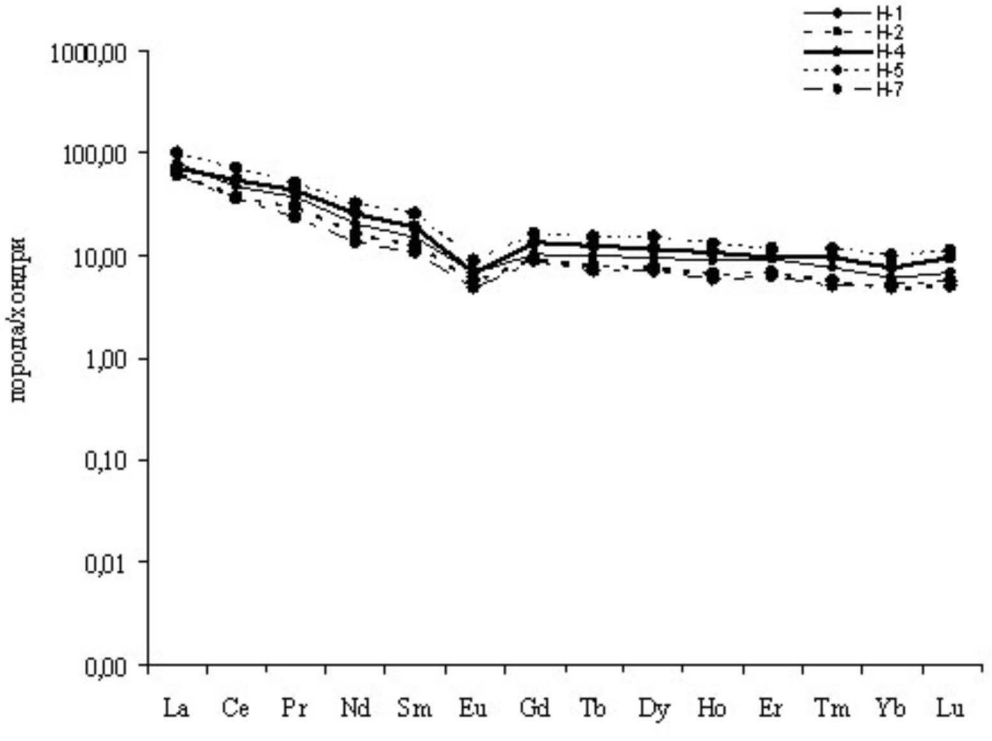


Рис. 2. Содержания редкоземельных элементов в гранитах Приполярного Урала, нормализованные относительно хондрита [5].

Нормированные на гипотетический плагиогранит СОХ состав рассеянных элементов на спайдеограмме показывают, что изученные гранитоиды обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Th, Nb, Ce, Sm) по отношению к составу гипотетического плагиогранита (рис. 3.).

Граниты Николайшорского массива характеризуются выдержанным уровнем отношений оксидов главных щелочных металлов – K_2O/Na_2O (0,59-1,75), которое позволяет говорить, что родоначальным субстратом вероятно являлся магматический или метамагматический протолит [1]. Преимущественно высококалиевый состав изученных гранитов и повышенное содержание некогерентных литофильных элементов свидетельствует о выплавлении породы в мощной континентальной коре [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

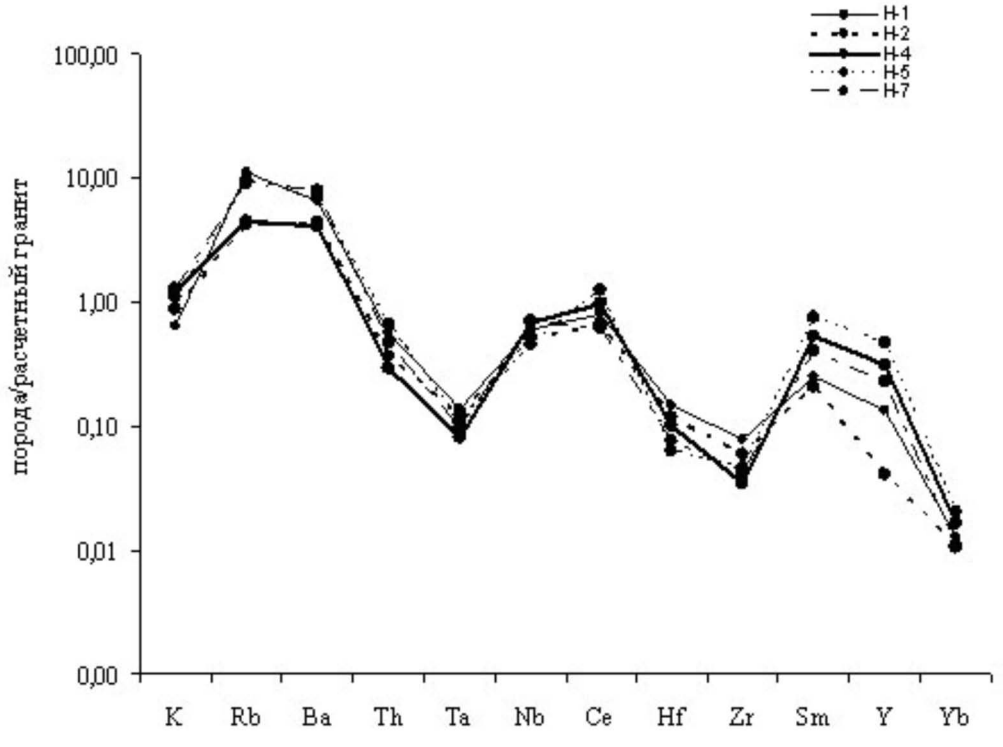


Рис. 3. Геохимический состав гранитов Николайшорского массива, нормализованный по гипотетическому плагиограниту СОХ [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протиуралид – тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
2. Удоратина О. В, Соболева А. А., Дорохов Н. С., Кузенков Н. А. Петрология пород Ильяизского массива (Северный Урал) // Труды Института геологии КНЦ УрО РАН, вып. 113, Сыктывкар: Геопринтэ. 2003. С. 54-73.
3. Пыстин А. М. Полиморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука. 1994. 208 с.
4. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25-38.
5. Pearce J. A., Harris V. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.
6. Sun S. S. Chemical composition and origin of the earth' s primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179-192.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОАРХЕЙСКОГО РОЯ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК В ПРОЦЕССЕ СУБДУКЦИИ «СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ – КОНТИНЕНТ» (АССОЦИАЦИЯ ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.

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

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает ассоциации двух типов, которые включают мафические эклогитовые тела, различающиеся морфологией и происхождением протолитов. Эклогитовая ассоциация Салмы пред-

ставлена эклогитизированными породами океанического происхождения с возрастом протолита ~ 2.9 млрд. лет [4]. Ассоциация Гридино включает эклогитизированные дайки, и фрагменты мафических пород, интегрированные в континентальный субстрат [1, 2]. Реконструированный тепловой режим зоны субдукции соответствует субдукции медленно-спредингового хребта [4]. Геохимия эклогитов ассоциаций Салмы и Гридино позволила представить формирование дайкового роя 2.87-2.82 млрд. лет назад как результат инъекции мафических магм в вышележащею кору активной континентальной окраины с возрастом ~ 3.0 млрд. лет [2, 4]. Континентальная субдукция 2.87-2.82 млрд. лет назад, приведшая к высокобарному метаморфизму даек Гридино, была объяснена расслоением коры активной окраины и последующей субдукцией континентальной коры отдельными пластинами [4]. Дальнейшая неоархейская-палеопротерозойская история Беломорской эклогитовой провинции включала в себя ряд событий, отмеченных кристаллизацией и перекристаллизацией конкретных генераций циркона в 2.72-2.70, 2.39 и ~ 1.9 млрд. лет и единичными зернами цирконов с возрастами 2.3-2.2 Ga. Эти неоархейско-палеопротерозойские события происходили позже формирования даек и связаны с наложенными термальными событиями, вероятно, имеющими плюмовую природу.

Метаморфический комплекс в р-не с. Гридино рассматривается как эклогитсодержащий тектонический меланж архейского возраста [1]. Матрикс меланжа представлен гнейсами, которые по своим характеристикам соответствуют тоналит-трондьемитам и гранитам. Обломочная составляющая меланжа представлена амфиболитами, ретроградно измененными эклогитами, цоизititами, метапироксенитами, метаморфизированными габброидами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами и мраморами.

Структуры меланжа пересекает рой эклогитизированных мафических даек. В большинстве случаев дайки представляют собой типичные трещинные интрузивы, прорывающие вмещающие породы, однако часто можно наблюдать, как деформированные дайки включены в структурный рисунок зоны меланжа: подверглись складчатости, конформной вмещающим гнейсам, будинажу, формированию метаморфической полосчатости и сопутствующей мигматизации [2]. Крайние степени структурного преобразования даек – это преобразование их в амфиболитовые прослои в зонах интенсивных сдвиговых деформаций.

Метаморфическая история пород ассоциации Гридино, включает проградную стадию (начинающуюся с уровня 4-5 кбар при температуре среды 600 ºС с дальнейшим повышением давления и температуры), фиксируемую по минералам в дайках [2]; эклогитовую стадию (с минимальной оценкой пикового давления 15-17 кбар); стадию декомпрессии в условиях гранулитовой фации повышенных давлений (P = 10-13.5 кбар, T = 800-850 ºС); и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации (P = 7.9-9.6 кбар, T = 530-700 ºС). Косвенные петрологические данные и термобарометрические расчеты указывают на то, что параметры эклогитового метаморфизма в Беломорской эклогитовой провинции по давлению могли достигать уровня ультравысокобарического метаморфизма [2].

Недеформированные дайки имеют прямолинейные интрузивные ограничения, содержат ксенолиты гнейсов, характеризуются наличием тонких регулярно ориентированных апофиз. В некоторых случаях мафический расплав занимает позицию сопряженных трещин риделя (рис. 1б), характеризующих внедрение даек в хрупкую среду, испытывающую сдвиговую деформацию.

На острове Избная Луда были проведены исследования соотношений метаморфизованных мафических даек и тектонических брекчий, сформированных в результате компрессионных хрупко-пластических деформаций. Брекчии представлены тонкополосчатыми плагиогранитогнейсами, играющими роль матрикса, внутри которого локализуются небольшие фрагменты эклогитов, тоналитов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов; породы имеют пре-

обладающее северо-западное и субширотное простирание полосчатости и рассечены различно ориентированными разрывами небольшой протяженности (не более первых метров). Смещения по разрывам создают брекчиевидные текстуры пород (рис. 1в). Встречаются разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными метапсевдотахиллитами (рис. 1г). Брекчированные породы пересекаются базитовыми дайками – двумя генерациями габброноритов и поздними метагаббро. Дайки являются верхним ограничением времени процессов брекчирования и формирования псевдотахилитов. Исследования структуры тектонических брекчий и соотношений их с синтектоническими дайками позволили предложить модель реализации сейсмических деформаций с формированием тектонических брекчий и последующим внедрением мафических даек в активную окраину Кольского континента при субдукции срединно-океанического хребта мезоархейского океана Салма.

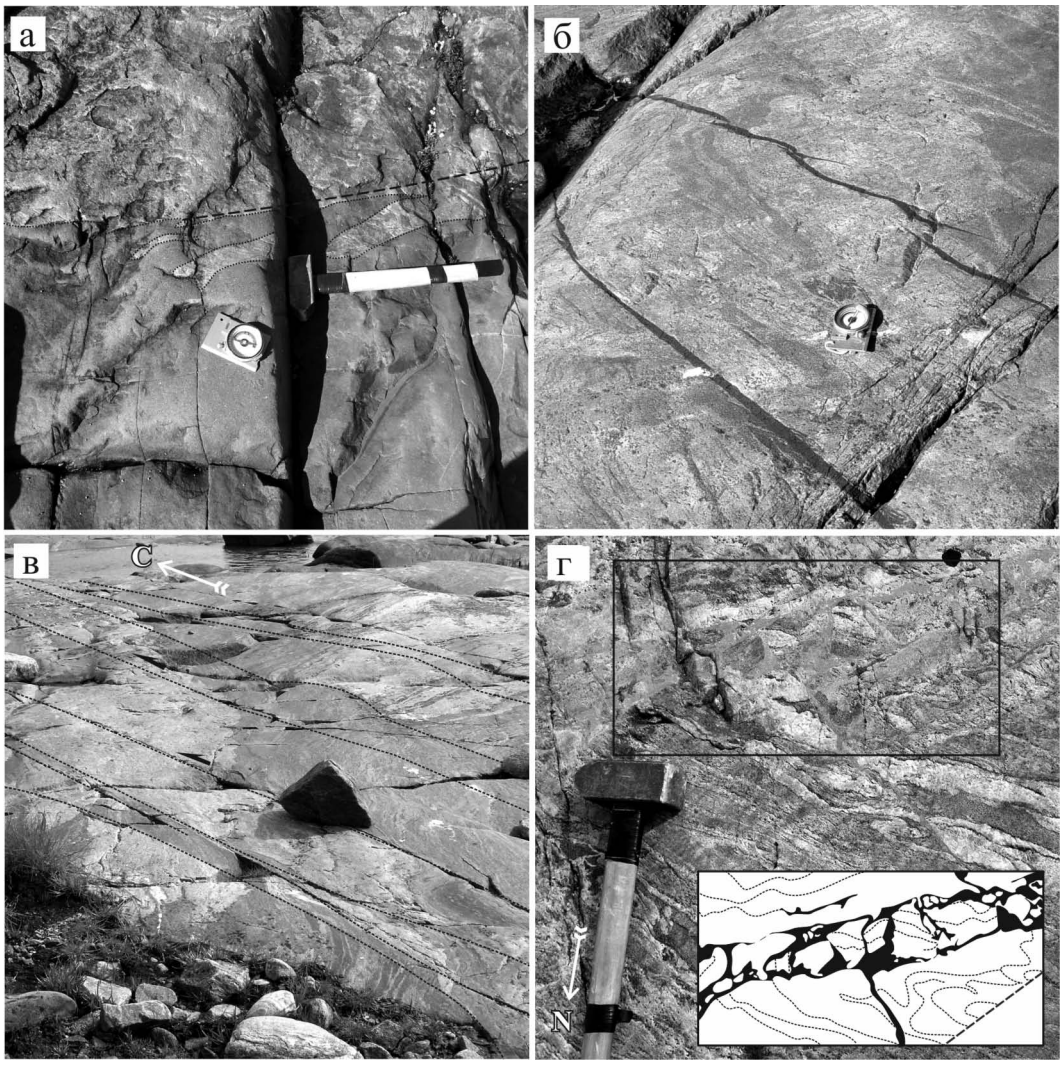


Рис. 1. Полевые фотографии эклогитовой ассоциации Гридино на субгоризонтальной поверхности, о-в Избная Луда:

а) закономерно ориентированные апофизы крупной дайки метагаббро; б) Маломощные дайки метагаббро, морфология которых и соотношение с вмещающими породами указывают на то, что мафический расплав внедрялся по системе хрупких эшелонированных трещин; в) структура тектонических брекчий; г) субширотный разрыв, заполненный аплитовидной массой метапсевдотахиллита, содержащей обломки плагиогнейсов и микроклиновых гранитов.

На субдукционных границах происходят основные сейсмогенные процессы Земли. В верхних частях субдуцирующей плиты обычно находится ассейсмичная зона, которая связывается с наличием в субдукционном канале обводненных осадков, выступающих в качестве смазочного вещества. Температуры от 100 до 150 ºС считаются верхним пределом развития области сейсмогенных деформаций в зоне субдукции и по-видимому связаны с изменением физических свойств осадочных пород, а именно с обезвоживанием смектитовых глин, иллита и хлорита в этом диапазоне температур [7]. Нижний предел сейсмогенной зоны приурочивают к изотерме 350 ºС, где в кварц-полевошпатовых породах происходит переход от хрупких к пластическим деформациям (300 ºС – началом пластической деформации кварца и началом текучести полевого шпата – 450 ºС) [5]. Эта температура хорошо согласуется с максимальной глубиной землетрясений в пределах континентальной коры [6].

Реконструкция проградного PT тренда субдукционных эклогитов Беломорской эклогитовой провинции показывает, что при температурах 350-450 ºС породы находились на глубине 10-15 км (3-4.5 кбар). Для континентальных пород Гридино оценку проградного тренда для этого интервала температур определить напрямую невозможно. Однако глубина внедрения мафических даек, которые мы считаем производными погружающегося в зону субдукции срединно-океанического хребта, соответствует 4-5 кбар [2].

В начале погружения спредингового центра в зону субдукции в висячем крыле, сложенным континентальными породами Кольского континента возникли избыточные напряжения, реализовавшиеся в виде объемной зоны компрессионных деформаций. Амплитуда перемещений характеризуется небольшими взбросо-сдвиговыми смещениями и развитием псевдотахилитов, которые также указывают на компрессионный режим. Дислокации предшествовали всем метаморфическим преобразованиям пород, связанных с глубокой субдукцией. Время этого события вероятно находится в интервале между началом погружения спредингового центра (2,9 млрд. лет) и началом внедрения мафических даек (2,87 млрд. лет). Далее в результате продолжающегося процесса субдукции избыточные напряжения были сняты за счет растягивающих усилий спредингового центра и формирования субдукционного окна. Современным аналогом является субдукционное окно, сформированное при пологой субдукции хребта Кокос под Карибскую плиту [3]. Субдукционное окно послужило источником для мафических расплавов в период 2,87-2,82 млрд. лет. В этот период субдукционное окно расширялось, внедрилось несколько генераций мафических расплавов, занимая все более широкий ареал, мантийные магмы взаимодействовали с континентальными породами Кольской активной окраины, в нижних горизонтах коры в результате разогрева шли процессы анатексиса и метаморфизма. В конце этого периода на рубеже 2,82 млрд. лет, по-видимому, возобновились субдукционные процессы, завершившиеся процессами коллизии континентальных масс, расслоением коры на активной окраине и последующей субдукцией континентальной коры отдельными пластинами [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова, Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.

2. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // In: (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) UHPM: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. Chapter 18. P. 579-621.

3. Johnston S.T., Thorkelson D.J. Cocos–Nazca slab window beneath Central America // Earth Planet. Sci. Let., 1997. V. 146. P. 465-474.

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

5. Scholz C.H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting // Geol. Rundsch., 1988. V. 77. № 1. P. 319-328.

6. Tse S. T., Rice J. R. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties // J. Geophys. Res., 1986. V. 91. P. 9452–9472.
7. Wang C. Y. Sediment subduction and frictional sliding in a subduction zone // Geology, 1980. V. 8. P. 530– 533.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕРМАНИЕНОСНОСТИ УГЛЕЙ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕРМАНИЯ В УГЛЯХ И ИХ ЗОЛАХ МЕТОДАМИ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ И РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА

Зарубина Н.В.[1], Иванов В.В.[1], Блохин М.Г.[1], Арбузов С.И.[2], Ноздрачев Е.А.[1], Жао Ц. [3]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: d159327@yandex.ru
[2]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск
[3]Хэбэйский инженерный университет, г. Хэбей, КНР

Ранее исследования неорганического вещества угля были, в основном, ориентированы на оценку распределения и формы нахождения токсичных и потенциально опасных элементов (Hg, As, Be, F, Pb, V, Ni, Cr, Mn). Из ценных элементов специализированные исследования традиционно проводились лишь на уран и германий. В последние два десятилетия стали уделять большое внимание изучению возможности попутного извлечения большой группы ценных элементов-примесей (Ge, U, Ga, Pb, Zn, Mo, Se, Au, Ag, Re, РЗЭ) из углей [6].

Угли традиционно считаются трудным объектом для аналитических исследований с целью оценки содержаний в них элементов-примесей. Это связано со сложностью выполнения пробоподготовки к анализу, спецификой угольной пробы и физико-химическими свойствами определяемых элементов. Исключение составляет лишь нейтронно-активационный анализ (ИНАА). Для него не требуется специальной пробоподготовки, а угольная матрица весьма благоприятна для проведения анализа. Основной недостаток здесь – ограниченный спектр анализируемых элементов. В связи с этим, в настоящее время появляется значительное число работ, посвященных элементному анализу угольных материалов современными аналитическими методами и комплексной оценке металлоносности месторождений угля [1, 5].

Единственным металлом, который традиционно уже более полувека добывается из углей и продуктов углепереработки, является германий. Его применение охватывает наукоемкие технологии, связанные с космическими исследованиями, волоконно-оптическими средствами связи, с производством инфракрасной техники и катализаторов, полупроводниковых детекторов и тепловизоров [7].

Для количественного определения этого элемента предложен ряд методик, в том числе по ГОСТ 10175-75 «Метод определения содержания германия» [3].

Но поскольку современные инструментальные методы позволяют определять широкий спектр элементов в углях и золах, одновременно, то представляет интерес оценить возможности этих методов для определения содержания в них и германия.

Цель настоящей работы − оценить возможность корректного определения содержаний германия в углях и золах углей методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА).

Материалом исследования в данной работе были пробы германиеносных углей с участка «Спецугли» Павловского буроугольного месторождения (Приморье) и образец золы угля с высоким содержания германия.

Применение метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) обеспечивает уникальную возможность одновременного прямого определения широкого спектра элементов в динамическом диапазоне концентраций до 9 порядков и более.

Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой предусматривает переведение анализируемых проб в раствор. Для разложения исследуемых образцов нами была выбрана аналитическая схема с использованием фтористоводородной, азотной и хлорной кислот. При таком разложении происходит разрушение силикатной структуры вещества и последующее удаление кремния в виде летучего соединения фторида кремния SiF_4 [2]. Выбранный способ вскрытия анализируемых проб является наиболее подходящим в случае использования такого высокочувствительного метода элементного анализа как ИСП-МС, поскольку удаление из образца силикатной матрицы снижает солевую нагрузку на ИСП инструмент и обеспечивает наиболее низкие пределы определения следовых элементов.

Что касается германия, то по результатам некоторых исследований не исключены потери этого элемента при такой обработке [2]. Для проверки правильности определения содержания германия с использованием указанной схемы был использован сертифицированный раствор, содержащий германий ICP-MS-68-B Solution B (High-purity standards), который вводили в исследуемые пробы перед их вскрытием. Результаты последующего анализа ИСП-МС показали отсутствие таковых потерь.

Навески образцов массой 0,05 г помещали в тефлоновые бюксы, приливали по 0,5 мл $HClO_4$, 1 мл HNO_3 и 2,5 мл HF («suprapur», Merck) и оставляли на ночь при комнатной температуре. Далее содержимое бюксов упаривали до влажных солей при температуре 140-150 ºС. Проводили повторную обработку 2 мл HF. После упаривания растворов бюксы охлаждали, к осадку приливали 3-5 мл деионизированной воды (тип 1) и снова упаривали до влажных солей. Затем добавляли 1 мл HNO_3 и нагревали до влажных солей. После этого в бюксы приливали по 5 мл 10% HNO_3, нагревали до растворения солей. Полученные растворы переносили в мерные полипропиленовые колбы вместимостью 50 $см^3$ и доводили их до метки деионизированной водой (тип I). Фактор разбавления составил 1000.

Для ИСП-МС измерения германия отбирали по 1 $см^3$ полученных растворов и проводили дополнительное разбавление растворов проб в 10 раз 2% HNO_3 для снижения солевого фона.

Анализ проб на Ge был выполнен на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7700x (Agilent Technologies, Япония).

Система ввода образцов ИСП-МС прибора была представлена микроконцентрическим распылителем *MicroMist* (200 мкл/с), Пельтье-охлаждаемой кварцевой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассела. Использовались никелевые конуса самплера и скиммера. Настройка прибора проводилась по специальному раствору, содержащему 1 мкг/л Li, Mg, Co, Y, Ce и Tl (Agilent Technologies, США) таким образом, чтобы достичь максимальной чувствительности при минимальном значении уровня образования ионов оксидов и двузарядных ионов. Настройка напряжения на ионной оптике позволяла достичь низкой величины дрейфа аналитического сигнала во времени.

Природный германий состоит из смеси пяти изотопов: ^{70}Ge (20,55 %), ^{72}Ge (27,37 %), ^{73}Ge (7,67 %), ^{74}Ge (36,74 %), ^{76}Ge (7,67 %). 1-ый потенциал ионизации германия составляет 7,88 эВ. Германий более чем на 90% ионизируется в аргоновой плазме, что обеспечивает достаточно хорошую чувствительность определения ИСП-МС методом.

Определение Ge рационально проводить по его двум наиболее распространенным изотопам – ^{72}Ge и ^{74}Ge. Изобарные наложения на них отсутствуют. Хотя имеют место несколько полиатомных интерференций, которые необходимо отслеживать и, по-возможности, устранять. Это интерференции от Ni, Fe, K, двузарядных РЗЭ, серы и хлора. Данные элементы всегда

присутствуют в определяемых объектах в достаточно высоких концентрациях.

В нашей работе устранение полиатомных интерференций было проведено за счет коррекции фона с использование столкновительной ячейки прибора, наполняемой гелием. Механизм ее работы подробно описан в [4]. Влияние двузарядных ионов контролировалось эмпирически и, при необходимости, корректировалось математически.

Рентгенофлуоресцентное определение концентраций германия в золах углей проводилось на сканирующем волновом спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия).

Пробоподготовка заключалась в прессовании 7 г порошкообразной золы угля в таблетку диаметром 40 мм на полуавтоматическом прессе HTP-40 (Herzog, Германия).

Выбраны следующие параметры спектрометра: рентгеновская трубка с Rh-анодом, напряжение 40 кВ, ток 50 мА; Al фильтр первичного излучения толщиной 200 мкм; коллиматор Соллера с расходимостью 0.23°; кристалл-анализатор LIF220, сцинтилляционный детектор. Измерение интенсивности фона проводилось с одной стороны от аналитической линии (+0.45°). Время измерения интенсивностей на аналитической линии – 40 с и на фоновой позиции – 20 с. Искусственные смеси на основе угля и оксида германия с рассчитанными концентрациями германия от 0 до 2500 г/т использовались для построения калибровочной кривой. Коррекция матричных эффектов проводилась методом стандарта-фона по некогерентно рассеянному излучению. Проводилось 4 параллельных измерения, данные по которым усреднялись. Нижний предел обнаружения германия составил 1 г/т.

Результаты сравнительного определения Ge в образцах угля и золы приведены в таблице.

Таблица. Результаты сравнительного определения Ge в образцах угля и золы, г/т.

Проба	Метод	
	ИСП-МС	РФА
Уголь	1487±45	1500±70
Зола угля	51108±202	52000±250

Правильность процедуры определения контролировали по результатам анализа образцов ЗУК-1 (ГСО №7125-94) (СО состава золы бурого угля КАТЭКа) с аттестованным содержанием германия 2,3±0,4 г/т и JR-1 (Геологическая служба Японии) с рекомендованным значением содержания германия 1,88 г/т. Стандартные образцы были подобраны таким образом, чтобы содержание в них Ge находилось на нижней границе определяемого интервала.

Получаемые нами значения находились в доверительном интервале (P=95%) данной величины. Средние квадратичные отклонения результатов определения не превышали 15%, что соответствует критериям качества выполнения количественного элементного анализа, принятых в геохимических исследованиях.

На основании полученных данных можно заключить, что предложенные методики измерений могут быть эффективно использованы для выполнения анализа углей и продуктов их сжигания при оценке содержания германия в германиеносных углях.

Исследование выполнено в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-55-53122 ГФЕН_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алов Н.В., Шаранов П.Ю. Новые способы пробоподготовки угольных материалов для рентгенофлуоресцентного анализа с полным внешним отражением. // Вестник Моск. Ун-та. 2015. Т. 5. № 2.С. 59-64.
2. Бок Р. Методы разложения в аналитической химии. Пер. с англ. / Под ред. А.И. Бусева и Н.В. Трофимова. М.: Химия. 1984. 432 с.
3. ГОСТ 10175-75 «Угли бурые, каменные, антрациты, углистые аргиллиты и алевролиты. Метод определения содержания германия». М.: Изд-во стандартов. 1991.10 с.
4. Лейкин А.Ю., Якимович П.В. Системы подавления спектральных интерференций в масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // *Ж. аналит. химии.* 2012. Т. 67. № 8. С. 752-762.
5. Олейникова Г.А., Кудряшов В.Л., Вялов В.И., Фадин Я.Ю. Особенности анализа микроэлементов в бурых углях методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. // Химия твёрдого топлива. 2015. № 2. С. 51-58.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 538с.
7. Claeys Cor L., Simoen E. Germanium-based technologies: from materials to devices. Berlin [etc.]: Elsevier, 2007. 449 p.

U-PB ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СОКОЛИНОГО КАМНЯ, ВЕРХИСЕТСКИЙ МАССИВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Зинькова Е.А.[1], Монтеро П.[2], Беа Ф.[2]

[1]Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, г. Екатеринбург, e-mail: zinkova@yandex.ru
[2] Университет города Гранада (Испания), e-mail: pilar_montero@me.com

Гранитоидные батолиты являются важной составляющей континентальной коры и решать проблемы ее происхождения целесообразно на хорошо изученных, более крупных и сложноустроенных батолитах. Таковым является Верхисетский массив, расположенный вблизи г. Екатеринбурга в пределах палеоокраинно-континентальной области Среднего Урала. Выполненные ранее исследования [1-3] показали, что образование гранитоидов массива происходило в два этапа. В течение первого формировались плутоны тоналит-трондьемитового состава с возрастом 380-369 млн. лет, в условиях активной континентальной окраины. В течение второго этапа происходило внедрение плутонов гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава с возрастом 315-300 млн. лет в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма. Среди гранитоидов этого этапа отмечаются не характерные в целом для массива, редкие разновидности пород – мусковит-гранатовые лейкограниты, выполняющие скальные выходы Соколиного Камня и г. Каменной в пределах северской структуры Верхисетского массива. Нами были изучены лейкограниты Соколиного Камня.

Лейкограниты выполняют небольшое тело размером 300 х 200 х 100 м среди умеренно-калиевых гранодиоритов северской серии с U-Pb цирконовым возрастом 310 ± 2 млн. лет. Контактов с вмещающими гранодиоритами не наблюдается. Следует отметить, что тело лейкогранитов композиционно вписывается в дугообразную полосу ксенолитов метабазитов среди гранодиоритов северской структуры и находится в ее западной части.

Лейкограниты представлены светлыми от средне- до крупнозернистых породами массивной текстуры. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, мусковита, граната; акцессорные минералы – апатит, циркон, монацит, ксенотим. По количеству циркон значительно уступает монациту, что согласуется с низким содержанием Zr в породе (26.18-33.09 г/т). Гранат образует шлиры, неравномерно распределенные по породе. Иногда в шлирах наблюдается пойкилитовая структура за счет идиоморфных зерен плагиоклаза в гранатовой массе.

Лейкограниты относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Содержание K_2O в них колеблется от 3,84 до 3,87 вес. %. Величина индекса глиноземистости (ASI) в лейкогранитах изменяется от 0,94 до 1,02, указывая на их транзитное положение между металюминиевыми и высокоглиноземистыми сериями. Лейкограниты обеднены TiO_2 (0,03-0,05 вес. %), MgO (0,18-0,23 вес.%), CaO (0,52-0,70 вес. %). Для них характерны глубокие европиевые минимумы, пониженное содержание LREE, низкие содержания Sr (19,16-27,41 г/т), Ba (53,58-66,92 г/т), Zr (26,18-33,09 г/т). Приведенные выше петро- геохимические характеристики мусковит-гранатовых лейкогранитов указывают на высокую степень их дифференциации.

Проба на циркон отбиралась из центральной части лейкогранитового тела. 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 жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. Датирование цирконов проведено на приборе SHRIMP IIe/ mc в лаборатории IBERSIMS (Университет Гранады, Испания). Отобранные вручную цирконы плюс стандарты – несколько зерен циркона Temora, одно зерно SL13 и несколько зерен циркона GAL – помещаются в шайбу диаметром 3,5 см, полируются и фотографируются в отраженном и проходящем свете, во вторичных электронах и методом катодолюминесценции. После интенсивной очистки шайба покрывается золотом толщиной 80 мкм. В каждой выбранной точке анализировалась следующая последовательность изотопов: $^{196}Zr_2O$, ^{204}Pb, $^{204.1}$ фон, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{238}U, ^{248}ThO, ^{254}UO. Первичный пучок, состоящий из $^{16}O^{16}O_2+$, имеет значение интенсивности от 4 до 5 мкА, с диафрагмой Кохлера в 120 мкм, который создает пятно размером 17 х 20 мкм на цели, вторичный кратер составляет 80 мкм, достигая разрешения около 5000 на 1% высоты пика. Обработка данных осуществляется программой SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS (доступна на сайте www.ugr.es/~fbea).

Изученные цирконы представлены идиоморфными кристаллами с преобладающей длиннопризматической формой. Почти все цирконы имеют сложное внутреннее строение с неотчетливо выраженной ритмичной зональностью и частыми включениями. Некоторые кристаллы циркона имеют следы дробления и регенерации, что говорит о долгой истории преобразования этих цирконов. В целом для цирконов характерно умеренное содержание U (79,3-185.0 г/т), Th (36,4-104.0 г/т) и Th/U – 0,43-0,60. Малые интервалы этих величин говорят об однородной популяции цирконов. Среднее значение возраста по замерам десяти зерен циркона составило 336 ± 5 млн лет. Эта цифра не может быть принята за возраст кристаллизации лейкогранитов, т.к. они обладают массивной текстурой, что сближает их с условиями, и вероятно, со временем формирования массивных гранитов аятской серии, являющихся самыми молодыми гранитами массива. Таким образом, можно предположить одновременное формирование лейкогранитов Соколиного Камня с гранитами аятского комплекса. Тогда, в силу приведенных выше аргументов, циркон в лейкогранитах может быть унаследованным минералом и его возраст может указывать на возраст источника лейкогранитов.

Лейкограниты характеризуются низким Isr = $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7043 ± 0,0021, таким же, как и в других гранитоидах Верхисетского массива, где отмечается слабое повышение этой величины от окраинно-континентальных (таватуйская серия, Isr = 0,70435 ± 0,00002) к коллизионным (аятская серия Isr = 0,704371 ± 0,00003) сериям. Изотопный состав Sr свидетельствует о большой роли в субстрате гранитоидов коры базитового состава. По изотопному составу Nd гранитоиды различных комплексов Верхисетского массива имеют существенные различия. Так, согласно новым аналитическим данным В.Н. Смирнова и его соавторов [4], гранитоиды окраинно-континентального этапа характеризуются величиной εNd(t) = +4.7; величина εNd(t) для большинства гранитоидов коллизионного этапа изменяется в узком диапазоне от + 5.4 до

+ 5.6, но при этом граниты аятского комплекса, образующие самостоятельные тела по отношению к внутренней структуре батолита, характеризуются низкими значениями величины εNd(t) от +1.8 до +2.4. Лейкограниты Соколиного Камня характеризуются величиной εNd(t) = +4.8, приближаясь к таковой гранитоидов окраинно-континентального этапа. Исходя из выше изложенных изотопных характеристик пород, можно констатировать особенную гетерогенность источника для гранитоидов коллизионного этапа.

Таким образом, можно предположить образование лейкогранитов Соколиного Камня одновременно с гранитами аятского комплекса, в течение раннего эпизода коллизионного магматизма, когда плавлению подвергались различные источники. U-Pb возраст цирконов из лейкогранитов, более вероятно, указывает на возраст их субстрата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 15-05-00576 и УрО РАН, проект № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb цирконовый возраст диоритов чусовской серии Верхисетского массива (Средний Урал) // 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. 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.

4. Смирнов В.Н., Ронкин Ю.Л., член-корреспондент РАН В.Н. Пучков, Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Новые данные о генезисе земной коры Восточного сектора Среднего Урала: Sr-Nd-изотопные ограничения // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 1-6

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРОЦЕССОВ СУБДУКЦИИ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Калашникова Т.В.[1], Соловьева Л.В.[2], Костровицкий С.И.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: Kalashnikova@igc.irk.ru

[2]Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: Solv777@crust.irk.ru

Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок свидетельствуют о том, что в литосферной мантии под древними кратонами происходили процессы, связанные с субдукцией. Многими авторами[2, 3 и другие] было показано, что протолит эклогитов представлял собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование, плавление с образованием карбонатитовых расплавов типа и ТТГ. Значения изотопов кислорода и углерода подтверждают гипотезу о том, что многие мантийные эклогиты поступают из мафической части офиолитовых комплексов, испытавших воздействие морской воды. Кроме того, возникли предположения, что происхождение обогащенных перидотитовых ксенолитов также может быть связано с рефертилизацией деплетированных реститовых гарцбургитов за счет расплавов, которые могут иметь различную природу [5 и другие]. Так, для нескольких образцов гранатовых лерцолитов из трубок Сибирской платформы на основании высокого отношения γOs (>+85) [5]сделан вывод опривносе ^{187}Os и возможном воздействии метасоматизирующих расплавов, возникших за счет рециклированного материала древней океанической коры. Авторы отмечают, что возраст Re-OsT_{MA} для этих образцов (1.7-2.2 млрд лет) соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона~1.9-1.8 млрд. лет [1].

Нами проведены детальные исследования петрографических и геохимических характеристик, изотопного состава мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Куойкское поле, северо-восток Сибирского кратона). Изучаемая трубка имеет верхнеюрский возраст 170-156 млн. лет [6].Среди ксенолитов трубки по петрографическим признакам были выделены следующие разновидности:

1. Sp, Grt-Sp, Grtгарцбургиты, Grt, Grt-Sрлерцолиты и оливиновые вебстериты, а также Grt, Grt-Sрвебстериты, образующие переходы по модальному минеральному составу и химическому составу минералов – так называемая магнезиальная группа (~ 75-80% ксенолитов в трубке Обнаженная). Породы, как правило, имеют неравномернозернистое, грубозернистое сложение с элементами гранобластовой структуры. В пироксенитах и вебстеритах обычны заметно деформированные мегакристаллы (2-7 см) пироксенов с пластинчатыми структурами распада пироксенов, шпинели и граната, окруженные мелко-среднезернистой матрицей из тех же минералов. Распространены структуры распада в минералах, замещение шпинели гранатом в шпинель-гранатовых типах пород. Среди ксенолитов встречаются также сложные образцы, с прилеганием параллельных слоев пород различной литологии. В некоторых образцах данной группы отмечается развитие флогопита и амфибола в виде секущих прожилков, они также замещают пироксен в структурах распада в экссолюционных мегакристаллах. $^{40}Ar/^{39}Ar$. Датирование такого флогопита (образец 74-817) дало древний возраст ~1640 млн. лет. В настоящей работе данной группе пород уделено особое внимание.

2. Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов).

4. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 5-8 % ксенолитов). По модальному минеральному составу данные ксенолиты соответствуют гранатовым и безгранатовым вебстеритам, оливиновым вебстеритам и реже лерцолитам. Флогопит содержится в количестве до 70%, развит в виде правильных пластинок, иногда неправильных ксеноморфных зерен с четкими краями, структур распада, а также замещая пироксены и другие минералы под влиянием обогащенных калием и летучими остаточных расплавов.

Валовый химизм выделенных групп пород также различается, на петрохимических диаграммах они образуют дискретные группы точек. Флогопит-ильменитовые породы закономерно отличаются высоким K_2O (до 6 мас.%) и TiO_2(до 4 мас.%). Породы магнезиальной группы характеризуются достаточно высоким содержанием MgO (43-28 мас.%). При этом в породах с метасоматической Phl – Amph минерализацией отмечены более высокие значения Na_2O, K_2O, CaO, частично TiO_2 и SiO_2. В геохимическом плане породы магнезиальной группы умеренно обогащены такими элементами, как Ta, Sr, Nd, одновременно отмечается минимум по Ti и Nb, что характерно для базальтов активных континентальных окраин. На графике Th/Yb–Ta/Yb (рис. 1) исследуемые образцы магнезиальной серии располагаются в пределах мантийного тренда, характеризующего вариации индикаторных отношений элементов в ряду между E-MORB и N-MORB.

Также проводились определения изотопного состава кислорода $\delta^{18}O$ отдельных минералов (оливин, гранат, клинопироксен). Исследования были выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом лазерного фторирования на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (аналитик Т.А. Веливецкая). В минералах ксенолитов из трубки Обнаженная наблюдаются относительно высокие значения $\delta^{18}O$ (рис. 2), что указывает на фракционирование кислорода при низкой температуре и может быть связано с воздействием выделявшихся в процессе субдукции флюидов, которые воздействовали на находящиеся выше слои ультрабазитов. Л. Тейлором, З. Специусом и соавторами [2] также отмечались высокие значения $\delta^{18}O$ для минералов ксенолитов трубки Обнаженная.

Таким образом, в веществе литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона выявлены геохимические признаки влияния древней субдуцированной океанической коры. Можно предположить, что группа шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых лерцолитов, оливиновых вебстеритов и вебстеритов была метасоматизирована за счет расплавов-флюидов из субдуцированного слэба, когда блок Биректинского террейна был аккретирован к Сибирскому кратону.

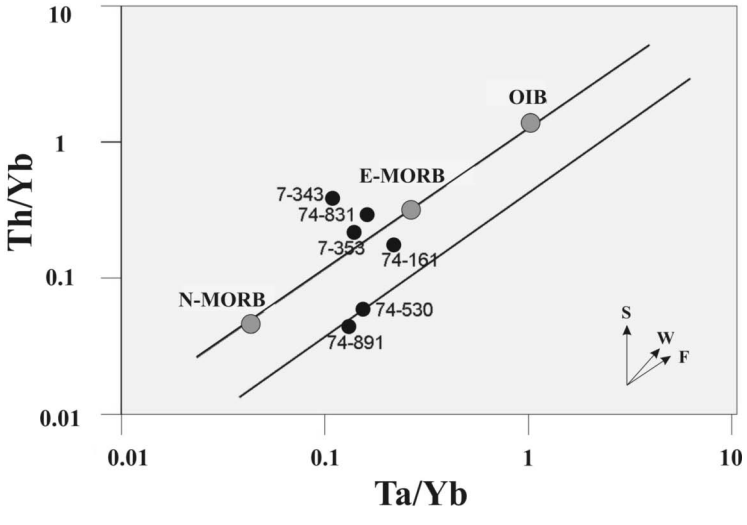


Рис. 1. Дискриминационнаядиаграмма Th/Yb – Ta/Yb по [7] для валовых составов ксенолитов магнезиальной группы из трубки Обнаженная (черные кружки). Нанесены составы мантийных источников: OIB – океанические острова, N-MORB и E-MORB – соответственно нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (серые кружки). Векторы изменения состава расплавов под воздействием: S – субдукции, W – внутриплитных источников, F – фракционной кристаллизации.

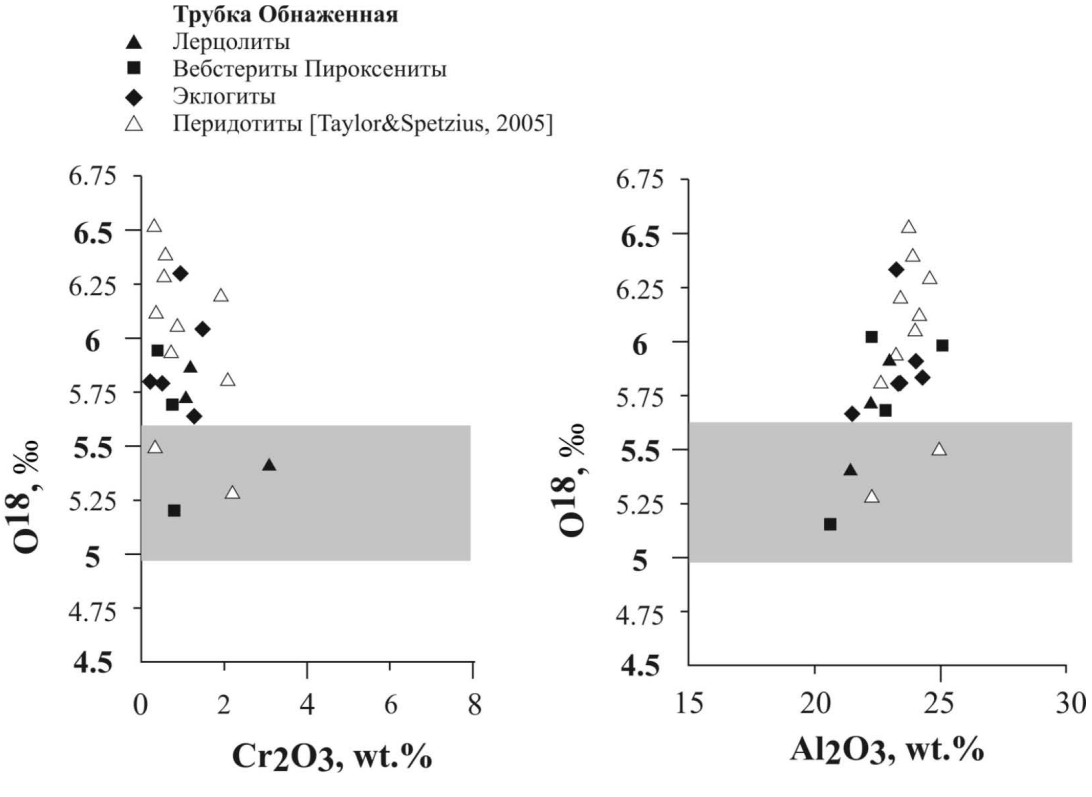


Рис. 2. Зависимость величины $\delta^{18}O$ от Cr_2O_3 и Al_2O_3 в гранатах из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная. Светлые треугольники – литературные данные – лерцолиты-гарцбургиты[2]. Серое поле – диапазон величины $\delta^{18}O$ в мантийных гранатах 5,3±0,3 [по 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Розен О.М. Сибирский кратон: Тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.
2. Тэйлор Л.А., Специус З.В., Уизли Р., Спикуцца М., Вэлли Д.У. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1198-1206.
3. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Mattey D., Kudrjavtseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // Geochim. etCosmochim Acts, 1994. V. 58. P. 5191-5207.
4. Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planetary Science Letters, 1994. V. 128. P. 231-241.
5. Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G. et al. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics // Lithos, 2015. V. 218-219. P. 141-154.
6. Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S., Wu, Fu-Yuan, Yakovlev D. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Ndperovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters, 2014. V. 404. P. 283-295.
7. Tomlinson K. Y., Condie K. C. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry // In Mantle plumes: their identification through time. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2001. V. 352. P. 341-357.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ НАБАТОВСКОЙ ТОЛЩИ ИЗ ФУНДАМЕНТА УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БИРОФЕЛЬДСКОГО ГРАБЕНА, КАК ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ОБОГАЩЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕДКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Крапивенцева В.В.[1], Иванов В.В.[2], Колесова Л.Г.[2], Ноздрачев Е.А.[2]

[1]ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: ver.krap@yandex.ru
[2]ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: d159327@yandex.ru

На тихоокеанской окраине Азии широко проявился кайнозойский рифтогенез в виде протяженных систем грабенов различного направления, выполненных терригенными, угленосными болотно-озерно-аллювиальными отложениями с приуроченными к ним месторождениями бурых углей. В кайнозойскую стадию развития Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) образовалось более 30 грабенов, перекрытых общим неоген-четвертичным чехлом, в том числе и Бирофельдский грабен.

Ушумунское буроугольное месторождение структурно относится к Ушумунскому прогибу в северо-восточной части Бирофельдского грабена. Мощность осадочного выполнения прогиба составляет более 3 км. С юго-востока Бирофельдский грабен и Ушумунское месторождение, в частности, ограничены глубинным разломом Итунь-Илань – разломной ветви системы Тан-Лу [3].

Западное обрамление прогиба и Ушумунского месторождения слагают палеозойские гранитоидные образования и верхнемеловые вулканиты набатовской толщи. На востоке – развиты пермские и нижнетриасовые осадочные отложения, а также отдельные фрагментарные выходы на поверхность или под плиоцен-четвертичные отложения верхнемеловых вулканитов набатовской толщи [1]. По разлому Итунь-Илань, ограничивающему крутой юго-восточный борт Ушумунского прогиба и Ушумунского месторождения также развиты вулканиты набатовской толщи [3].

Ранее (в 1960-1961 гг.) эти эффузивы были частично вскрыты вдоль западной границы Ушумунского месторождения рядом неглубоких углепоисковых скважин и по возрасту отно-

сились к верхнемеловым-палеоценовым образованиям. Решением IV ДВ МРСС (1994 г.) возраст вулканитов набатовской толщи принят позднемеловым [1].

В составе толщи преобладают андезиты и андезибазальты. В ее основании иногда отмечались туфоконгломераты, а в разных частях разреза – лавобрекчии и туффиты (до 60 м) с прослоями туфов и туфоконгломератов. Залегание их близкое к горизонтальному. В наиболее крупном покрове на хр. Шуки-Поктой среди андезитов встречаются потоки дациандезитов и дацитов мощностью 6-10 м. Мощность толщи колеблется от 230 до 500 м [1].

В последние годы (2009-2011) при проведении углеразведочных работ на лицензионной площади ФГУП «Дальгеология» вулканиты набатовской толщи были вскрыты бурением не только в западной прибортовой части Ушумунского месторождения (рис.1 и 2), но и непосредственно под угленосными отложениями чернореченской свиты олигоценового возраста (в верхней части свиты). Их петрографический, химический и микроэлементный состав впервые был изучен по скв. 1212 на глубине 125,5 и 171,4 м, а петрографический состав – по скв. 1207 на глубине 97,5 и 99 м.

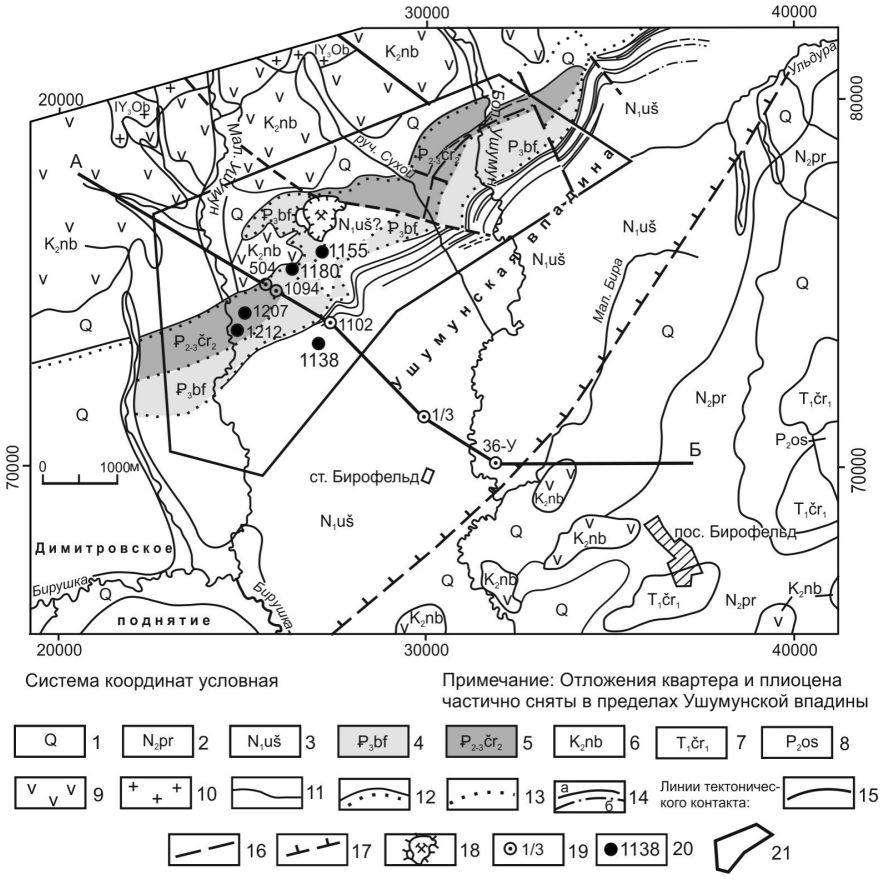


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Ушумунского буроугольного месторождения. Составил М.Ф. Кирьянов (Н.А. Дригин, М.Ф. Кирьянов и др., 2011 г., ЗАО ГРК «Дальгеология»).

1 – четвертичные отложения (квартер); 2 – плиоцен, приамурская свита; 3 – миоцен, ушумунская свита; 4 – олигоцен, бирофельдская свита; 5 – эоцен-олигоцен, чернореченская свита; 6 – верхний мел, набатовская толща; 7 – нижний триас, чуркинская свита, нижняя подсвита; 8 – средняя пермь, осахтинская свита; 9 – андезиты, андезидациты, лавы, туфы среднего состава; 10 – палеозойские граниты; 11 – границы несогласного залегания отложений; 12 – граница выходов фундамента под отложения плиоцена и квартера; 13 – границы между свитами; 14 – выходы пластов угля под отложения плиоцена и квартера: а) установленные, б) предполагаемые; Линии тектонического контакта: 15 – достоверного, 16 – предполагаемого, 17 – установленного по геофизическим данным; 18 – контур угольного разреза; 19 – скважины, их номера; 20 – скважины, по которым производилось описание углей и пород с отбором проб на определение ценных элементов- примесей, в том числе – редкоземельных; 21 – контур лицензионной площади Ушумунского буроугольного месторождения (на основании лицензий в 2007, 2009 г.г.).

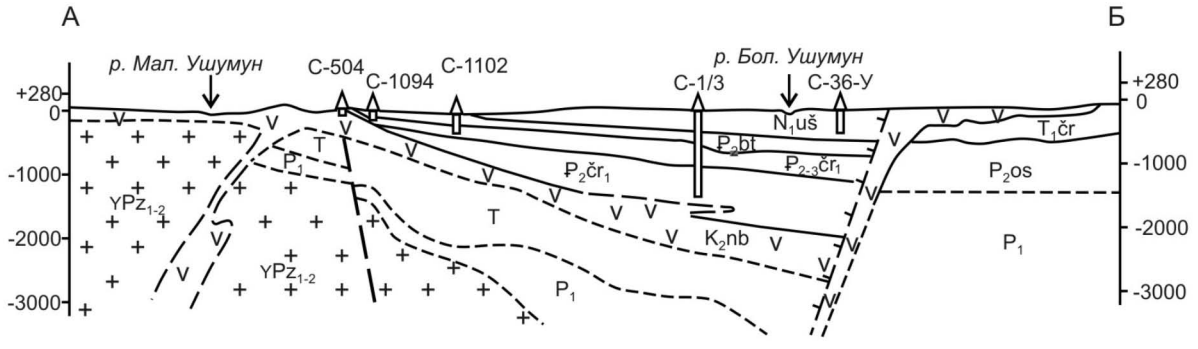


Рис. 2. Схематический геологический разрез Ушумунского буроугольного месторождения по линии А-Б. Составил М.Ф. Кирьянов (Н.А. Дригин, М.Ф. Кирьянов и др., 2011 г., ЗАО ГРК "Дальгеология"). Условные обозначения см. на рис. 1.

По скв. 1212 вулканиты набатовской толщи (сверху вниз) в пределах глубин 125,5-171,4 м сложены дацитом, андезитом и андезидацитом. По петрохимическим и петрографическим характеристикам эти пробы заметно различаются по щелочности, магнезиальности и менее заметно – по микроэлементому составу. В толще вулканитов с глубиной возрастает количество вкрапленников, в том числе сростков ксенокристаллов, что обуславливает увеличение доли магния, железа и кальция. По содержанию щелочей они относятся к породам нормальной и несколько пониженной щелочности, располагаясь на диаграммах (Na_2O+K_2O)-SiO_2 и (K_2O-SiO_2) в поле дацитов и андезидацитов [5]. По соотношению K_2O и SiO_2 эти пробы соответствуют высоко- и умереннокалиевым разностям известково-щелочной серии. По другим петрохимическим критериям эти дациты и андезидациты принадлежат к высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым разностям (al=204-4,32) калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O=1,14-1,60).

Геохимия буроугольных месторождений Приамурья, в том числе Ушумунского, с применением масс-спектрометрии и других современных аналитических методов на протяжении ряда лет является предметом исследования различных научных организаций (АНЦ, ДВГИ, ИГиП и ИТИГ ДВО РАН; ВСЕГЕИ и др.).

Особенности геологического строения СОБ, и в частности Ушумунского буроугольного месторождения, отразились в повышенном содержании ряда элементов металлов и РЗЭ в углях и вмещающих их породах. Их изучение проводилось по образцам углей и пород, отобранных в ИТиГ ДВО РАН по скв. 1138 (92 обр.), вскрывшей угленосную ушумунскую свиту нижнемиоценового возраста, и по скв. 1180 (29 обр.) – по разрезу олигоценовых угленосных отложений чернореченской свиты.

Для металлоносности, в частности, редкометалльного потенциала углей и пород Ушумунского буроугольного месторождения характерно следующее.

Повышенные содержания (г/т) микроэлементов в золе углей и углистых глин чернореченской свиты олигоценового возраста (по скв. 1180) имеют по средним значениям Be (8,2), Co (8,3), Cu (25,1), Ge (11,7), Sr (2199), Mo (7,5), Ag (0,23), Sb (1,0), Cs (21,9), W (174), Pb (80,9) и Y (62). Из них промышленные значения характерны для Sr, Ag, Cs и W. Максимальные концентрации этих элементов в отдельных пробах достигают особенно высоких значений, превышающих минимально установленные промышленные их содержания, и составляют для Sr – 8720, Ag – 0,8, Cs – 45,8 и W – 582 г/т.

Для золы нижнемиоценовых углей и углистых пород ушумунской свиты (по скв. 1138) повышенные концентрации (г/т) по средним значениям отмечаются для Li (34,4), V (162), Zn (32,9), Ga (37,7), Rb (120), Zr (320,5), Nb (23,8), Hf (7,8), Hg (0,14). Среди них минимально

промышленных содержаний достигают Ga, Rb, Cs. По максимальным концентрациям элементов металлов (г/т) в золе углей и углистых глин ушумунской свиты, имеющих промышленную значимость, выделяются V (959), Ga (45,6), Rb (241), Sr (4540), Zr (1250), Nb (156), Cs (39), W (77,6) и Y (144) [2, 4, 6].

Среди пород ушумунской свиты (по скв. 1138), по сравнению с чернореченской свитой (по скв. 1180), относительно повышенными (г/т) содержаниями микроэлементов металлов (по средним данным) выделяются Li (62,7), Sc (14,4), Ni (28,8), Cu (32), Rb (140), Sr (133), Nb (14,3), Hf (5,0). Промышленные концентрации (г/т) по максимальным и средним значениям имеют Sc, Rb, Cs и W (максимально 46,3 г/т). Породы олигоценовой чернореченской свиты характеризуются чаще меньшими (по максимальным и средним данным) содержаниями этих металлов. Исключением является высокая концентрация в них Zn, которое составляет 276 г/т (максимально) и 116,7 г/т (в среднем), однако не достигающее промышленного значения (500 г/т).

Редкоземельные элементы, особенно легкие лантаноиды (La, Ce, Nd, Pr) присутствуют в ушумунских углях чаще в повышенных концентрациях.

Среднее содержание суммы РЗЭ+Y в золе углей и углистых глин ушумунской свиты (по скв. 1138) составляет 430,6 г/т, в том числе Y – 47,3 г/т, а в золе олигоценовых углей и углистых глин чернореченской свиты соответственно – 589 и 62 г/т. При этом наибольшие средние и максимальные концентрации РЗЭ+Y характерны для малозольных (A^d – до 15%) и среднезольных (A^d – 16-25%) углей, соответственно составляя в среднем для них 1008 г/т и 450 г/т для нижнемиоценовых углей, а для олигоценовых углей – 1056 и 692 г/т.

Для зольных углей (A^d – 26-45%) и углистых глин (A^d – 46 – 60-70%) эти показатели значительно ниже. Однако изменение концентраций РЗЭ в зависимости от зольности углей и углистых глин происходит неравномерно и непропорционально, что объясняется разным соотношением во времени и пространстве содержаний терригенной и сорбционной фракций этих элементов. Максимальные содержания суммы РЗЭ+Y характерны для олигоценовых углей и в меньшей степени – для углистых глин чернореченской свиты, которые составляют 1618 г/т, а для нижнемиоценовых – 1510 г/т. В породах (глинах, реже алевритах) чернореченской свиты среднее значение суммы РЗЭ+Y составляет 239 г/т, а в породах ушумунской свиты – 218 г/т.

Таким образом, промышленными содержаниями суммы РЗЭ+Y, как по средним, так и по максимальным значениям, характеризуются угли и углистые глины как олигоценовой чернореченской, так и нижнемиоценовой ушумунской свит.

Вулканиты набатовской толщи, представленные в верхней, вскрытой бурением, части ее разреза в скв. 1212 на глубине 125,5 м дацитом (проба 1), а в нижней – на глубине 171,4 м – андезидацитом (проба 2), по результатам рентгенофлуоресцентного анализа, проведенного в ДВГИ ДВО РАН, имеют по средним данным близкие для обеих проб содержания (г/т): Ni (33-39), Rb (81-99), Sr (528-586), Zr (213-223), Sc (10), V (62-63), Co (99-12), Nb (13) и Y (18). Эти содержания вполне сопоставимы с их содержаниями во вмещающих ушумунские угли породах – глинах и алевритах, но чаще их значения меньше, чем в золе углей и углистых глинах.

Приведенные геохимические данные в сравнении с геохимией вулканитов набатовской толщи, которые залегают под отложениями чернореченской свиты и в обрамлении Ушумунского месторождения, позволяют в целом считать характеризуемые верхнемеловые вулканиты основными источниками сноса и накопления в процессе осадконакопления рассматриваемых металлов в углях и породах этого буроугольного месторождения.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-55-53122 ГФЕН).

ЛИТЕРАТУРА

1. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрашенко А.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист M-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.+3 вкл. 3 основные карты, доп. карты и схемы.
2. Вялов В.И., Неженский И.А., Балахонова А.С., Шишов Е.П. (ФГУП «ВСЕГЕИ»). Повышение инвестиционной привлекательности неликвидных месторождений топливно-энергетического сырья Российской Федерации за счет содержащихся в них редких металлов // Разведка и охране недр. 2014. № 9. С. 18-20.
3. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А. и др. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН. 2009. 424 с.
4. Крапивенцева В.В., Наставкин А.В., Шарова Т.В. Металлоносность бурых углей Ушумунского месторождения (Еврейская Автономная Область) // Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в современных экономических условиях. XIII Всероссийское совещание. 22-25 апреля 2014 г., г. Ростов-на-Дону. 2014. С. 173-176.
5. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Колл. авт. Издание третье. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. С. 25, 26.
6. Чернышев А.А. Редкоземельные металлы в буроугольных месторождениях Дальнего Востока // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11-15 февраля 2013 г. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. С. 716-718.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ГОРНОГО АЛТАЯ И СИХОТЭ-АЛИНЯ: СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ, МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И СПЕЦИФИКА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Крук Н.Н.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Новосибирск, Россия, e-mail: kruk@igm.nsc.ru

Проблема формирования и эволюции континентальной коры относится к числу фундаментальных вопросов геологии, петрологии и геохимии. Наименее изученным и наиболее интересным в рамках этой проблемы является вопрос о связи механизмов формирования континентальной коры, особенностях ее состава и специфики гранитоидного магматизма, сопровождающего процессы внутрикоровой дифференциации и эволюции континентальной коры. В данной работе этот вопрос рассматривается на примере аккреционных комплексов Горного Алтая и Сихотэ-Алиня.

Горно-Алтайский сегмент Центральной Азии представляет собой мозаично-блоковую структуру с длительной геологической историей. Регион сформирован на океаническом основании и не имеет раннедокембрийского сиалического фундамента. Формирование континентальной коры региона происходило в течение длительного (около 300 млн. лет) времени: с венда – раннего кембрия до конца раннего карбона [1]. Основной объем первичной коры региона был сформирован в течение двух главных этапов: ранне- и позднекаледонского. Блоки раннекаледонской (венд – ранний кембрий) коры занимают восточную часть Горного Алтая. Они представлены фрагментами палеоокеанических островов, энсиматических островных дуг и преддуговых прогибов. Характерной особенностью раннекаледонской коры Горного Алтая является ее исключительно ювенильная природа. Образования этого этапа имеют фемический (от базальтов до низкокалиевых андезитов) состав, характеризуются низкими содержаниями всего спектра несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE) и радиогенным изотопным составом неодима ($t_{Nd}DM < 0.8$ млрд. лет).

На позднекаледонском этапе (поздний кембрий – ранний ордовик) были сформированы крупные турбидитовые бассейны, занимающие центральную, западную и южную части Горного Алтая. Осадочные породы этих блоков имеют вещественный состав, промежуточный

между валовой и верхней корой и обогащены, в сравнении с породами раннекаледонской коры, несовместимыми элементами (LILE, HFSE и РЗЭ). Модельный возраст пород $t_{Nd}DM$ колеблется от 0.8-0.9 млрд. лет до 1.4-1.6 млрд. лет, указывая на принадлежность кембро-ордовикских турбидитов к трем самостоятельным бассейнам, имевшим различные источники сноса. Результаты датирования детритовых цирконов в совокупности с геохимическими и изотопными данными указывают на присутствие в составе осадочных пород значительной доли рециклированного корового материала.

Гранитоидный магматизм, маркирующий процессы эволюции первичной коры на территории Горного Алтая проявился в возрастном интервале от кембрия до раннего карбона [5]. Области ранне- и позднекаледонской коры отличаются по набору петрогеохимических типов гранитоидов и особенностям их эволюции во времени. Для раннекаледонской провинции характерна последовательная эволюция гранитоидного магматизма от низкокалиевых тоналитов и трондьемитов М-типа (поздний кембрий) через умереннокалиевые тоналиты и граниты I_1-типа (ранний девон) к высококалиевым гранодиоритам и гранитам I_2-типа (средний-поздний девон) с синхронным ростом содержаний несовместимых элементов. Изотопные характеристики гранитоидов при этом оставались относительно постоянными ($t_{Nd}DM$ = 0.-0.85 млрд. лет).

Для позднекаледонских блоков Горного Алтая характерно синхронное проявление в позднем девоне высококалиевых гранитоидов I_2- и S-типов. Изотопный состав пород близок к таковому в осадочных породах верхней коры турбидитовых бассейнов.

Сихотэ-Алинский орогенный пояс состоит из терейнов аккреционных призм средней юры – берриаса и неокома, раннемеловых террейнов турбидитового бассейна и островной дуги. Формирование континентальной коры региона произошло в относительно короткий (<60 млн. лет) промежуток времени: с поздней юры – раннего мела (формирование турбидитового матрикса аккреционных призм) до середины позднего мела [4]. Геохимические, изотопные и геохронологические исследования осадочных толщ Сихотэ-Алиня свидетельствуют о резком преобладании в их составе вещества древней рециклированной коры. Характерными особенностями осадочных пород являются повышенная кремнекислотность (65-74 мас. % SiO_2) при умеренных содержаниях несовместимых элементов и древние модельные Nd возрасты (> 1 млрд. лет) [2].

Набор типов гранитоидного магматизма, проявленного в Сихотэ-Алине и закономерности его эволюции во времени резко отличаются от наблюдаемых в ранне- и позднекаледонских террейнах Горного Алтая. Самый ранний (готерив-барремский, 135-130 млн. лет) этап представлен исключительно калиевыми гранитоидами S-типа, по геохимическим и изотопным характеристикам соответствующим продуктам плавления верхнекоровых осадочных толщ. Для следующего (альб, 110-100 млн. лет) этапа характерно наличие широкого спектра гранитоидов от S до I_2 – типа, формирование которых связано с плавлением комбинированного источника (метапелиты верхней коры + метабазиты океанического основания). Среди более молодых (позднемеловых – палеогеновых) гранитоидов региона постепенно возрастает доля пород I_2 и I_1 – типов, характеризующихся более низкими содержаниями несовместимых элементов и более радиогенным составом Nd в породах и Hf – в цирконах [3].

В целом последовательная смена типов гранитоидного магматизма в раннекаледонских террейнах Горного Алтая соответствует схеме многоэтапной эволюции первичной базитовой коры, предложенной [6], а гранитоидный магматизм позднекаледонских блоков Горного Алтая логично укладывается в схему эволюции первичной андезитовой коры [7]. Сихотэ-Алинский орогенный пояс в этом отношении представляет собой уникальное явление. По-видимому, первичная кора региона содержала столь высокий процент рециклированного компонента и была настолько кремнекислой, что ее «нормальная» (в рамках предложенных на сегодняш-

ний день моделей) эволюция оказалась невозможной. Смена типов гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня в мелу-палеогене свидетельствует о том, что рост коры происходил исключительно за счет процессов андерплейтинга и не сопровождался какой-либо дифференциацией существующих коровых масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403-1423.

2. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В. 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.

3. Jahn B.-m., Valui G., Kruk N. et al. Emplacement ages, geochemical and Sr-.Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution. Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872-918.

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

5. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. N 5. P. 928-948.

6. Rudnick R.L. Making continental crust // Nature. 1995. V. 378. P.571-578.

7. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell. 1985. 312 p.

ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Крук Н.Н.[1], Голозубов В.В.[2], Касаткин С.А.[2], Крук Е.А.[1]

[1]Институт геологии и минералогии им, В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: kruk@igm.nsc.ru.

[2] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: golozubov@fegi.ru

Ключевым в истории южного Приморья является пермо-триасовый рубеж, маркирующий масштабную коллизию блоков различной природы и возраста и окончательное формирование домезозойской геологической структуры региона. Этим событиям предшествовал пермский вулканизм, связанный, по мнению [1, 2] с эволюцией активной континентальной окраины Солонкерского палеоокеана.

Проявления пермского вулканизма на российской территории известны в восточной части Ханкайкого массива, в Сергеевском и Лаоелин-Гродековском террейнах. В Сергеевском террейне пермские вулканические образования объединяются в дунайскую свиту (сакмарский – артисканский ярусы ранней перми), в Ханкайском массиве – во владивостокскую свиту (вордийский ярус средней перми), в Лаоелин-Гродековском – в барабашскую свиту (кэпитенский ярус средней перми). Общей особенностью всех стратонов является субаквальная обстановка проявления вулканизма, преобладание среди эффузивных пород андезитов, дацитов и риолитов при подчиненной роли базальтов, повсеместная ассоциация лав с туфами, тефроидами и осадочными породами [3, 4].

Результаты геохимических исследований вулканитов трех перечисленных стратонов показали их существенную неоднородность.

Так базальты дунайской свиты обладают умеренной калиевостью (1.2-1.4 мас. % K_2O) и слабо повышенной щелочностью, характеризуются умеренными содержаниями титана и повышенными – фосфора (TiO_2 – 1-1.5 мас. %; P_2O_5 – до 0.4 мас. %), вышекларковыми концентрациями Sr (до 900 г/т), Zr (до 250 г/т), Y (до 30 г/т), РЗЭ (140-210 г/т). Андезиты характеризуются более низкими содержаниями фемических компонентов, титана и фосфора, а по уровню

содержаний несовместимых элементов близки к наиболее дифференцированным базальтам.

Базальты владивостокской свиты – низко-и умереннокалиевые породы нормальной щелочности, повышенной железистости и глиноземистости. Содержания титана и фосфора несколько ниже, чем в базальтах дунайской свиты (1-1.3 мас. % TiO_2 и 0.16-0.27 мас. % P_2O_5). Редкоэлементный состав, наряду с повышенными (до 700 г/т) концентрациями Sr, характеризуется незначительным обогащением крупноионными литофильными элементами, умеренными содержаниями высокозарядных и редкоземельных элементов (Zr – 90-100 г/т, Y – 18-24 г/т, Hf 2-3 г/т, РЗЭ – 75-90 г/т). Редкоэлементный состав андезитовых туфов характеризуется повышенными, в сравнении с базальтами, концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов.

Базальты барабашской свиты – умереннокалиевые породы нормальной щелочности с низкими содержаниями титана и фосфора (< 1,2 мас. мас. % TiO_2 и < 0.2 мас. % P_2O_5). В сравнении с базальтами дунайской и владивостокской свит породы барабашской несколько менее глиноземистые и более магнезиальные. Редкоэлементный состав базальтоидов характеризуется более низкими содержаниями несовместимых элементов (Ba – 130-260 г/т, Zr – 35-75 г/т, Hf – 1-2 г/т, Y – 13-21 г/т, Nb – 0.6-2.4 г/т, Ta – 0.1-0.15 г/т, Th – 0.7-1.2 г/т, РЗЭ – 26-55 г/т).

В породах всех изученных стратонов отчетливо фиксируются «надсубдукционные» геохимические характеристики (обогащение крупноионными литофильными элементами, избирательное обеднениеTi, Nb и Ta, обогащение Pb), что указывает на превалирующую роль в их источнике вещества литосферной мантии, преобразованной в ходе субдукционных процессов (мантийного клина). В максимальной степени эти особенности выражены в породах барабашской свиты, в минимальной – в базальтах и андезитах дунайской.

На большинстве дискриминационных диаграмм, основанных на петрохимических особенностях пород, либо учитывающих соотношения HFSE с другими группами элементов («легкие» РЗЭ, Th, «транзитные» элементы) точки составов пермских базальтов Южного Приморья попадают в поля пород островных дуг и активных континентальных окраин (продуктов плавления метасоматически измененной литосферной мантии). В то же время на диаграммах, отражающих соотношения геохимически сходных элементов, концентрирующихся в магматических процессах в одних и тех же минеральных фазах (в первую очередь – высокозарядные элементы: Ti, Nb, Ta и Zr, Hf, Y) точки составов базальтов барабашской свиты устойчиво лежат в полях «надсубдукционных» пород, дунайской – соотвествуют внутриплитным образованиям, а владивостокской – занимают промежуточную позицию, либо вообще лежат вне поля составов базальтов типовых режимов.

Таким образом, среди пермских вулканитов Южного Приморья, наряду базальтами и андезитами, соответствующими типичным надсубдукционным образованиям, встречаются породы с умеренными содержаниями титана и повышенными – фосфора, имеющие более высокие концентрации несовместимых элементов, в существенно меньшей степени обогащенные крупноионными литофильными элементами и обедненные высокозарядными. Соотношение концентраций крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов в породах разных стратонов свидетельствует, что наблюдаемые различия в составе базальтов дунайской, владивостокской и барабашской свит наиболее логично объясняется неоднородностью мантийных источников, за счет плавления которых происходила генерация базальтовых магм. Если для базальтов и андезитов барабашской свиты единственным источником расплавов служило вещество мантийного клина, то в породах владивостокской и, особенно, дунайской свит отчетливо фиксируется примесь подлитосферного мантийного источника.

Необходимо отметить, что рассматриваемые толщи имеют различную тектоническую позицию. Вулканиты барабашской свиты в Лаоелин-Гродековском террейне образуют суб-

широтную (деформированную поздними сдвигами) цепочку ареалов, конформную активной окраине Солонкерского океана. Принадлежность именно к этой структуре подтверждается наличием сопутствующих комплексов офиолитов и аккреционных клиньев на сопредельных территориях Китая и Кореи [1]. Вулканиты владивостокской свиты широко проявлены на территории Ханкайского массива (Вознесенский, Спасский и Матвеевский террейны). Здесь ее отложения слагают цепочку ареалов, вытянутую более чем на 250 км вдоль Шкотовского и Арсеньевского разломов, отделяющих Ханкайский массив от мезозойских образований Сихотэ-Алиня (от о-ва Русский на юго-западе до верховьев р. Малиновка на северо-востоке). Примечательно, что комплексы аккреционных клиньев в ассоциации с вулканитами этого типа неизвестны.

По мнению авторов, проявления разнотипного пермского вулканизма относятся не к одному, как считалось ранее, а к двум вулканическим поясам. Первый из них (его возраст отвечал второй половине средней перми) соответствовал субширотной конвергентной (андского типа) континентальной окраине Солонкерского океана: в современной геологической структуре региона он представлен образованиями барабашской свиты Лаоелин-Гродековского террейна и сопредельных территорий Китая. Второй, несколько более древний (первая половина средней перми) вулканический пояс маркировал континентальную окраину север-северо-восточной ориентировки: он представлен линейным поясом ареалов владивостокской свиты. Смешанный (литосферная +подлитосферная мантия) источник базальтоидов при отсутствии типичных «надсубдукционных» вулканитов позволяет предполагать, что эта окраина имела трансформный (калифорнийского типа) характер.

Безусловно, это предположение, сделанное, в первую очередь, на основе геохимических характеристик вулканических пород, носит сугубо предварительный характер и нуждается в подтверждении детальными геологическими исследованиями. Однако оно позволяет непротиворечиво объяснить особенности пермской геологической истории Южного Приморья.

Работа выполнена 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. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

3. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.3. Основные черты тектоники истории развития. Владивосток: ДВО АН СССР. 1980. 60 с.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000, Ханкайская серия, листы L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2006.

РАННЕПЛИОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИНТРУЗИЙ ГРАНИТОИДОВ ЦАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Лебедев В.А.[1], Дудаури О.З.[2], Тогонидзе М.Г.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: leb@igem.ru

[2]A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, Tbilisi, e-mail: odudauri@gmail.com

В статье представлены результаты изотопно-геохронологического и петрологического изучения гранитоидов потенциально рудоносного (Au-As-Sb-Sn-Mo) раннеплиоценового Цанского комплекса, интрузии которых локализованы в центральной части Главного Кавказского хребта.

Как известно, на территории Большого Кавказа и его предгорий, ограничивающих с севера зону конвергенции Евразийской и Аравийской континентальных плит, расположена обширная неовулканическая провинция, где развитие молодого постколлизионного магматизма происходило на протяжении последних 8.5-8 млн. лет вплоть до позднего плейстоцена–голоцена [5 и др.]. Помимо активной вулканической деятельности, которая проявилась извержениями нескольких крупных стратовулканов (Чегем, Эльбрус, Казбек и Кабарджин) и большого количества моногенных аппаратов [3], этот регион примечателен еще и тем, что вследствие интенсивного аплифта в зоне коллизии и одновременно масштабной эрозии рельефа здесь на дневной поверхности вскрыт целый ряд малых интрузивных массивов гранитоидов с возрастом от позднего миоцена до раннего плейстоцена [2, 5 и др.].

Небольшие интрузивные и субвулканические тела плиоценовых гранитоидов Цанского комплекса локализованы в осевой части Большого Кавказа на смежных территориях Грузии (регионы Нижняя Сванетия и Верхняя Рача) и Северной Осетии (рис. 1). Малые штоки и ассоциирующие с ними многочисленные дайки тяготеют к зоне Главного Кавказского разлома (взброса), где к северу от него прорывают палеозойские гранитно-метаморфические образования окраины Скифской плиты, а южнее – юрские осадочные толщи субдукционно-аккреционного комплекса Южного склона Большого Кавказа. К настоящему времени известно два компактных по площади района распространения плиоценовых неоинтрузий Цанского комплекса – Цурунгальский и Каробский, удаленных друг от друга в субширотном направлении на расстояние ~30 км (см. рис. 1). Цурунгальская группа массивов расположена в высокогорной части Нижней Сванетии в истоках правых притоков р. Цхенисцкали – Корулдаши, Усахело, Чорохи и Тотельдаш на южном склоне Главного Кавказского хребта (район горы Цурунгал) [1]. Каробская группа неоинтрузий локализована в Верхней Раче в истоках р. Чашури (бассейн р. Риони) у ледника Киртишо. Здесь на хребте Кароби расположено два субвулканических тела и мощная дайка риодацитов, а также многочисленные субмеридионально ориентированные дайковые тела плагиофировых трахиандезитов [4]. Аналогичные дайки также распространены и на северном склоне Главного Кавказского хребта на территории Северной Осетии (истоки р. Танадон, левый приток р. Урух), всего лишь в нескольких километрах к северу от хребта Кароби (рис. 1).

Результаты проведенных нами изотопно-геохронологических (K-Ar, Rb-Sr) исследований свидетельствуют о том, что магматические породы Цанского комплекса образовались в раннем плиоцене в течение двух дискретных импульсов эндогенной активности – 4.80±0.15 до 4.15±0.10 млн. лет назад. При этом интрузивные тела Цурунгальской группы формировались в течение обоих указанных временных периодов, при гомодромном тренде изменения

состава магматических расплавов в течение времени, а Каробской группы – исключительно на раннем импульсе магматической активности.

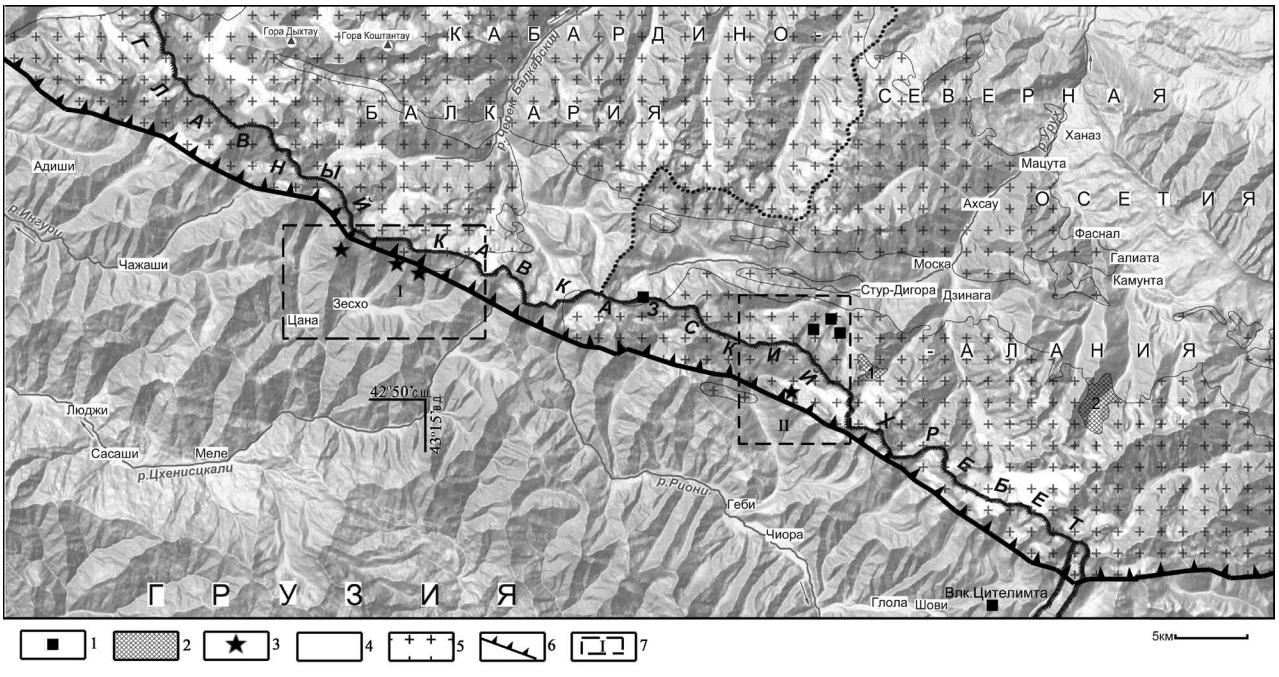


Рис. 1. Орографическая карта центральной части Большого Кавказа. Показаны ареалы развития плиоценового интрузивного магматизма.
1 – плейстоценовые вулканические аппараты, 2 – позднеплиоценовые интрузивные массивы гранитоидов (1 – Бартуидон, 2 – Сонгутидон), 3 – раннеплиоценовые интрузивные массивы, 4 – мезокайнозойский вулканогенно-осадочный чехол, 5 – выходы палеозойского кристаллического фундамента, 6 – Главный Кавказский разлом (взброс), 7 – районы исследований (I – Цурунгальская группа интрузий, II – Каробская группа интрузий).

Петрографические и геохимические, в том числе изотопно-геохимические, данные позволяют говорить о гибридной природе молодых гранитоидных расплавов при различном вкладе мантийного и корового источников вещества на разных фазах эволюции магматических систем Цурунгальской и Каробской групп интрузий. Сделан вывод о том, что материнские магмы, давшие молодые интрузивные образования, скорее всего, образовались в результате смешения глубинных мантийных расплавов с анатектическими выплавками из верхнекорового субстрата эпигерцинской Скифской плиты, сопровождавшегося фракционной кристаллизацией. Наименее проявлено участие сиалического вещества в породах Каробской группы, в то время как для гранитоидов поздних фаз внедрения Цурунгальской группы интрузий оно играло весьма существенную роль в их петрогенезисе. В качестве магмаподводящего канала при внедрении интрузий плиоценовых гранитоидов Цанского комплекса, вероятно, выступала непосредственно тектоническая зона Главного Кавказского взброса, а также оперяющие ее разломы.

С интрузивными и субвулканическими телами Цанского комплекса парагенетически и, возможно, генетически связана комплексная сульфидная минерализация, формирующая промышленные, ранее разрабатывавшиеся месторождения As и Mo, а также многочисленные рудопроявления Sn, Sb и Cu-полиметаллических руд. Крупнейшее из этих объектов, Цанское арсенопиритовое месторождение, в настоящее время рассматривается в качестве перспективного на извлечение золота из арсенопирита (среднее содержание Au в рудах – 2г/т, [6]) как из жил, так и отвалов и хвостов, и на нем в настоящее время проводятся геологоразведочные работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00071а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кикнадзе И.И. Петрология третичных интрузивных пород верховьев р. Цхенисцкали. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 97 с.
2. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582-602.
3. Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т. Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 29-45.
4. Харашвили Г.И. Рудные проявления в верховьях реки Чвешуры // Советская геология. 1940. № 7. С. 113-118.
5. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. K-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69-89.
6. Kekelia S.A., Kekelia M.A., Kuloshvili S.I. et al. Gold deposits and occurrences of the Greater Caucasus, Georgia Republic: their genesis and prospecting criteria // Ore Geol. Rev. 2008. V. 34. P. 369-386.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ФАКТОР МЕТАМОРФИЗМА В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ (НА ПРИМЕРЕ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ)

Лиханов И.И., Зиновьев С.В.

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

Одной из актуальных проблем современной метаморфической геологии остается проблема соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре. Перспективными объектами для решения этих вопросов являются глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Интерес к этим зонам обусловлен как собственно научными (исследование процессов стресс-метаморфизма), так и прикладными (связь с ними широкого спектра полезных ископаемых и очагов землетрясений) аспектами.

В последнее время в литературе активно обсуждается роль тектонического стресса как дополнительного фактора метаморфизма в связи с вопросами генерации сверхдавлений в сдвиговых зонах [1]. Прогресс в этом направлении позволил на основе модельных примеров создать современную теоретическую концепцию тектонического сверхдавления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами. Эти представления были с успехом подтверждены результатами численного моделирования баланса сил в развивающемся сдвиговом нарушении [7,8], показывающие, что тектоническое сверхдавление в породах может быть значительно выше, чем девиаторный стресс, отражающий литостатическую нагрузку. Несмотря на большое внимание к этой проблеме, природные наблюдения этого явления достаточно редки. В настоящем докладе на примере приразломных тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) приведены свидетельства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров метаморфизма.

Объекты исследования расположены в южной и северной части Енисейского кряжа в пределах ПРСЗ. Эта крупная линеаментная структура региона разделяет тектонические блоки региона и является областью их активного взаимодействия [5]. Она представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига. Множественные сдвиги в приразломных полях пластичных деформаций сопровождаются формированием мощных зон бластомилонитов [2]. Пояс приразломных тектонитов образует секущую относительно генераль-

ных структур шовную зону мощностью около 15-20 км между континентальным и вулкано-плутоническим блоками

В пределах южного сегмента ПРСЗ изучены метаморфические породы Ангаро-Канского блока Южно-Енисейского кряжа, расположенные в зоне сочленения канской и енисейской серий, представленные преимущественно *Sil+Grt+Bt+Pl±Opx* гнейсами и кристаллическими сланцами [6]. В северной части ПРСЗ в Заангарье Енисейского кряжа исследованы образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны, различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и неоднородностью их вещественного сложения. Здесь в составе меланжа наиболее распространены реликтовые крутопадающие блоки и пластины метапелитовых гнейсов и сланцев преимущественно *Grt+Bt+Ms+Pl+Qz±Kfs±Chl* состава и будины и линзы апобазитовых гранатовых амфиболитов, сложенные многоминеральной *Grt+Амр+Pl+Ph+Ep+Spn+Rt±Pg±Cb±Chl* ассоциацией.

По микротекстурным и химическим особенностям минералов метабазитов выделяются две стадии развития минеральных ассоциаций. Пиковая ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. В зернах граната и сфена обнаружены реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита и эпидота, что свидетельствует об участии последних в ранней допиковой ассоциации. Оценки *P-T* параметров метаморфизма пород получены на основе реальных составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смешения для разных геотермобарометров, обзор которых приведен в [4].

Видимые различия между *P-T* параметрами формирования тектонитов и исходных пород свидетельствует о тектоническом контроле стресс-метаморфизма (рис. 1).

Пространственная связь и корреляция вариаций *P-T* условий метаморфизма с интенсивностью деформаций пород указывают на неоднородность распределения этих параметров в пределах ПРСЗ. Полихронный динамометаморфизм палеопротерозойских парагнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы неопротерозойских бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом dT/dH <10 °С/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма. Это подтверждается особенности химизма минералов, в которых слабое уменьшение железистости и содержания спессартинового минала в перекристаллизованных гранатах из зон интенсивных деформаций может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания гроссулярового компонента граната с одновременным уменьшением анортитовой составляющей в плагиоклазах определяется значительным ростом давления. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с несколькими пиками динамометаморфизма [6]. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа в тектоническом шве на границе Сибирского кратона с Исаковским островодужным террейном. Протолитом этих пород являлись апобазитовые глаукофановые сланцы, сформированные в результате субдукции океанической коры под активную континентальную окраину. В приразломной зоне они подверглись синэксгумационному дислокационному метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3-5 кбар и температуры на 180-240 °С при несколько более высоком градиенте dT/dH=15-20 °С/км. Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма метапелитов и метабазитов согласуются с термодинамическими расчетами [1,3,6] и результатами численных экспериментов, свидетельствующими о локальном разогреве пород (viscous heating) при вязких деформациях [7] и/или превышении ориентиро-

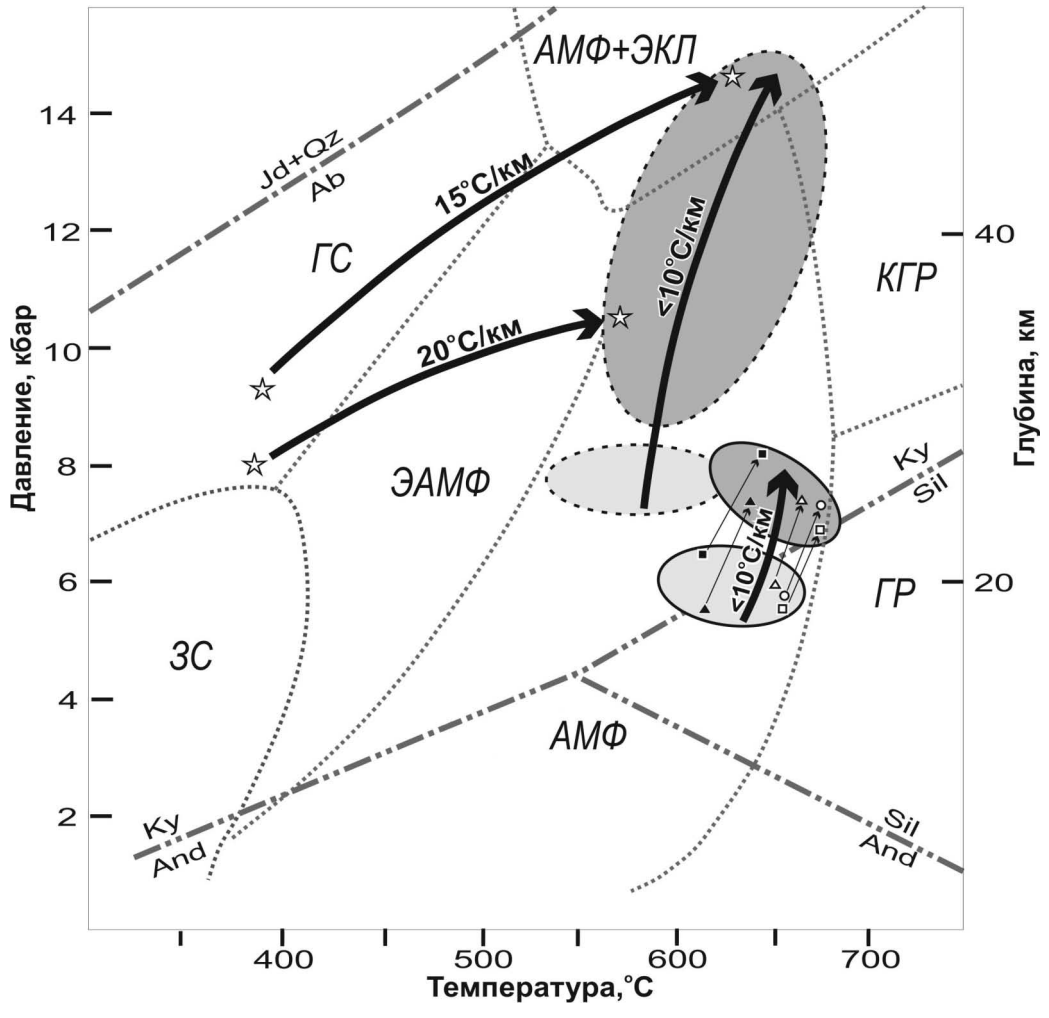


Рис. 1. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРСЗ.

Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов, соответственно. *P-T* поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Обобщенные направления *P-T* трендов эволюции стресс-метаморфизма показаны толстыми стрелками со значениями метаморфического градиента. Тонкими стрелками показаны локальные вариации *P-T* параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока. Серые штрихпунктирные линии – положение моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 и равновесия альбит=жадеит+кварц. Точечные линии – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы, где зеленые сланцы (**ЗС**), голубые сланцы (**ГС**), эпидотовые амфиболиты (**ЭАМФ**), амфиболиты (**АМФ**), гранулиты (**ГР**), кианитовые гранулиты (**КГР**) и эклогиты (**ЭКЛ**).

ванного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [8].

На основании геолого-структурных, минералого-петрологических и геохронологических исследований контрастных по химическому составу тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа представлены доказательства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров регионального метаморфизма и реологию пород. Эти данные подтверждают ведущую роль тектонического стресса как эффективного и весьма существенного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44-68.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3-25.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. P-T-t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685-690.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32-53.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. P-T-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031-1056.
7. Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorphic Geol., 2005. V. 23. P. 75-95.
8. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophysical Res. Letters, 2013. V. 40. P. 1984-1988.

ЭВОЛЮЦИЯ UHT ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА НА РУБЕЖЕ 1.75 МЛРД ЛЕТ: СВЯЗЬ С ПЛЮМОВОЙ ТЕКТОНИКОЙ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Лиханов И.И., Ножкин А.Д.

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

Исследование ультравысокотемпературного (UHT) регионального метаморфизма имеет значение для понимания процессов эволюции нижней коры и корово-мантийного взаимодействия. К этим комплексам относятся породы гранулитовой фации, сформированные в континентальной коре при T = 900-1100 °C и P = 7-13 кбар [7]. Проявления такого типа метаморфизма в региональном масштабе свидетельствуют о наличии в пределах нижней коры аномально разогретых зон, которые обычно не учитываются в современных тектонических и реологических моделях. Известно около 50 UHT комплексов, характеризующихся преимущественно магнезиально-глиноземистым составом протолита. Гораздо реже такие проявления встречаются в породах другого химического состава, что повышает интерес к их исследованию. Доклад посвящен изучению процессов формирования и эволюции UHT метапелитов железисто-глиноземистого состава, впервые обнаруженных в пределах Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа.

Ангаро-Канский блок, расположенный в южной части Енисейского кряжа, относится к структурам раннедокембрийского фундамента Сибирского кратона [2]. В его строении доминируют толщи канского гранулит-гнейсового и енисейского амфиболит-гнейсового метаморфических комплексов [4]. Эти породы характеризуются различным характером складчатости, деформаций и степенью метаморфизма. О проявлении двух этапов тектоно-термальных событий в Ангаро-Канском блоке (~1.9 и 1.75 млрд. лет) свидетельствует пространственно-временная сопряженность процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма [15].

В пределах канского комплекса нами были обнаружены проявления UHT гранулитового метаморфизма метапелитов, сложенных гранат-гиперстен-силлиманит-кордиерит-плагиоклаз-биотит-шпинель-кварц-калишпатовой ассоциацией. По микротекстурным и химическим особенностям минералов парагнейсов выделены три стадии развития минеральных ассоциа-

ций: (М1) – до пиковая проградная, представленная реликтовыми включениями зерен шпинели, плагиоклаза, кордиерита и низкоглиноземистого (3.6-4.4 мас. %) гиперстена в гранате, (820-900 °С/5.7-7.1 кбар); (М2) – кульминационная UHT, фиксирующаяся устойчивостью крупнозернистых зерен граната, кордиерита, силлиманита и высокоглиноземистого (6.3-6.5 мас. %) гиперстена, (920-1000 °С/7-9 кбар); и (М3) – постпиковая регрессивная (770-900 °С/5.6-7.5 кбар). Последний этап (М3) контролируется образованием мелкозернистых, хорошо ориентированных кордиерит-гиперстеновых симплектитов с промежуточным содержанием Al_2O_3 (4.2-4.9 мас. %) в ортопироксене. На заключительной стадии эволюции пород эти микроструктуры частично замещаются поздним биотитом, который тесно ассоциирует с силлиманитом. *P-T* условия формирования метапелитов определялись исходя из составов породообразующих минералов при использовании комплекса согласованных минеральных геотермобарометров и компьютерных программ THERMOCALC и RCLC, обзор которых приведен в [3].

Наблюдаемая общая эволюция *P-T* параметров с движением «против часовой стрелки» при высоком метаморфическом градиенте (*dT/dP* = 100-200 ºС/кбар) (рис.1) свидетельствует о формировании и развитии парагенезисов UHT метаморфизма при начальном существенном прогреве с последующим субизобарическим остыванием до достижения «нормальной» коровой термальной структуры [1,7]. Эти условия могут отвечать тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов по модели Сэндифорда и Пауэлла [8]. Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры не за счет континентальной коллизии, а в результате поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов. Другими словами, магматическая аккреция в основание континентальной коры способствует развитию повышенных геотерм, существенно превышающих значения стационарной геотермы в пределах стабильной коры. Это вызывает термальные аномалии, достаточные для протекания UHT метаморфизма. Дополнительным источником тепла могло служить внедрение высокотемпературных гранитных расплавов Таракского массива и/или частичное плавлении коровых субстратов в условиях низкой активности воды и высоких температур. Причиной изобарического охлаждения могла являться последующая термальная релаксация нарушенных геотерм после прекращения магматической активности, вызывающая понижение и выравнивание температуры вдоль новой равновесной геотермы. Эти особенности подтверждаются тесными пространственными связями метаморфических пород с продуктами анорогенного магматизма и бимодального вулканизма в регионе, а наличие повышенного положительного гравитационного поля над всей структурой Южно-Енисейского кряжа указывает на существование более плотных базитовых масс в нижней части земной коры [5]. В качестве их потенциальных источников могут быть рассмотрены гигантские радиальные дайковые рои с синхронным возрастом ~1750 млн. лет, связанные с Вилюйским мантийным плюмом в составе Транссибирской крупной магматической провинции [6].

Оценки возраста UHT гранулитового метаморфизма получены *in situ* CHIME методом датирования включений монацита и циркона в минералах парагнейсов с высоким содержанием Th (до 35 г/т) и U (до 1.6 г/т). Синхронность возраста UHT метаморфизма (1744± 26 млн. лет; по биминеральной изохроне монацит-циркон) с активизацией других эндогенных событий в регионе, связанных с процессами рифтогенеза, подтверждает имеющиеся представления о двух этапах проявления гранулитового метаморфизма в Ангаро-Канском блоке, связанных с различными тектоническими процессами.

Установленные палеопротерозойские пики высокоградного гранулитового метаморфизма характерны для Алдано-Станового, Анабарского и Байкальского выступов фундамента

Сибирского кратона. Это может свидетельствовать о том, что в это время во внутриплитных условиях имел место подъем мантийного плюма. Растекание его шляпы под подошвой литосферы могло осуществляться на громадных площадях, однако только в наиболее ослабленных зонах с утоненной литосферой – под протерозойскими орогеническими поясами – мог происходить адиабатический апвеллинг плюмовой мантии и её декомпрессионное плавление. В таких зонах, где литосфера находилась в активном (разогретом) состоянии, происходило интенсивное взаимодействие мантийных плюмов с литосферой, что приводило к образованию локальных магматических центров, ответственных, в частности, и за формирование проявлений UHT метаморфизма в составе выступов фундамента Сибирского кратона. Чрезвычайно близкий тип внутриплитного растяжения, разнесенный в пространстве на многие тысячи километров и проявившийся в очень сжатом временном интервале 1.75-1.70 млрд. лет, свидетельствует о том, что этот процесс может быть обусловлен деятельностью короткоживущего мантийного суперплюма [6].

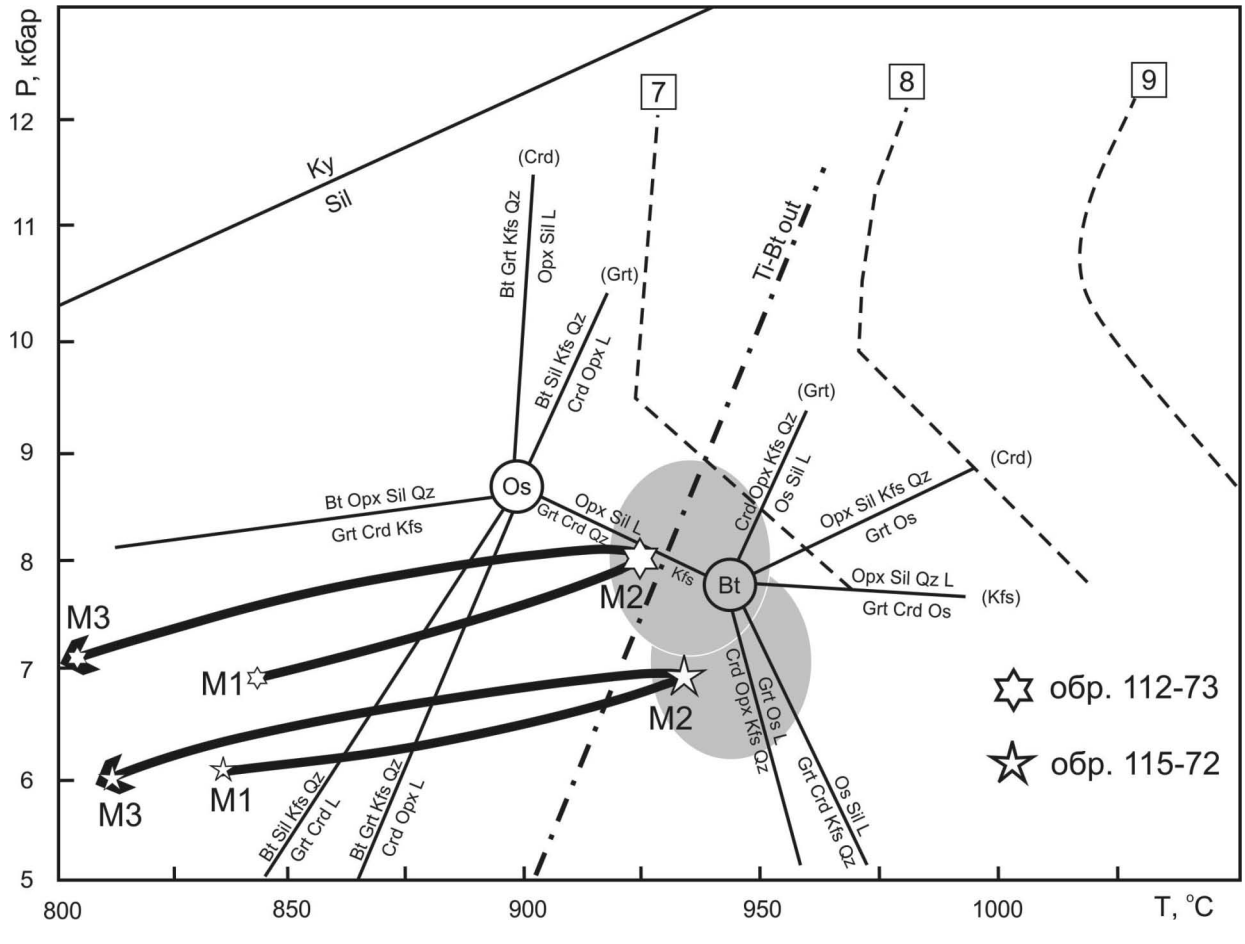


Рис. 1. *P-T* тренды эволюции UHT метапелитовых гранулитов канского комплекса с движением “против часовой стрелки” от M1 к M3 на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3, мас.% в ортопироксене. Затемненные эллипсы – область *P-T* параметров UHT метаморфизма с учетом средних значений температур по разным геотермометрам и погрешностей в определении давлений.

Палеопротерозойская геодинамическая история Енисейского кряжа хорошо коррелирует с последовательностью и схожим стилем синхронных тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики [3]. Это подтверждает палео-

континентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях Сибири и кратонов Северной Атлантики в составе суперконтинента Нуна в позднем палеопротерозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.

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

3. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. *P-T* эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 82-86.

4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 671-675.

5. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312-332.

6. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res., 2010. V. 183. P. 660-668.

7. Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers, 2015. V. 6. P. 311-356.

8. Sandiford M., Powell R. Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens // J. Metamorphic Geol., 1991. V. 9. P. 333-340.

ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ КОРЯКИИ (ИЛЬПИНЕЙСКАЯ СВИТА)

Ноздрачев Е.А, Бадрединов З.Г.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Отложения ильпинейской свиты приурочены к водораздельной части Пенжинского кряжа (Северная Корякия), протягиваясь в северо-восточном направлении более чем на 50 км, от русла реки Таловки до истоков реки Малый Упупкин (Ганычаланский блок), формируя покровную структуру шириной около 10 км, ограниченную с северо-запада и юго-востока нарушениями надвиговой природы, а также слагают небольшой по площади тектонический останец (гора Кедровая), расположенный в 30 км к востоку от основного поля пород ильпинейской свиты в истоках р. Ипекан (левый приток р. Коневаям).

В структурном плане ильпинейская свита является протяженным пластовым телом (ильпинейский покровный комплекс по [4], ильпинейский субтеррейн по [6], обдуцированная офиолитовая пластина по [7], смятым в складки и надвинутым (тектонические перемещения, очевидно, были неоднократные) на разновозрастные отложения коллизионной окраины Азиатского континента.

Строение ильпинейской свиты, ее мощность и уровень метаморфизма меняются в разных участках покровной пластины. Большинство исследователей придерживается схемы стратификации отложений ильпинейской свиты, разработанной Добрецовым Н.Л. и Понамаревой Г.Л. [2]. По материалам этих исследователей ильпинейская свита состоит из трех подсвит, согласно залегающих друг на друге.

Нижняя – представлена метаморфическими сланцами и метавулканитами: туфы, лавы, силы, метапикритов и метапикробазальтов (диопсидовые метапорфириты по [2]) и метатрахибазальтов с прослоями кристаллических известняков и кварцитов. Породы неравномерно

рассланцованы и зонально метаморфизованы, в условиях от актинолит – эпидот – хлоритовой фации зеленосланцевого метаморфизма до лавсонит – глаукофановой фации глаукофансланцевого метаморфизма. Суммарная мощность нижней подсвиты – около 800 м.

Средняя подсвита, характеризуется присутствием значительного объема карбонатных пород, наряду с преобладающими метавулканитами основного состава. Максимальная фиксируемая мощность средней подсвиты – 600 м.

Верхняя подсвита сложена метаморфическими сланцами и массивными метаэффузивами (афировые метабазиты и шаровые металавы по [2]) с горизонтами кварцитов. Уровень метаморфизма подсвиты отвечает лавсонит – глаукофановой фации, отражая рост степени метаморфического изменения пород вверх по разрезу ильпинейской свиты. Наблюдаемая мощность подсвиты около 300 м.

Кровлю ильпинейской свиты слагает зона тектонического меланжа, выше которой располагается покровный комплекс габбро-гипербазитовых пород. В ранних публикациях исследователей Корякского нагорья этот комплекс характеризовался как пластовая интрузия, внедрившаяся в отложения ильпинейской свиты [2]. Позднее, было установлено, тектоническое налегание габбро-гипербазитов на отложения ильпинейской свиты [4].

Общая мощность разреза ильпинейской свиты – 1700 метров.

По данным Добрецова Н.Л. [2] возраст вулканитов ильпинейской свиты – 450 млн. лет, возраст метаморфизма – 320-350 млн. лет (K-Ar метод датирования). Аналогичное время метаморфизма ильпинейской свиты (327±5 млн. лет) определено Rb-Sr методом [1].

Кроме метаморфических пород, в строении ильпинейской свиты принимают участие метавулканиты, подвергшиеся натриевому метасоматозу: глаукофаниты, хлормилонитовые породы и рибекитовые кварциты. Они содержат в своем составе эгирин-жадеитовый пироксен и рибекит, наряду с глаукофаном, хлоритом, альбитом, лавсонитом, мусковитом и кварцем и характеризуются высокими концентрациями натрия и пониженными кальция. Геологическое положение метасоматитов, позволило Добрецову Н.Л. высказать предположение о дометаморфическом проявлении метасоматических процессов в породах ильпинейской свиты, на этапе спилитизации основных вулканитов [2].

Особенностью ильпинейской свиты является участие в ее строении ультраосновных метавулканитов – метапикритов и проявление зонального метаморфизма варьирующего от актинолит – эпидот – хлоритовой фации зеленосланцевого метаморфизма до высокобарической лавсонит-глаукофановой фации глаукофансланцевого метаморфизма, что в свое время остро дискутировалось в геологической литературе [2, 3, 4, 6]. Предельные значения температуры и давления метаморфизма по [2] составляли T = 300-450 ^{o}C и P = 10-11 кбар.

Помимо главного этапа метаморфизма, достигавшего уровня лавсонит-глаукофановой фации, в породах ильпинейской свиты обнаруживаются признаки более поздних низкотемпературных изменений пренит-пумпеллиитовой фации, в виде появления вторичных пумпеллиита, пренита и хлорита. Добрецов Н.Л [2] датирует эти изменения рубежом 230-180 млн. лет (K-Ar метод).

В настоящей работе основное внимание уделено характеристике ультраосновного вулканизма ильпинейской свиты. Авторы исследовали изверженные ультраосновные породы ильпинейской свиты на ранее неизученном участке, расположенном на левобережье р. Коневаям (координаты участка: 165^{o}00' ВД 62^{o}07' СШ). Здесь, на склонах горы Кедровая наблюдается фрагмент ильпинейской свиты, формирующий тектонический останец в поле раннемеловых пород мяликасынской и тылакрыльской свит. В основании разреза ильпинейской свиты располагается тектонический меланж с глыбами базальтов, метапикритов и кремнистых пород. Выше следует толща метапикритов и метапикробазальтов ильпинейской свиты,

переслаивающихся с кремнистыми отложениями. Верх разреза сложен тонкополосчатыми кремнистыми породами. Видимая мощность горизонта пикритов около 100 метров. Общая мощность разреза – 300 м.

U-Pb SHRIMP датированием цирконов, выделенных из туфов пикробазальтов г. Кедровая (геохронологическое исследование цирконов выполнено в Центре аналитических исследований ВСЕГЕИ) получено конкордантное значения возраста ильпинейской свиты – 449 ±22 млн. лет (MSWD = 1,2, вероятность = 0,27), согласующееся с результатами K-Ar определения возраста этой свиты, приведенными в работе Добрецова Н.Л [2] – 450 млн. лет.

Таким образом, исходя из имеющихся геохронологических датировок, верхний возрастной рубеж протолита ильпинейской свиты ограничивается величиной 450 млн. лет.

Ультраосновные эффузивы (пикриты) состоят из тонкозернистой основной массы, сложенной хлоритизированным и серпентинизированным вулканическим стеклом и мелкими кристаллами клинопироксена. Более крупные одиночные кристаллы клинопироксена формируют порфировую структуру пикритов. Клинопироксен не несет следов вторичных изменений, в отличие от основной массы породы. Кроме порфировых выделений клинопироксена в метапикритах присутствуют редкие обособления серпентина, имеющие кристаллографические формы характерные для оливина. Тонкие прожилки выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем и альбитом. В качестве акцессорного минерала присутствует шпинель.

Туфы пикритов имеют пелитовую и псаммитовую размерности и сложены мельчайшими обломками вулканического материала (пепловые частицы) и обломками кристаллов клинопироксена, образующих криптокристаллическую бурую массу, слабо просвечиваемую в проходящем свете. Миндалины и прожилки выполнены карбонатом и эпидотом.

На участке горы Кедровая уровень метаморфизма пикритов не превышал актинолит – эпидот – хлоритовой фации. Местами степень метаморфизма пород снижается до зеленокаменных изменений, без видимой закономерности. По мнению авторов это накладывает ограничение на использование субдукционной модели метаморфизма [4] для объяснения геодинамических условий преобразования метапород ильпинейской свиты. Очевидно, здесь существенное влияние на метаморфизм оказывали процессы надвигообразования, определяя неравномерность метаморфического изменения пород, особенно, их рассланцевание.

Химический состав пикритов отражен в таблице. Он аналогичен составу диопсидовых метапорфиритов ильпинейской свиты, распространенной в осевой части Пенжинского кряжа [2]. Спецификой химического состава пикритов участка г. Кедровая является низкие содержания калия, рубидия и повышенные титана, алюминия, бария и стронция, при отношениях SiO_2/MgO около 2. По этим параметрам описываемые метапикриты занимают промежуточное положение между пикритами офиолитовых комплексов и пикробазальтами внутриплитного геохимического типа. Возможно, наблюдаемая геохимическая специфика пикритов ильпинейской свиты обусловлена частичным перераспределением химических компонентов в процессе метаморфизма, с выносом калия и рубидия. Для более однозначных выводов необходимы дополнительные геохимические исследования пород и минералов, не затронутых метаморфическими изменениями.

В заключение необходимо подчеркнуть, что представленные выше материалы по метапикритам участка г. Кедровая коррелируются с данными по пикритам ильпинейской свиты Ганычаланского блока, опубликованными в работе [5], что указывает на широкое проявление раннепалеозойского ультраосновного вулканизма в описываемом регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-I-2-053).

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов и др. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63-69

2. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Наука. Новосибирск. 1974. 412 стр.

3. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. / М. Наука. 1979. 262 С.

4. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2 . С. 41-63.

5. Силантьев С.А., Соколов С.Д., Полунин Г.В. Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки. (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1984. № 2 . С. 82-90.

6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82-93.

7. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пикульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982. С. 70-106.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНЫХ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Парфенов А.В., Лебедев В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: parfenov@igem.ru

Казбекский неовулканический центр – один из крупнейших ареалов проявления четвертичного магматизма на Большом Кавказе. Он расположен в юго-восточной части одноименной вулканической области в верховьях р. Терек и ее левых притоков (Суатиси, Мнаиси, Чхери, Девдораки) на территории общей площадью около 250 км^2. В тектоническом плане вулканический центр локализован на участке сочленения Центрального и Восточного сегментов мегаантиклинория Большого Кавказа и приурочен к району пересечения Главного Кавказского взброса крупным региональным Казбек-Цхинвальским разломом, являющегося северным звеном Левантийской левосдвиговой зоны [3]. При этом все вулканические аппараты Казбекского центра расположены к югу от зоны Главного Кавказского взброса в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа, сложенной вулканогенно-осадочными толщами субдукционно-аккреционного комплекса ранней-средней юры. В состав вулканического центра входит собственно полигенный стратовулкан Казбек, расположенный в центре кальдеры своего вулкана-предшественника – Палео-Казбека, а так же более 10 разновозрастных вулканов-спутников, окружающих его дугой с южной стороны.

Согласно результатам K-Ar изотопного датирования магматическая активность в пределах Казбекского центра дискретно развивалась на протяжении последних 450-400 тыс. лет. Выделено четыре временных интервала максимального проявления вулканической деятельности (фазы вулканической активности): I – 460-365, II – 300-200, III – 130-90, IV – <50 тыс. лет назад. Вторая и третья фазы соответственно подразделены на более короткие временные отрезки – раннюю и позднюю стадии.

На первой фазе вулканическая активность была сконцентрирована в северной части Казбекского центра. Активность проявлял центральный конус, а также ряд мелких аппаратов в современном Девдоракском ущелье, остатки которых сохранились в виде серии некков и даек. На второй фазе в конце среднего плейстоцена извергались вулканы Палео-Казбек и Бетлеми. В промежутке между второй и третьей фазами произошло проседание конуса Палео-Казбека и образование на его месте кальдеры. Третья фаза ознаменовалась в первую очередь появле-

нием в центре кальдеры современного стратовулкана Казбек. Кроме него в конце третьей фазы активность проявлял ряд малых вулканических аппаратов. На четвертой стадии извергались исключительно вулканы-спутники в юго-восточной части Казбекского центра.

Вулканиты центра представлены базальтовыми (трахи-) андезитами, (трахи-) андезитами и дацитами. Преобладают лавы андезитового и дацитового состава. Вулканиты, как правило, имеют массивную текстуру и порфировую структуру (от 10 до 60% вкрапленников). В подчиненном объеме отмечены афировые разности. Нормативный оливин отсутствует, а количество нормативного кварца варьирует от 5% в основных до 25% в умеренно кислых породах. Сквозными минералами для всех типов лав являются плагиоклаз (28-68% An), ортопироксен (бронзит-гиперстен), амфибол (роговая обманка) и кварц. Спорадически встречается клинопироксен (авгит). В основных породах к этой ассоциации добавляется оливин (хризолит-гиаолосидерит, Fo_{66-84}), а в умеренно кислых – биотит. Основная масса преимущественно состоит из лейст плагиоклаза, рудных минералов и вулканического стекла. Иногда в ее составе отмечаются микролиты клинопироксена, амфибола и биотита. Доминирующая структура основной массы микролитовая, реже встречаются гиалопилитовая, пилотакситовая и интерсертальная.

Необходимо обратить внимание на важные минералогические особенности, присущие фенокристам и микролитам основной массы лав Казбекского центра. Вкрапленники плагиоклаза часто имеют сложную осцилляционную зональность. При этом у них отмечается наличие неоднородных периферийных зон с сетчатым строением, состав которых может заметно выходить за рамки общих ритмов зональности (плагиоклаз № 28-68) кристалла. Такие фенокристы обычно имеют неровные размытые (оплавленные) границы. У некоторых индивидов плагиоклаза обнаружено присутствие ядра, отделенного от периферийной зоны резкой границей. Примечательно, что микролиты плагиоклаза в основной массе лав также часто имеют неоднородный состав (от андезина до лабрадора). Зерна кварца в породах всегда оплавлены и окружены реакционными каймами двух типов. Первая сложена новообразованным вулканическим стеклом, а вторая микролитами авгита. Последние образуют характерные веерообразные агрегаты, направленные в сторону кварца. Описанные минералогические особенности вулканитов являются характерными признаками смешения неравновесных расплавов (гибридизма), при котором уже образованные вкрапленники одного расплава, реагируя со вторым расплавом, частично расплавляются в нем до момента достижения системой полного равновесия. После стабилизации ядро измененного вкрапленника становится центром кристаллизации для равновесного новообразованной гибридной среде минерала. Отсутствие в основных разностях лав нормативного оливина (на фоне присутствия модального) говорит о «нехватке» магния и железа в расплаве на фоне переизбытка кремнезема, что также является дополнительным признаком гибридного происхождения расплавов.

Химический состав вулканитов Казбекского центра варьирует от базальтовых андезитов–трахиандезитов до дацитов (SiO_2 – 55.3-68.0, Na_2O+K_2O – 5.0-7.0, MgO – 1.5-6.0%). Большинство вулканитов относится к известково-щелочной петрохимической серии, а по соотношению K_2O/SiO_2 изученные породы в основном являются умеренно-калиевыми. На различных петрогенетических диаграммах для основных пород, поля составов вулканитов Казбекского центра тяготеют к областям постколлизионных или внутриплитных образований, обычно связанных с активностью различных мантийных резервуаров. Породы Казбекского центра в целом содержат повышенные концентрации Sr (до 1006 ppm), Ba (до 893 ppm) и Zr (до 224 ppm), что также характерно для внутриплитных образований. Петролого-геохимические данные в совокупности свидетельствуют о том, что основную роль в петрогенезисе казбекских лав играли процессы фракционной кристаллизации, при подчиненной роли ассимиляции корового вещества.

Установлено, что состав извергавшихся расплавов закономерно менялся на протяжении каждой фазы вулканической активности. В начале каждой из фаз извергались основные, а к ее завершению – умеренно кислые лавы. На вариационных диаграммах для породообразующих оксидов отчетливо видны тренды снижения содержаний Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, P_2O_5 и MnO, а также некоторого увеличения содержания щелочей и глинозема, на фоне комплементарного роста кремнекислотности расплава. При этом происходило заметное уменьшение концентраций совместимых микроэлементов (Ni, Cr, Co, Sr, V и др.) и накопление несовместимых (Rb, Y и др.). В начале каждой новой фазы состав лав скачкообразно менялся в сторону увеличения их основности, что, вероятнее всего, свидетельствует о поступлении в магматический очаг новой порции глубинной магмы (replenishment). Последняя смешивалась с остаточными дацитовыми расплавами, в результате чего образовывались гибридные андезитовые магмы. Они были перегретыми (свыше 1000˚С) и очень подвижными, что приводило к возобновлению вулканической активности на каждой новой фазе [1].

Диапазон вариаций Sr-Nd изотопного состава в казбекских лавах довольно мал ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.70430-0.70456; $Є_{Nd}$ от +1.62 до +3.28). Их Sr-Nd характеристики близки по своим значениям к таковым в региональном мантийном резервуаре «Caucasus» ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041 \pm 0.0001$, $Є_{Nd} = +4.1 \pm 0.2$) [1, 2], который, вероятно, являлся основным источником вещества магматических расплавов Казбекского неовулканического центра при незначительном вкладе ассимилированной верхнекоровой компоненты (преимущественно в средних-кислых – кислых породах).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. канд.геол.-минералог.наук. М.: ИГЕМ РАН. 2003. 27с.

2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. Т. 48. № 1. С.45-73.

3. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 280 с.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ АНДЕЗИТЫ КАМЧАТКИ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Перепелов А.Б.[1], Щербаков Ю.Д.[1], Чащин А.А.[2], Пузанков М.Ю.[3], Карманов Н.С.[4], Цыпукова С.С.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: alper@igc.irk.ru
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: achashchin@mail.ru
[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: puzankov@kscnet.ru
[4]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: karmanov@igm.nsc.ru

Актуальность исследований Mg# андезитового вулканизма определяется его индикаторным значением в расшифровке истории магматической и геодинамической эволюции островодужных систем и активных континентальных окраин. Этот тип пород известен во многих обстановках зон конвергенции литосферных плит и часто рассматривается в связи с проблемой адакитового магмогенеза, к примеру: Алеутская островная дуга, Филлипины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, Мексика, Эквадор, Панама, Анды, Тибет, Камчатка.

При этом, как показывают данные многочисленных исследований, Mg# андезиты обладают значительными вариациями минерального и вещественного составов, а условия их формирования не всегда соответствуют моделям, разработанным для них в связи с проблемой адакитов. С одной стороны, их происхождение в рамках модели адакитового магмогенеза определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в условиях высоких значений теплового потока и плавления эклогитизированного вещества океанической литосферы, что свидетельствует о возможности их мантийного генезиса. С другой стороны, известны примеры, когда Mg# андезиты зон конвергенции литосферных плит, несмотря на общее петрохимическое соответствие этой разновидности вулканических пород, обладают признаками гибридного происхождения и по индикаторным редкоэлементным признакам отвечают обычному надсубдукционному типу. В островодужной системе Камчатки развитие примитивного Mg# андезитового вулканизма установлено на Корякском перешейке, в Северном сегменте ЦКД в зоне Алеутско-Камчатского сочленения, в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта (рис. 1). Авторами доклада они обнаружены и исследованы на южном фланге Центральной Камчатской депрессии и на Южной Камчатке в строении отдельных построек ареальной зоны Толмачева Дола. Как показали проведенные исследования, Mg# андезиты изученных комплексов пород имеют различное происхождение и принадлежат как адакитовому, так и IAB типу ассоциаций пород, соответственно.

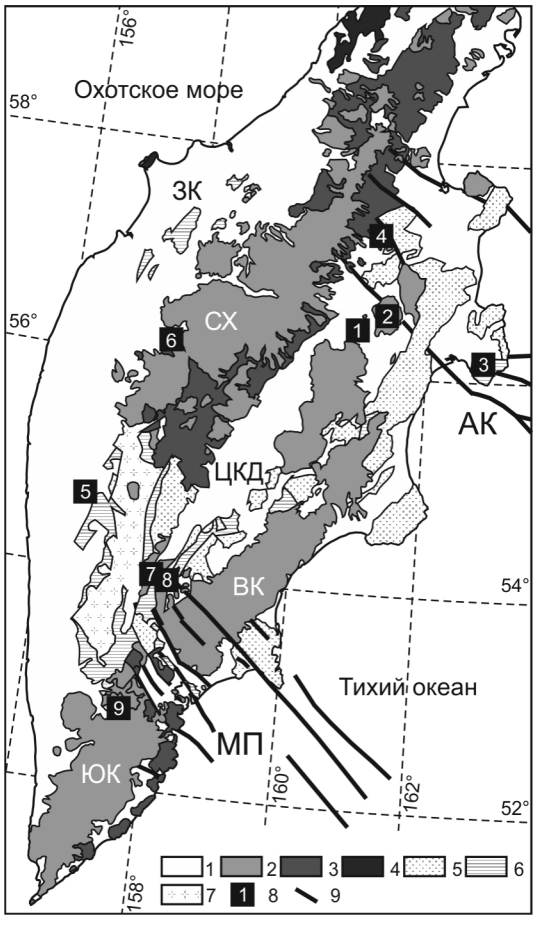


Рис. 1. Районы развития Mg# андезитового магматизма Камчатки на схеме кайнозойских вулканических поясов.

1 – современные и неогеновые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 3 – олигоцен?-миоценовые вулканогенные комплексы; 4 – ранне-среднеэоценовый Западно-Камчатский вулканический пояс (ЗК); 5 – палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и теригенно-осадочные комплексы; 6 – позднемеловые вулканогенные и терригенно-осадочные комплексы; 7 – гранитно-метаморфические палеозой?-мезозойские комплексы; 8 – Районы развития Mg# андезитового вулканизма (1 – вулканы Заречный, Харчинский, 2 – вулкан Шивелуч, 3 – полуостров Камчатский Мыс, 4 – Шишейский комплекс, 5 – юго-западный фланг Срединного хребта, 6 – район г. Тюрпора, Западная Камчатка, 7 – междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка, 8 – г. Оленья, 9 – Толмачев Дол (вулкан г. Мохнатенькая), 9 – разломные дислокации. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия.

Проявления Mg# андезитов в междуречье рек Правая и Озерная Камчатка и в строении вулканического массива г. Оленья на юго-западном фланге ЦКД датированы средним плиоценом и находятся в ассоциации с NEB, NEBA, Mg# андезибазальтами и адакитами низкокремнистого (LSA) и высококремнистого типов (HAS). Они отличаются развитием среди вкрапленников исключительно Opx, которые в ядрах кристаллов имеют бронзитовый состав (En_{87-74}), а в краевых зонах представлены гиперстенами (En_{66-64}). Во вкрапленниках бронзитов обнаружены редкие включения крем-

некислого стекла (SiO_2 73.5-75.2 мас.%) с «трондьемитовым» и калиевым химизмом. Геохимические характеристики Mg# андезитов выражены здесь в высокой магнезиальности пород (Mg# 60-70), умеренном фракционировании REE (La_N/Yb_N = 6.4-7.5), повышенных концентрациях Co (16-32), Ni (57-92), Cr (92-179 ppm) и повышенных величинах Sr/Y отношений (43-50) (рис. 2). В сравнении с ними, NEB, помимо их относительного обогащения HFSE компонентами, характеризуются более высоким уровнем обогащения REE и более значительными концентрациями Co (32-42), Ni (153-173) и Cr (256-319 ppm) при близких значениях La_N/Yb_N отношений (6.3-7.8) (рис. 3А). Высококремнистые адакиты г. Оленья (SiO_2=63-69 мас.%) в сравнении с Mg# андезитами, напротив, обладают значительно более низкими содержаниями REE и слабой степенью их дифференциации (La_N/Yb_N=3.3-6.3) при заметно более высоких величинах Sr/Y отношений (50-92). Предполагается, что Mg# андезиты южного фланга ЦКД являются продуктом взаимодействия высококремнистого расплава, образующегося при плавлении эклогитизированных фрагментов погруженного в мантию вещества океанической литосферы, и надсубдукционной перидотитовой мантии.

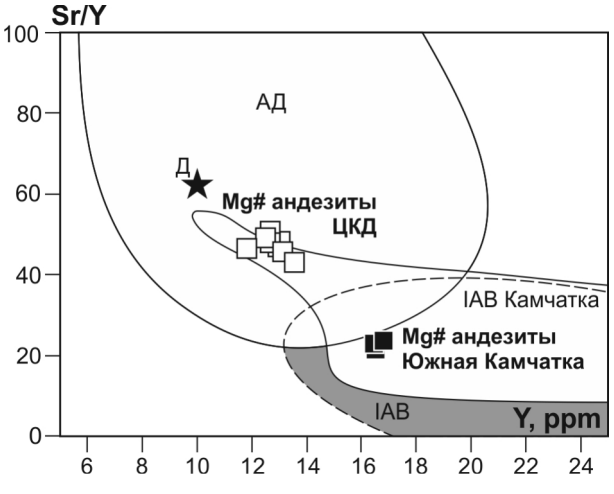


Рис. 2. Два типа Mg# андезитов Центральной и Южной Камчатки на диаграмме Sr/Y-Y.

Поля составов пород: **IAB** – островодужные базальты и андезиты, **АД** – адакиты. Камчатка - поле составов базальтов и андезитов IAB геохимического типа плиоцен-четвертичных вулканических поясов островодужной системы Камчатки (n=1033). **Д** –«примитивный» дацитовый компонент. **ЦКД** – Центральная Камчатская депрессия.

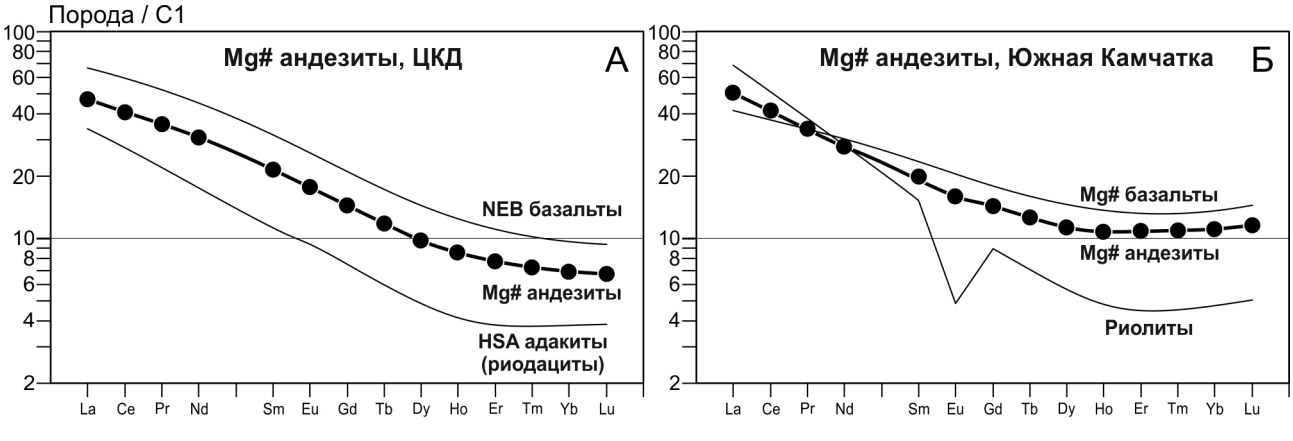


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и ассоциирующих с ними вулканических породах юго-западного фланга Центральной Камчатской депрессии (А) и ареальной зоны Толмачева Дола на Южной Камчатке (Б).

Mg# андезиты Толмачева Дола изучены на примере вулканического верхнеплейстоцен-голоценового (?) конуса горы Мохнатенькая (см. рис. 1). История развития этого вулканического сооружения демонстрирует антидромную направленность в смене составов пород. На начальном этапе его развития проявлены значительные объемы Mg# андезитов, а на заклю-

чительном этапе – магнезиальные базальты. Отмечено присутствие в лавах ксеногенного кислого материала. В качестве редких вкрапленников в Mg# андезитах присутствует оливин Ol и отмечаются дезинтегрированные включения риолитовой пемзы. Помимо пемзы, в лавах андезитов наблюдаются оплавленные и резорбированные ксеногенные кристаллы Pl и Qtz. Лавы базальтов вулкана, напротив, содержат большое количество крупных вкрапленников Ol, а ксеногенный материал (Pl, Qtz, пемза) крайне редок. В андезитах крупные вкрапленники Ol обладают преимущественно форстеритовыми составами (Fo_{86-84}). В центральных зонах вкрапленников Ol содержатся мельчайшие включения шпинелей хромпикотитового состава. Ядра вкрапленников Ol в базальтах (Fo_{86-82}), включения шпинелей в Ol из базальтов близки по составам соответствующим минеральным фазам из андезитов. Основная масса базальтов имеет состав высокоглиноземистых андезибазальтов, тогда как стекло основной массы андезитов по составу риодацитовое и высококалиевое. Ксенокристаллы Pl из андезитов имеют округлые и вытянутые формы с отчетливо выраженными реакционными каймами. Они отвечают по составам андезинам (An_{37-42}). Реакционные каймы ксенокристаллов Pl имеют неоднородный состав с преобладанием мельчайших (5-10 мкм) новообразованных выделений зерен Pl и редких Cpx и Mgt. В интерстициях между зернами Pl в реакционных каймах наблюдаются «капли» стекла. Главными компонентами включений пемзы из Mg# андезитов, помимо новообразованного стекла (до 50%), являются K-Na полевые шпаты (Kfs), кислый Pl, Qtz, и кристаллы полевых шпатов, которые отвечает по составу анортоклазам. Кроме породообразующих компонентов в породе присутствуют редкие акцессорные кристаллы ильменита, циркона, монацита, а также «теневые» кристаллы темноцветных минералов – биотита (Bt ?) и амфибола (Amph ?). Отчетливые признаки плавления и дезинтеграции исходной полнокристаллической породы включения связаны с его ассимиляцией перегретым расплавом. Лавы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола и, в частности вулкана г. Мохнатенькой, принадлежат островодужной умереннокалиевой известково-щелочной серии пород с низкими содержаниями HFSE (Ti, Nb, Ta, Hf). Андезиты имеют высокую магнезиальность (Mg# 62-65), повышенные концентрации Co (21-22), Ni (54-66), Cr (157-175 ppm), низкие величины Sr/Y отношений (22-23) и слабую степень фракционирования REE (La_N/Yb_N=4.8-4.9) (рис. 2, 3Б). Предполагается, что высокомагнезиальный базальтовый расплав на инициальной стадии развития центра внедрялся в область миоцен-плиоценового вулканогенного фундамента Толмачева Дола, в строении которого локализованы субвулканические и интрузивные тела высококалиевых риолитов и гранитов. Высокотемпературный базальтовый расплав, содержащий Ol-Sp минеральный парагенезис раннего этапа кристаллизации, дезинтегрирует, расплавляет и ассимилирует в процессе взаимодействия с породами фундамента кислое кристаллическое вещество. Новообразованный высококремнистый расплав риолитового состава и реститовый кристаллический компонент из дезинтегрированных пород фундамента поступает в базальтовую магму. В результате контаминации и раскисления расплава магмы приобретают андезитовый состав с «базальтовым» парагенезисом минералов-вкрапленников и «андезитовым» парагенезисом микролитов в основной массе риодацитового состава. Процесс формирования андезитов в данном случае был реализован при ассимиляции базальтовым расплавом аномально большого объема (30-35%) кислого риолитового вещества. Контаминирующий компонент определен при этом в составе 70-75% новообразованного кислого силикатного расплава и 23-25% ксеногенного кристаллического вещества (4-5% Qtz и 19-20% Pl). Увеличение вязкости контаминированной магмы послужило причиной формирования мощных и коротких по протяженности лавовых потоков андезитов, содержащих ксеногенный материал, а в завершение развития вулканического центра произошло поступление слабо контаминированных (3-5%) базальтовых расплавов.

Результаты исследований вулканических комплексов Камчатки с проявлениями Mg# андезитов указывают на существование среди них, по крайней мере, двух различных генетических типов. Один из типов Mg# андезитовых магм является результатом мантийного магмогенеза, а другой отражает в своем происхождении возможность протекания процессов взаимодействия основных и кислых вулканических расплавов IAB типа. Полученные минералого-геохимические характеристики Mg# андезитов позволяют различать их принадлежность к тому или иному процессу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00717-а, и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ, грант № НШ-9638.2016.5.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВЫХ ЗОН (ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ШОВ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Петровская Л.С., Петровский М.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, г.. Апатиты, lspetrovskaya@geoksc.apatity.ru

Одной из дискуссионных проблем метаморфической петрологии является проблема пространственно-временного проявления деформационно-вещественных преобразований в земной коре и их генетической взаимосвязи, а также приуроченности наиболее глубоких изменений пород к зонам повышенных деформаций, что находит своё отражение в известной концепции стресс-метаморфизма, показывающей возможное влияние тектонического фактора на термодинамические параметры и кинетику метаморфических реакций.

Предметом настоящих исследований являются различные по своему происхождению и вещественному составу супракрустальные комплексы Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, Кислогубской и Майяврской тектонических пластин и Куркенйокской клиновидной зоны. Эти комплексы пород развиты в пределах Лапландско-Беломорского тектонического шва и представляют собой типичные сложнодислоцированные метаморфические образования, сформированные в процессе нескольких этапов тектонометаморфизма. Сдвиговые деформации, наблюдаемые в пределах этих структур, характеризуются неоднородностью проявления, что находит своё отражение в сложных соотношениях разномасштабных участков с контрастным развитием пластических деформаций [1].

Алгоритм исследований включает в себя: изучение пространственного распределения вариаций структурно-текстурных преобразований метаморфических комплексов, расположенных в зонах пластических сдвиговых деформаций; детальное картирование и опробование участков, сложенных породами однородного литохимического состава, но различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и по гетерогенности вещественного сложения; изучение петрохимического состава пород; отбор каменного материала для изучения минеральных ассоциаций, сформированных в условиях различной интенсивности тектонометаморфических преобразований; заключительный этап характеризовался изучением особенностей минеральных ассоциаций и количественной оценкой термодинамических условий их формирования.

Фрагмент Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса располагается в пределах мощной сдвиговой зоны Главного разлома, маркирующей контакт двух структурно-вещественных комплексов архея: раннеархейского (древнее 2.80 млрд. лет) гранитогнейсового (инфракомплекса) и позднеархейского (моложе 2.76 млрд. лет) зеленокаменного, осадочно-вулканогенного

(супракомплекса). Эндогенная история супракомплекса характеризуется проявлением двух тектонометаморфических циклов, протекавших в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [2]. Все изученные образцы гранат-биотитовых гнейсов, развитые в пределах Воче-Ламбинского геодинамического полигона, по своим петрохимическим характеристикам относятся к одному литогеохимическому типу и реконструируются [3] как высокоглинистые и глинистые метаграувакки. Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $Grt_{81.7-86.1}$+ +$Bt_{49.4-56.0}$+$Pl_{29.5-36.6}$+Qtz слабодеформированных зон оцениваются в T = 500-640 ºC, P = 6.0-7.8 кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия метаморфизма. В зонах проявления интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $Grt_{79.0-87.0}$+ +$Bt_{49.0-55.5}$+$Pl_{29.9.8-39.0}$+Qtz, а термодинамические условия его формирования составляют: T = 550-710 °C, P = 8.0-11.6 кбар.

Кислогубская тектоническая пластина простирается в северо-западном направлении, ограничена разломами и сложена позднеархейскими биотит-амфиболовыми (±гранат) и гранат-двуслюдяными гнейсами с прослоями полосчатых полевошпатовых (±гранат) амфиболитов. Она представляет собой сегмент шовной зоны со степенью преобразования вещества в условиях эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма. Пласты гранатовых двуслюдяных гнейсов смяты в складки, размер которых может достигать сотни метров [2]. Изученные гранат-двуслюдяные и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы по своим петрохимическим характеристикам реконструируются как ортопороды [4], а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам дацитов и риодацитов, и низкощелочных дацитов, соответственно. Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $Grt_{98.5-98.9}$+Bt_{93-97}+$Ms_{86.7-94.0}$+ $Kfs_{92.9-95.9}$+$Pl_{12.3-17.3}$+Qtz слабодеформированных зон оцениваются в T=620-640 °C, P=8.2-10.1 кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных ортогнейсов в пределах участка, в зонах интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $Grt_{89.7-91.7}$+$Bt_{59-72.6}$+$Ms_{59.8-68.2}$+$Kfs_{93.1-95.9}$+$Pl_{27.8-29.3}$+Qtz, а термодинамические условия его формирования составляют: T=610-740 °C, P=11.6-17.1 кбар. Для минеральной ассоциации $Grt_{93.0-96.3}$+$Bt_{92.7-95.6}$+$Amp_{93.0-94.2}$+$Pl_{15.1-15.6}$+Qtz из интенсивно пластически деформированных гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов, получены оценки термодинамических параметров (T=680-770 ºC и P=12.8-14 кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям рассчитанным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных ортогнейсов.

Куркенйокская клиновидная зона расположена в юго-восточной части Лапландско-Беломорского тектонического шва, ограничена разломами и сложена в основном полевошпатроговообманковыми амфиболитами. В амфиболитах наблюдаются в различной степени деформированные пласты метапелитов (мощностью до 200 м) [2]. По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранат-двуслюдяных гнейсов реконструируются как парапороды [4], а на диаграмме FAK [3] их фигуративные точки соответствуют составам граувакковым и субграувакковым песчаникам. Для гранат-двуслюдяных парагнейсов термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $Grt_{85.2-88.6}$+$Bt_{49.2-51.7}$+ $Ms_{44.2-47.6}$±Kfs+$Pl_{18.3-20.5}$+Qtz из слабодеформированных зон оцениваются в T=520-590 °C, P=5.5 до 8.0 кбар, что, вероятно (?), характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных парагнейсов в пределах детального участка. В зонах интенсивного проявления пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $Grt_{85.3-90.7}$+$Bt_{48.0-51.4}$+ $Ms_{44.2-58.5}$±Kfs+$Pl_{18.4-19.6}$+Qtz, а термодинамические условия его формирования составляют: T=490-590 °C, P=7.2-9.2 кбар. По своим петрохимическим характеристикам исследованные образцы, интенсивно деформированных гранатовых амфиболитов, реконструируются как

ортопороды [4], на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, соответствует составам базальтов. Для минеральной ассоциации $Grt_{77.1-78.9}$+$Hbl_{50.1-53.0}$+$Pl_{32.5-38.5}$+Qtz из интенсивно деформированных гранатовых амфиболитов определены термодинамические параметры центральных частей: T=650-670 ºC и P=7.4-7.6 кбар, которые, вероятно, соответствует термодинамическим характеристикам проявления раннего этапа их формирования, краевые его части характеризуются P-T параметрами в T=630-640 ºC, P=8.9-9.4 кбар. Оценки давления краевых частей гранатов (8.9-9.4 кбар) выше таковых в центральных его частях (7.4-7.6 кбар) и являются близкими к оценкам давления, определенным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов (8.0-9.2 кбар) в пределах детального участка.

Майяврская тектоническая пластина представляет собой полосу северо-западного простирания, сложенную позднеархейскими толщами гранатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов с резко подчиненным количеством гранат-биотитовых гнейсов. Породы Вече-Ламбинского зеленокаменного пояса и Майяврской тектонической пластины претерпели близкие структурно-метаморфические преобразования двух этапов метаморфизма в условиях амфиболитой фации [2]. Были изучены, в различной степени пластически деформированные, гранатовые амфиболиты с редкими прослоями слабодеформированных гранат-биотитовых гнейсов. По своим петрохимическим характеристикам гранатовые амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы реконструируются как ортопороды [4], а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам базальтов и риодацитов, соответственно. P-T условия формирования минерального парагенезиса гранатовых амфиболитов из слабодеформированных зон ($Grt_{71.1-75.1}$+$Hbl_{36.6-39.4}$±Bt+$Pl_{27.4-36.9}$+Qtz) оцениваются в T=610-700 ºC, P=6.5-7.4 кбар, а из зон средней ($Grt_{71.7-78.4}$+$Hbl_{37.0-44.4}$±Bt+$Pl_{30.9-37.2}$+Qtz) и интенсивной ($Grt_{80-86.5}$+$Hbl_{46.1-60.1}$±Bt+$Pl_{23.4-47.3}$+Qtz) степени пластических деформаций определены в T=630-670 °C, P=6.2–8.2–8.5 (?) кбар и T=600-670 °C, P=8.2(?)-10.4-11.1 кбар, соответственно. Для минеральной ассоциации ($Grt_{70.3}$+$Bt_{66.6}$+$Pl_{22.8}$+Qtz) из гранат-биотитовых ортогнейсов получены оценки термодинамических параметров (T=600-650 ºC и P=4.0-6.3 кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям, рассчитанным для гранатов из слабодеформированных амфиболитов, а также гранатов из слабодеформированных гнейсов, изученных в пределах Вече-Ламбинского геодинамического полигона.

Таким образом, проведенные геолого-петрологические исследования пород и минеральных парагенезисов, представляющих различные по строению и вещественному составу объекты, показали, что для всех изученных разновидностей пород устанавливаются существенные закономерные различия в составах гранатовых парагенезисов в зависимости от интенсивности деформационно-вещественных преобразований пород. Общей тенденцией является возрастание содержания CaO и, соответственно, доли гроссулярового компонента в гранатах из интенсивно пластически деформированных пород по сравнению со слабодеформированными породами. Кристаллы гранатов, образованные в результате интенсивных тектонометаморфических деформаций, характеризуются достаточно однородным распределением компонентов в центральной и краевой его частях. Гранаты из слабодеформированных зон обладают сложной химической зональностью, которая характеризуется однородным составом в центральной части, снижением содержания Mn, Fe и ростом концентрации Ca и Mg в краевой его части.

Диапазоны давлений, зафиксированные для слабодеформированных участков Вече-Ламбинского геодинамического полигона (6.0-7.5 кбар), Майяврской тектонической пластины (6.5-7.4 кбар) и Куркенйокской клиновидной зоны (5.5-8.0 кбар), являются близкими (при сопоставимых температурных значениях) и, по-видимому, отвечают диапазону фоновых давлений кульминационной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа, проявленного в пределах зоны Лапландско-Беломорского тектониче-

ского шва [2]. Оценки давлений, полученные для разновидностей ортогнейсов Кислогубской тектонической пластины, сформированных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, являются завышенными, что обусловлено спецификой их химизма и возможностями использованных геотермобарометров.

Аномально высокие давления (9.1-11.6 кбар для гнейсов Воче-Ламбинского геодинамического полигона; 10.4-11.1 – гранатовых амфиболитов Майяврской тектонической пластины; 8.0-9.2 кбар – гранат-двуслюдяных парагнейсов Куркенйокской клиновидной зоны) можно рассматривать как сверхдавления, генерируемые при интенсивных пластических деформациях в неоднородной по своим реологическим свойствам среде. Вариации значений давления хорошо коррелируются с интенсивностью проявления пластических сдвиговых деформаций и литолого-геохимической среды их формирования и позволяет оценить так называемую «надбавку» тектонического давления относительно фонового в пределах одного литохимического типа пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровская Л.С., Петров В.П., Петровский М.Н. и др. К проблеме термодинамических режимов метаморфических процессов глубинных сдвиговых зон (на примере Лапландско-Беломорского шва) // Апатиты. Вестник КНЦ РАН. № 4. 2015. С. 17-34.

2. **Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др**. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.

3. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.

4. Werner C.D. Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geophys. 1987. Vol. 96. № 3-4. P. 271-290.

ПОЛИФОРМАЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗОН МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: РОЛЬ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО ДАННЫМ PB, ND, SR, О ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ (НА ПРИМЕРЕ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Полин В.Ф.[1], Дриль С.И.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vfpolin@mail.ru

[2]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: sdril@igc.irk.ru

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП) Алданского щита имеет сложное строение, обусловленное разнородным составом магматизма и присутствием в её основании блоков континентальной коры архейского, палео- и мезопротерозойского возрастов (геолого-структурная схема ККЮМП приведена в [3]). Формирование Провинции, как и других 12 зон мезозойского магматизма Алданского щита, связано с позднеюрско-раннемеловым этапом тектономагматической активизации региона. В это время, в результате закрытия палеозойского Монголо-Охотского океана и коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов [2 и др.], сменившейся в раннем мелу обстановкой скольжения литосферных плит калифорнийского типа, произошло заложение системы грабенов преимущественно субширотного простирания, в пределах которых широко проявился внутриплитный полиформационный магматизм.

При построении геолого-генетических моделей для мезозойского магматизма Алданского щита и связанных с ним месторождений одним из дискуссионных вопросов остается

природа источников вещества позднемезозойских магматитов и сопутствующих им рудных проявлений, который может быть решен только с привлечением изотопных данных. Целью нашего исследования являлось выявление возможных источников магматических расплавов, родоначальных для щелочных и субщелочных пород ККЮМП, на основе новых данных о вариациях изотопного состава свинца, совместно с материалами по геологии, геохронологии, геохимии, изотопии кислорода, стронция и неодима [3-6 и др.].

Изотопные характеристики изучены в представительных разновидностях пород четырех **раннемеловых** комплексов Провинции: субщелочного диоритоидно-гранитоидного **учурского**, монцонит-сиенит-граносиенитового **кеткапского**, фоидо- и щелочносиенитового **дарьинского**, фонотефрит-щелочнотрахитового **бокурского**, а также недавно выделенного [5] **позднемелового** фонолит-тингуаит-нордмаркитового **курунгского**. Для сравнения получены данные по нижнекоровым метаморфическим породам Батомгской гранит-зеленокаменной области (БГЗО) – комплексу основания восточной ветви ККЮМП.

Согласно данным по изотопии кислорода (рис. 1), различия между щелочными и субщелочными образованиями имеют вероятной первопричиной разный состав плавящихся субстратов: предположительно мантийный – для щелочнобазитовых пород, и коровый, метаморфогенный – для субщелочных магматитов. Щелочно-салические образования в своем геохимическом [3] и изотопном [4] составах несут признаки смешения корового и мантийного вещества.

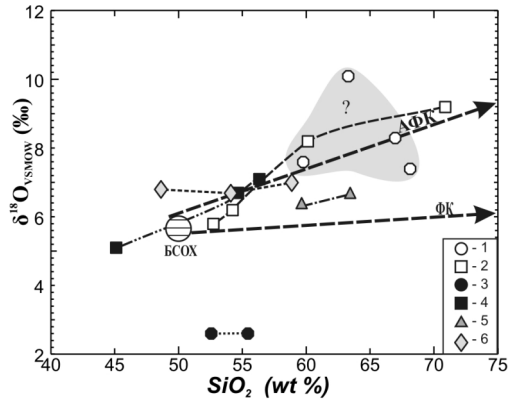


Рис. 1. Корреляционная диаграмма $SiO_2 – \delta^{18}O_{VSMOW}$ для пород ККЮМП.

Здесь и на рис. 2-5 значки фигуративных точек комплексов пород: 1 – учурского, 2 – кеткапского, 3 – бокурского, 4 – дарьинского, 5 – курунгского, 6 – кристаллического основания Алданского щита. **ФК**, **АФК** – тренды фракционной кристаллизации и ассимиляции – фракционной кристаллизации, соответственно. **БСОХ** – поле базальтов срединно-океанических хребтов.

По распределению изотопов неодима и стронция практически все магматические породы отвечают **εNd**-отрицательному типу, с мало различающимся первичным изотопным составом стронция, но варьирующими от близких к **BSE/PUM** до **EM-I** первичными изотопными отношениями неодима (рис. 2, 3), что явно свидетельствует о различиях источников родоначальных расплавов для разных типов пород.

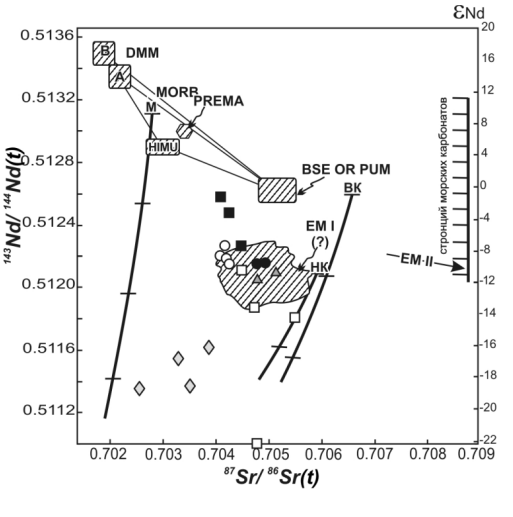


Рис. 2. Инициальные изотопные отношения Nd и Sr в породах ККЮМП и комплекса её основания. Возраст метаморфических пород для расчета инициальных отношений здесь и далее принят равным возрасту магматизма.

М, **ВК**, **НК** – линии эволюции изотопов неодима и стронция в мантии, верхней и нижней коре, соответственно, по [1]. Положение областей мантийных компонент приведены по [7].

Nd-Sr изотопные составы щелочнобазитовых пород дарьинского комплекса близки примитивной мантии (**BSE/PUM**). Тренд, направленный в область составов обогащенной мантии (**EM-I)** образуют щелочно-салические породы этого комплекса и, более молодого, курунгского (рис. 2, 3). Для последних, по

данным геохимии [3], предполагается «мантийно-коровое» происхождение. На этот же тренд, совпадающий с гиперболой смешения производных деплетированной мантии и нижнекоровой компоненты, ложатся составы и всех субщелочных пород ККЮМП [4]. Фигуративные точки метабазитов Батомгской гранит-зеленокаменной области и некоторых монцонитоидов кеткапского комплекса на Nd-Sr изотопной диаграмме обнаруживают еще более обогащенные составы, чем у EM I (см. рис. 2).

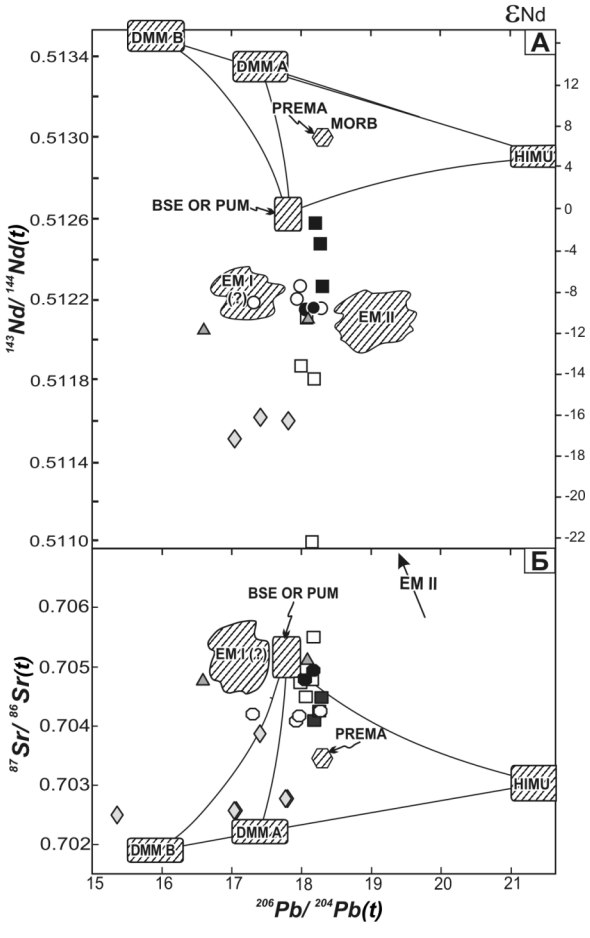


Рис. 3. Диаграммы «$^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{206}Pb/^{204}Pb$» (А) и «$^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}Pb$» (Б) для пород ККЮМП и комплекса её основания. Обозначения – как на рис. 1, 2.

Анализ модельного Sm-Nd возраста источников магм ККЮМП показал [4], что коровая предыстория щелочно-базитовых пород дарьинского комплекса была значительно короче, чем таковая кеткапских монцонитоидов и учурских субщелочных диоритоидов-гранитоидов. Величины модельных возрастов для других пород (в том числе и для источника бокурских щелочных базитов) являются, по-видимому, гибридными от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и неопротерозойского (вендского) мантийного резервуара. С учетом вероятной близости изотопного состава щелочно-базитовых дарьинских плутонитов к составу родоначального мантийного расплава (см. рис. 1-3), логичным является предположение о первично мантийном происхождении их вендского источника.

Недавно проведенное изучение изотопии свинца в мезозойских магматитах ККЮМП и метаморфических породах БГЗО позволило уточнить происхождение родоначальных магм и провести более детальную типизацию их источников.

Мантийный источник вещества (вероятно, промежуточного между **BSE/PUM** и **PREMA** состава) фиксируется по изотопии ураногенных свинцов, кислорода, стронция и неодима в большинстве магматических образований, а в мафических щелочных породах он играет преобладающую роль (см. рис. 3-5). Возникновение родоначальных для щелочных мафитов мантийных выплавок подобного изотопно-геохимического типа могло быть связано с внедрением мантийных диапиров в структурах типа «slab-window» [2 и др.], либо – с воздействием мантийного плюма, согласно моделям разных авторов.

Верхнекоровый источник по свинцовым изотопным характеристикам соответствует источнику типа «**Ороген**», по модели «плюмботектоники», или среднему составу континентальной коры, по модели Стейси – Крамерса. Этот источник доминирует в большинстве салических пород исследованных комплексов (см. рис. 1-5).

Третьим источником вещества является нижняя кора, но тип нижнекорового протолита, вовлекаемого в магматический процесс, остается пока не вполне определенным (см.рис. 2-5), что затрудняет оценку его роли в процессах петрогенезиса. По изотопным характеристикам Nd и Sr он близок к обогащенной мантии первого типа (**EM I**).

Синтез изотопных и геохимических данных позволил детализировать модель петроге-

незиса, согласно которой родоначальные расплавы **субщелочных** пород ККЮМП образовались при плавлении разнородного корового материала под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником и, отчасти, источником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых магм. Исходные расплавы **базитовых щелочных** плутонитов дарьинского и вулканитов бокурского комплексов, близкие по составу к тефриту, судя по ряду признаков [3-6 др.; рис. 1-5], являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение **щелочно-салических** пород дарьинского и курунгского комплексов увязывается с избирательным усвоением корового материала (в промежуточных очагах) высокотемпературными

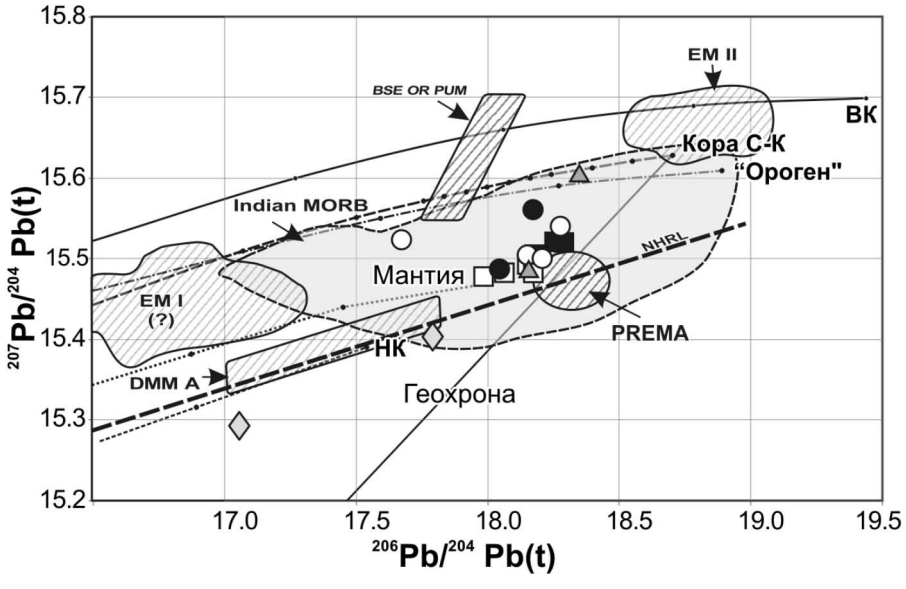


Рис. 4. Диаграмма «^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb» для магматических пород ККЮМП и метаморфических образований Батомгской гранит-зеленокаменной области. Адаптировано по [6, рис. 2].

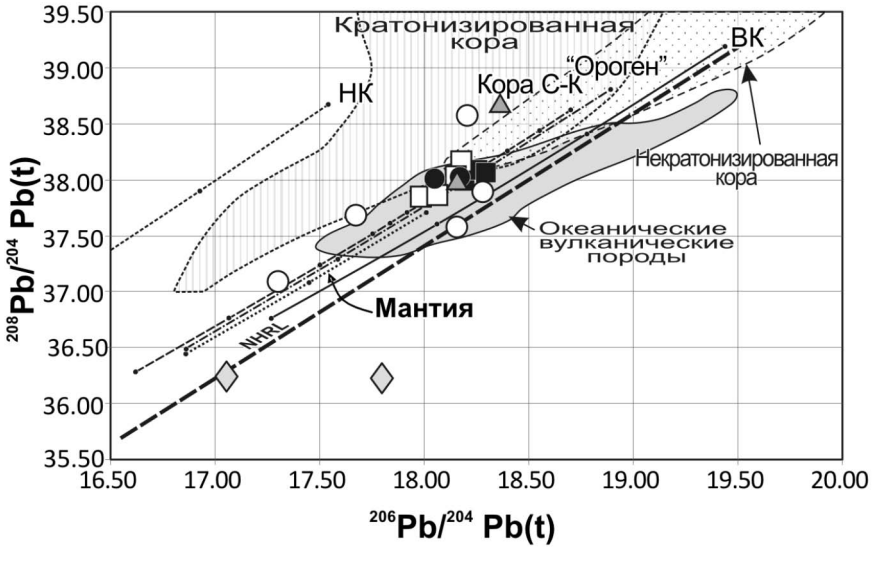


Рис. 5. Диаграмма «^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb» для магматических пород ККЮМП и метаморфических образований Батомгской гранит-зеленокаменной области. Адаптировано по [6, рис. 3].

флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов: ДВО № 15-I-2-002, РФФИ №№

14-15-00887 и 15-05-05079.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зартман Р.Е. Pb-, Sr- и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения // Тр. XXVII МГК. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука. 1984. Т. 12. С. 44-56.

2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

3. Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 364-367.

4. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В. и др. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные // ДАН. 2013. Т. 448. № 2. С. 181-187.

5. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В и др. Двуэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 67-72.

6. Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И. и др. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 566-571.

7. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493-571.

НЕРКАЮСКИЙ ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВЫЙ КОМПЛЕКС ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА:СОСТАВ ПРОТОЛИТОВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ, ВОЗРАСТ

Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: pystin@geo.komisc.ru

Неркаюский метаморфический комплекс выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в 1979 г. и на основании структурных особенностей, метаморфизма пород и соотношений с окружающими толщами отнесен к разрезу нижнего протерозоя [4]. Он слагает одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км при максимальной ширине в 15 км. Комплекс граничит на востоке по Главному Уральскому разлому с габбро и гипербазитами палеозойской офиолитовой ассоциации, а на западе по Эрепшорскому разлому глубокого заложения – со слабометаморфизованными средне-верхнерифейскими вулканогенно-осадочными отложениями.

Комплекс сложен полиметаморфическими образованиями. Породы многократно дислоцированы и преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов представлены линейными складками преимущественно субширотного и северо-западного простирания, которые резко, почти под прямым углом, секутся уральскими структурами, имеющими здесь северо-северо-восточную ориентировку. В разрезе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. Иногда отмечаются прослои кварцитов.

Прямых данных о возрасте пород неркаюского комплекса практически нет. Верхняя возрастная граница высокобарического метаморфизма может быть примерно оценена как 1.6 млрд лет на основании датировки циркона методом термоионной эмиссии свинца [2]. Скорее всего, этот цифра является заниженной, учитывая, что возраст ранних высокобарных проявлений метаморфизма в более детально изученном марункеуском комплексе на Полярном Урале достигает 1.86 млрд лет (циркон, SHRIMP-II;[1]). Возраст белых слюд из эклогитов,

определённый Ar-Ar методом, составляет 351,3±3,6 и 352±3,6 млн. лет [3]. Эти датировки могут указывать на время палеозойского этапа эксгумации эклогитсодержащих толщ.

Петрогеохимические особенности метаморфических пород и возможные геодинамические обстановки их формирования

В последние годы нами получены новые данные по петрохимическому и микроэлементному составу пород, преобладающих в разрезе неркаюского комплекса: эклогитов, апоэклогитовых амфиболитов и гранат-слюдяных кристаллических сланцев. Их анализ позволил уточнить ранее сделанные выводы о составе протолитов метаморфических образований, а также высказать предположение о возможных геодинамических обстановках их формирования.

Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. Судя по геологическим данным, рассматриваемые породы образовались по вулканитам. С целью уточнения генезиса метабазитов было рассмотрено положение фигуративных точек их составов на наиболее часто используемых дискриминантных диаграммах и был подтвержден их первично магматический генезис [5]. Если принять в качестве наиболее обоснованной гипотезу о вулканогенном генезисе протолитов эклогитов и амфиболитов, то результаты химических анализов свидетельствуют, что эти породы образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калиевому ряду.

На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [7] точки составов эклогитов попадают в поле континентальных базальтов, а апоэклогитовых амфиболитов в поле базальтов океанических островов. Учитывая, что эти породы слагают одни и те же тела, формирование их протолитов в различных геодинамических обстановках навряд ли возможно. Некоторые различия в их химизме, скорее всего, связаны с метаморфизмом (диафторезом амфиболитовой фации), что и привело к смещению фигуративных точек составов на диаграмме Дж. Пирса. В связи с тем, что эклогитовый парагенезис является более ранним, именно положение точек составов эклогитов должно точнее отражать геодинамические условия образования пород. Таким образом, петрохимические данные дают основание предполагать, что протолиты исследованных нами метабазитов сформировались в континентальных условиях.

Распределение редкоземельных элементов в метабазитах имеет почти горизонтальную форму со слабо выраженным отрицательным наклоном. От La (в 30-40 раз выше значения по хондриту) линия тренда равномерно снижается до Lu (в 23-28 раз выше хондритового значения). Составы слабо обогащены лёгкими редкими землями относительно тяжёлых, величина отношения La/Yb около 1,9. Сравнение распределения РЗЭ в метабазитах неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного ряда показывает их сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [6].

Метабазиты неркаюского комплекса характеризуются низким содержанием литофильных элементов – K, Rb, Ba. Количество Zr и Hf совпадает, а Ta, Nb и остальных элементов с высокой силой поля незначительно превышает содержание их в базальтах N-COX. Такое распределение элементов свойственно, например, платобазальтам юго-запада Японии, сформировавшимся в обстановке рифтогенеза континентальной окраины.

Гранат-слюдяные кристаллические сланцы. Ранее нами и другими исследователями был установлен первично-осадочный генезис этих пород.

С целью определения седиментационных условий, имевших место при накоплении осадков, был построен мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев и выполнено его сравнение со спектрами распределения элементов в граувакках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Судя по полученным спектрам распределения элементов, можно судить о наибольшей схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк континентальных островных дуг.

Суммируя результаты анализа петрогеохимических данных, можно сделать вывод об образовании протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса в обстановке континентального рифтогенеза и последующего формирования задугового моря.

Таким образом, проведенными исследованиями подтверждены данные о субширотном и северо-западном простирании ранних структур комплекса и подчиняющейся им ориентировке эклогитовых тел. Петрогеохимические данные указывают на то, что протолитами эклогитов были низко-калиевые толеитовые базальты, а формирование субстрата метаморфических пород неркаюского комплекса происходило в обстановке рифтогенеза континентальной окраины и последующего формирования задугового моря.

Приведенные в докладе данные подтверждают высказанное нами ранее представление о неркаюском комплексе как тектонически перемещенном фрагменте нижнедокембрийского платформенного кристаллического основания, вовлеченного в структуру уралид. Из этого следует, что установленные структурно-вещественные особенности пород рассматриваемого комплекса и их высокобарные метаморфические преобразования отражают определенные вехи в раннедокембрийской истории становления приуральской части фундамента Восточно-Европейского кратона.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев В. Л., Родионов Н. В., Ронкин Ю. Л. U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания. Том 4. Апатиты: Кол. НЦ РАН. 2005. С. 17-19.

2. Вализер П. М., Ленных В. И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука. 1988. 203 с.

3. Иванов К. С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.

4. Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 3. С. 346–353.

5. Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 11. 2014. С. 14-19.

6. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ. 1997. 320 с.

7. Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts. // J. Petrol., 1976. V. 17. N 1. P. 15–43.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЦИРКОНОВ КАК КРИТЕРИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, e-mail: yulia_pystina@mail.ru

Нами изучены цирконы из четырех гнейсо-мигматитовых комплексов Урала, принадлежность которых к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса обоснована достаточно надежно [3] в ходе исследований. Это александровский и ильменогорский комплексы на Южном Урале, няртинский комплекс на Приполярном Урале и харбейский комплекс на Полярном Урале. В результате выделено пять морфологических типов этого минерала [2].

Первый морфологический тип составляют аллотигенные цирконы различной окраски: от бесцветной до темно-розовой .Это реликтовые акцессорные минералы исходных терригенных пород. Поверхность зерен равномерно шероховатая, ребра полностью или частично сглажены.

Второй морфологический тип представлен кристаллами цирконов дипирамидально-призматического габитуса, а также округлыми (шаровидными) кристаллами. Иногда это сростки нескольких зерен. Округлость зерен в данном случае, в отличие от вышеописанного, не является следствием механического истирания, а определяется, как это считает А.А. Краснобаев [1], ростом кристаллов в жестких Р-Т условиях, характерных для гранулитовой фации метаморфизма, что позволяет выделить этот тип циркона как гранулитовый. Цирконы этого типа прозрачные, бесцветные, розовые, темно-розовые.

Третий морфологический тип образуют прозрачные бледноокрашенные цирконы неправильной формы без четких кристаллографических граней. Их фациальная принадлежность остается не вполне ясной, но судя по имеющимся возрастным датировкам таких цирконов в харбейском комплексе Полярного Урала (1896 млн. лет) и селянкинской свите ильменогорского комплекса Южного Урала (1818-1827 млн. лет), близким к возрасту раннего этапа метаморфизма амфиболитовой фации (1960-1640 млн. лет), описываемый минерал, скорее всего кристаллизовался в высокотемпературных условиях [3].

Четвертый морфологический тип составляют идиоморфные и субидиоморфные кристаллы цирконов с коэффициентом удлинения – 1,0-5,0. Внутреннее строение кристаллов характеризуется многозональностью. Такой циркон характерен для мигматизированных пород, испытавших метаморфизм амфиболитовой фации. Он выделен А.А. Краснобаевым [1] в мигматитовый тип. В изученных нами комплексах цирконы четвертого морфологического типа мало отличаются друг от друга и везде представлены прозрачными бесцветными или бледноокрашенными разновидностями.

В пятый морфологический тип выделены непрозрачные или полупрозрачные коротко-призматические цирконы, окрашенные в коричневато-бурые тона. Они пространственно связаны с породами, испытавшими диафторез. При увеличении в 100-400 раз на зернах циркона обнаруживается микрорельеф, типичный для метасоматического роста; развиты меандры-выступы, сглаженные ребра, наросты, характерно слоистое строение микроструктур. Из пяти перечисленных выше морфологических типов цирконов два (второй и четвертый) широко представлены во всех изученных метаморфических комплексах, остальные имеют ограниченное распространение и пока установлены не повсеместно. Но, по-видимому, это вопрос времени.

Во всех исследованных комплексах выделенные морфологические типы цирконов анализировались на предмет выявления их микрогеохимического состава и распределения элементов в кристаллах. Изучение микрогеохимического состава цирконов проводилось на энергодисперсионном спектрометре JSM – 6410 фирмы Link с програмным обеспечением ISIS – 300. Ускоряющее напряжение 20 кВ. Сила тока 1 нА. Элементы U, Pb, Th измеряли по аналитическим линиям $M_{a1.}$ При количественном определении элементов проводили сравнение интенсивности линий исследуемых образцов, металлических стандартов: Zr – Zr, Fe – Fe, Hf – Hf, Pb – PbTe, Th – ThO_2, U – U. Учет фона и ошибка определения элементов заложены в программное обеспечение.

Проведенные микрозондовые исследования показали, что все выделенные морфологические типы цирконов в разных гнейсо-мигматитовых комплексах Урала сопоставимы по распределению U, Hf, Th, Pb, Fe, кроме того, для всех типов цирконов во всех исследованных комплексах (за исключением цирконов 4-го типа из пород харбейского и ильменогорского комплексов) установлено увеличение содержания Hf от центра к краю кристаллов. Это важный признак метаморфогенной природы минерала. Установленная, в ходе исследований, гетерогенность в распределении U и Hf в ядерной и краевой частях аутигенного (гранулитового) циркона (2-й тип) подтверждает сделанное выше предположение о том, что ядра не претерпевают полной гомогенизации и сохраняют «память» о предшествующих гранулитовому метамор-

физму процессах. И, наконец, характер распределения ZrO_2 / HfO_2 – отношений от края кристаллов к центру может указывать на кристаллизацию циркона как в прогрессивную стадию метаморфизма, так и в регрессивную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 152 с.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург. 2002. 187 с.
3. Pystin A. & Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // International Geology Review, Vol. 57. Is. 11-12. 2015. P. 1650-1659. *DOI: 10.1080/00206814.2014.991767.*

УНИКАЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СТЁКОЛ В КСЕНОЛИТАХ ИЗ БАЗАЛЬТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Сафронов П.П.[1], Мартынов Ю.А.[1], Рыбин А.В.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, e-mail: psafronov@mail.ru, yurimartynov@mail.ru
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия, e-mail: rybin@imgg.ru

Методом рентгеноспектрального энерго-дисперсионного микроанализа изучен состав стекол в ксенолитах из базальтов о. Чиринкотан Центральной части Курильской островной дуги. Образцы готовились в виде пришлифованных прямоугольных столбиков размером 1.0x1.5x2.0см^3, предварительно вырезанных из ксенолитов. В целом выделяется два генетических типа стекол: I – остаточные, интерстициальные, возникающие при почти полной раскристаллизации расплава (рис. 1 а); II – собственно расплавные включения в минералах, образующиеся в процессе роста последних (рис. 1 б, в). Наиболее показательные составы стекол из ксенолитов представлены в таблице № 1. Составы остаточных стекол характеризуются высоким содержанием кремнезема ~ 91–98 масс.%. (№$_{ан}$ 1-8). В стеклах, относящихся к расплавным включениям (№$_{ан}$ 9-41), содержание SiO_2 изменяется в интервале ~ 62-76 масс.%. Среди них преобладает группа стекол риолитового состава (SiO_2 ~ 69-76%), которая в свою очередь подразделяется на ультракалиевые (K_2O 11-12%), высококалиевые субщелочные (K_2O 6-7%), умеренно щелочные Na-K и реже K-Na специализации с содержаниями Na_2O от 2.8 до 4.7% и K_2O от 3.5 до 5.2 масс.%. Реже встречаются стекла (расплавные включения) с содержанием SiO_2 ~ 67% и аномально высоким для подобной кремнекислотности содержанием Mg и Fe (железо-магнезиальные стёкла), а также стекла андезит-дацитового состава (SiO_2 61-64%).

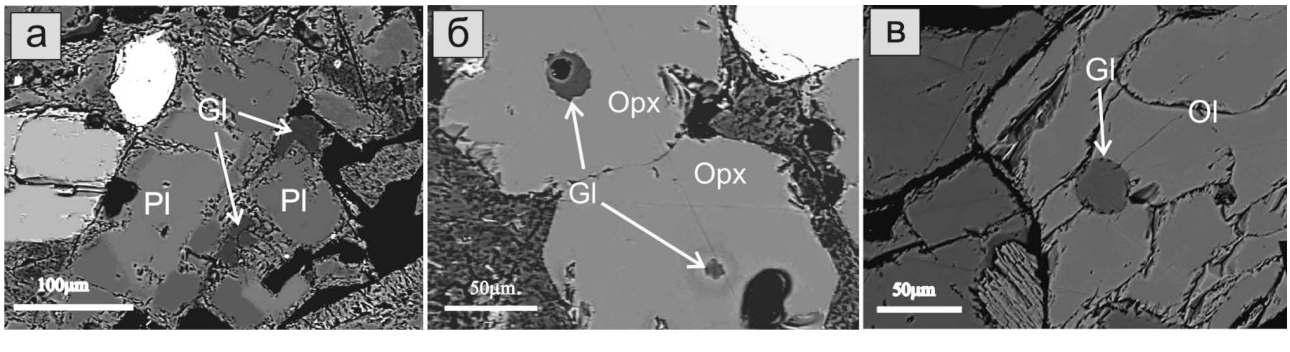


Рис. 1. Включения стекол в ксенолитах из базальтов вулкана Чиринкотан (Курилы).
а – выделения остаточных стекол (~50мкм) между зернами плагиоклаза (обр. Р44-1); **б** – два микровключения стекла в сросшихся кристаллах ортопироксена; вокруг меньшего по размерам включения наблюдается кольцевая зона в виде диффузного гало повышенной магнезиальности (обр. Р44-1); **в** – округлое расплавное включение стекла (~40мкм) в оливине (обр. Р47). Микроснимки сделаны в обратно-рассеянных электронах.

Ультракремнезёмистые стекла остаточной природы (тип I в табл.1) встречаются только в межзерновых пространствах в плагиоклазах. Расплавные включения стекол ультракалиевого риолитового состава (II-1) приурочены к вкрапленникам плагиоклаза, а также обнаружены в ортопироксене. Микровыделения стекол высококалиевого риолитового состава (II-2) установлены, главным образом, в ортопироксенах и клинопироксенах. Включения стекол умеренно щелочного риолитового состава (II-3) обнаружены в клинопироксенах, плагиоклазах и ортопироксенах. Железо-магнезиальные стёкла (II-4) найдены только в ортопироксене, а андезит-дацитового состава (II-5) – в оливине.

Таблица. Химический состав микровыделений стекол в ксенолитах из базальтов о.Чиринкотан Курильской вулканоостровной гряды, в масс. %

Тип стекол	№ обр	№ ан	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	Сумма
I	P44	1	95.98	–	2.91	–	–	1.20	–		–	100.09
		2	96.01	0.44	2.90	–	–	–	0.95	0.36	–	100.65
		3	91.17	0.37	4.76	0.38	–	0.34	1.36	0.90	–	99.28
		4	94.76	–	2.37	–	–	–	0.73	0.23	–	98.09
		5	96.51	–	1.83	–	–	0.52	–	0.24	–	99.09
	P190	6	94.29	0.27	2.48	–	–	–	1.14	0.55	0.14	98.74
		7	98.10	–	1.41	–	–	–	0.66	–	–	100.18
		8	97.73	–	1.67	–	–	–	0.82	–	–	100.21
II-1	P44	9	69.84	–	15.48	–	–	–	1.46	12.75	–	99.53
		10	71.19	–	14.60	0.70	–	–	1.70	11.46	–	99.65
II-2	P44	11	71.66	0.45	14.85	0.85	–	0.30	3.28	7.05	0.20	98.45
		12	72.32	0.51	15.55	0.89	–	0.52	2.71	6.83	0.35	99.33
		13	69.64	0.33	14.76	2.77	1.77	1.64	1.06	6.74	0.35	98.71
		14	76.24	0.59	11.65	0.81	–	0.31	2.14	6.31	–	98.05
	P45	15	73.19	0.39	14.25	0.29	–	0.89	3.13	6.52	0.29	98.67
		16	73.62	0.52	13.57	1.61	–	–	2.63	6.52	0.43	98.46
		17	72.76	0.54	13.14	1.49	–	0.47	2.86	6.46	0.44	97.71
		18	75.36	0.58	12.12	1.41	–	–	2.98	6.41	0.34	98.86
		19	76.72	0.57	12.53	1.75	–	0.39	2.69	6.29	0.37	100.93
		20	75.54	0.54	11.98	1.39	–	–	2.63	6.29	0.39	98.37
		21	75.41	0.40	12.97	1.41	–	0.39	2.79	6.23	0.37	99.60
		22	74.33	0.50	13.75	1.76	–	–	3.29	6.10	0.21	99.73
		23	74.05	0.50	13.40	1.78	–	–	2.93	6.10	–	98.77
		24	73.69	0.52	13.89	1.99	–	0.37	3.44	5.79	–	99.69
II-3	P47	25	70.17	–	18.00	0.42	–	3.21	4.73	5.19	–	101.72
	P190	26	71.55	0.61	14.72	0.81	–	1.31	3.09	4.80	–	96.89
	P44	27	72.32	0.42	14.34	0.94	–	1.05	3.11	4.74	0.56	96.92
		28	72.93	0.36	14.27	0.34	–	0.72	2.82	4.36	0.11	95.81
		29	73.02	0.38	14.93	0.92	–	1.46	3.24	4.10	0.59	98.05
		30	71.24	–	18.49	1.12	–	–	4.72	3.74	0.69	99.31
	P45	31	74.54	0.26	14.53	–	–	1.09	3.19	4.18	0.32	97.79
		32	71.67	–	14.28	0.29	–	2.53	3.41	4.62	0.55	96.80
		33	72.17	0.39	16.81	0.92	–	3.34	3.94	3.66	0.13	101.22
	P49	34	69.53	0.53	17.94	1.35	–	1.81	3.97	3.51	0.50	98.64
	P51	35	71.60	0.33	14.74	1.34	–	1.44	3.63	4.08	0.54	97.15
		36	72.35	0.27	14.92	0.48	–	1.63	4.09	4.00	0.54	97.74
		37	69.84	0.29	14.96	0.95	–	1.25	3.82	4.10	0.56	95.21
II-4	P44	38	67.28	–	11.50	7.89	6.36	1.37	2.22	2.65	0.31	99.78
		39	67.30	0.31	12.07	7.42	5.91	1.35	2.72	2.80	0.34	100.37
II-5	P47	40	63.82	1.07	18.29	4.36	1.42	5.98	0.58	2.64	0.39	98.16
		41	61.49	0.81	19.68	3.33	1.03	7.69	0.55	2.82	0.48	98.67

Для понимания происхождения стекол различного типа и химического состава воспользуемся понятием «кристаллизационного дворика», удачно используемым в современных теоретических разработках по кристаллизационным процессам, лежащим в основе образования горных пород из жидкой магмы [1]. В соответствии с этими представлениями при остывании расплава из центров нуклеации формируются кристаллы соответствующих минералов при постоянной подпитке их компонентами из вмещающего расплава. Вследствие этого в остаточном расплаве у границ растущей фазы происходит накопление некогерентных элементов. Для базитовых расплавов это преимущественно SiO_2, что в итоге обусловливает высококремнезёмистый и даже ультракремнезёмистый состав расплава (стекла).

Таблица. Более разнообразен состав стекол расплавных включений, что обусловливается захватом расплава из зоны отгонки кристаллизационного дворика на стадии роста минерала. Процесс значительно осложняется при пространственной совмещённости и одновременности роста различных минеральных фаз. Происходит интерференция, наложение кристаллизационных двориков, что обусловливает вариабельность составов стекол. Расплавные включения почти всегда имеют малые размеры и четкую границу с матрицей минерала-хозяина и при этом обладают простой формой (округлой, реже угловато-изометричной, еще реже слабо вытянутой). Небольшие размеры и простота форм включений связаны, прежде всего, со стремлением к минимуму поверхностной энергии и, соответственно, самой поверхности зарождающегося включения. С другой стороны, захватывая в какой-то момент порцию расплава, растущий кристалл относительно быстро «схлопывается» (закрывается), не давая образоваться крупному расплавному включению. Поэтому размер включений в основном колеблется в диапазоне 10-40 мкм. По сути, образование в минерале включения можно приближенно считать «одномоментным» по сравнению с длительностью формирования самих минералов.

Что касается размеров выделений остаточных интерстициальных стекол ультракремнеземистого состава, то они значительно больше размеров расплавных включений, и определяются, хотя вероятно и косвенно, размерами «кристаллизационного дворика», в котором растут кристаллы минералов. Величина этих выделений может быть от первых десятков до первых сотен микрон и более. Процесс их образования, в отличие от расплавных включений, такой же длительный, как и самих минералов.

Следует отметить, что в ходе остывания между выделением остаточного расплава и окружающими минералами, а также между расплавным включением и матрицей минерала-хозяина в результате диффузии могли происходить обменные процессы с дополнительным перераспределением элементов. Подтверждения такому явлению есть. В ряде образцов вокруг, например, включения в матрице минерала-хозяина наблюдается диффузное гало, повторяющее контуры самого включения и имеющее несколько иной состав (рис. 1 б).

Весьма интересным оказался тот факт, что в одном образце ксенолита (обр. Р44) обнаружены включения стекол почти всех установленных типов и составов, кроме андезит-дацитовых: стекла остаточной природы ультракремнеземистые; расплавные включения ультракалиевые, высококалиевые и умеренно щелочные риолитового состава, а также магнезиально-железистые. Поскольку ксенолит имеет ограниченный объем, в пределах которого выявлены стекла широкого спектра составов, то это может служить основанием для следующего заклю-

---

Примечание. I – остаточные интерстициальные стёкла ультракремнезёмистого состава. II – расплавные включения стекол в минералах: II-1 – стекла ультракалиевого риолитового состава; II-2 – стёкла высококалиевого риолитового состава; II-3 – стёкла умеренно щелочого риолитового состава Na-K и K-Na специализации; II-4 – стёкла магнезиально-железистые; II-5 – стекла андезит-дацитового состава; в анализах №№ 38 и 39 присутствует MnO (0.51 и 0.49 масс.%); в ан. № 41 – P_2O_5 0.71% и SO_2 – 0.54% (масс.%).

чения. Состав расплава, из которого кристаллизовались вкрапленники основных минералов ксенолита (Pl, Opx, Cpx и Ol), в предкристаллизационный период даже в пределах небольших объемов был гетерогенным. Это согласуется с современными представлениями о природе и характере первоначальных расплавов (магм), которые обусловлены существенной дифференциацией составов последних. С другой стороны, наряду с первоначальной неоднородностью расплава в предкристаллизационный период, этот расплав в ходе кристаллизации минералов-вкрапленников, безусловно, эволюционировал, меняя свой состав и становясь еще более гетерогенным, что и определило разнообразие составов возникших включений.

Обнаруженное явление существенного разнообразия химического состава стекол (расплавных включений и стекол остаточной природы) в ксенолитах из базальтов одного из Курильских вулканов указывает на то, что нужно быть предельно осторожными при интерпретации результатов изучения, в частности, расплавных включений и использовании их для получения информации о составе первичных магм, из которых произошли те или иные породы, в том числе материнская порода ксенолитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. 1990. 182 с.

ПРОЦЕССЫ МИНГЛИНГА, МИКСИНГА И ГИБРИДИЗАЦИИ МАГМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОМБИНИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВОВ: ОЦЕНКА РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ОСНОВЕ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИя

Семенов А.Н.[1], Полянский О.П.[1,2]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск: semenov@itam.nsc.ru*

[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: pol@igm.nsc.ru*

В составе гранитоидных батолитов Центральной Азии известны многочисленные примеры так называемых комбинированных интрузий. Природными примерами таких комплексов являются Бургасский кварц-сиенитовый массив, Западное Забайкалье [1], Тастауский интрузивный комплекс, Восточный Казахстан [2], Эрзинский габбро-монцодиоритовый комплекс, Сангилен [3] и другие. Для этих массивов имеется детальная петрологическая, структурная и геохронологическая информация, однако сложные физико-химические процессы эволюции гибридных магм до сих пор описываются лишь на качественном уровне. Комбинированные интрузии являются следствием взаимодействия мантийной базитовой и нижнекоровой гранитоидной магм.Взаимодействие контрастных по составу и реологическим свойствам расплавов включает в себяконвективное механическое перемешивание (mingling) и/или химическую диффузию/дисперсию (mixing), приводящих к формированию гибридных магм [4]. Для количественных оценок параметров формирования комбинированных интрузий требуется построение согласованных флюидо-термо-конвективных моделей, учитывающих контрастные физико-химические свойства базитовой и кислой фазы. С этой целью нами разработана численная модель конвективного течения многофазной среды, компонентами которой являются салическая, базитовая и гибридная магмы.

Как известно, различаются три основных варианта проявления процессов минглинга: в лавовых потоках, в комбинированных дайках и в магматических камерах [4]. Нами раз-

работаны модели развития минглинга в магматической камере и комбинированной дайке. Модели учитывают температурную и вещественную зависимость реологических параметров магмы и описываетпроцессы перемешивания, расслаивания и гибридизации в магматической камере пригипабиссальных условиях. Параметры модели соответствуют составам и свойствам пород Бургасского кварц-сиенитового массива (Западное Забайкалье). Данные о составах магм и петрологическое обоснование модели основывается на представлениях авторов [1]. Постановка задачи моделирования магматического минглинга/миксинга приведена на рис. 1. Предполагается, что в магматическую камеру размером 100*100 м, заполненную частично-кристаллизованнойсалической магмой, внедряется комбинированный расплав, фракционирующий на базальтовую и гибридную (флюидонасыщенную)фазы. Рассматривались разные объемные соотношения в смеси гибридного и базальтового расплавов (от 30/70 до 70/30%). Значения вязкости и плотности магм рассчитывалось по известным зависимостям с учетом их валового химического состава, температуры, содержания водыв расплаве и степени кристаллизации согласно [4,5]. Предполагалось, что начальная температура кварцсиенитовой магмы 800°С, а базальтовой – 1200 °С. Температура вмещающей породы составляла 500 °С при литостатическом давлении 100 МПа. Задача решалась с использованием программного пакета ANSYS Fluent.

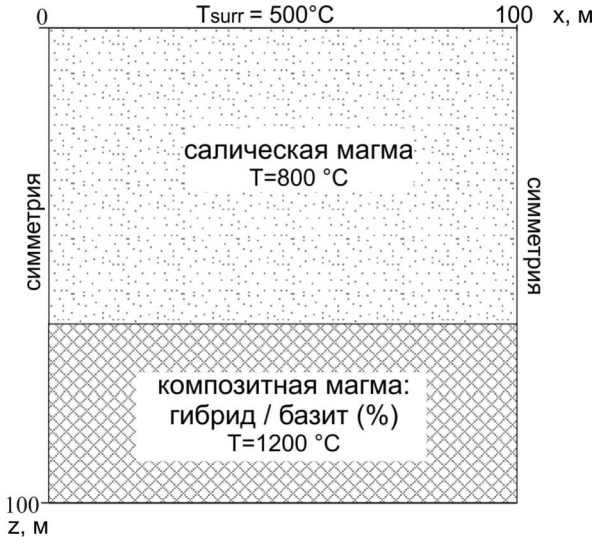


Рис. 1. Постановка задачи моделирования магматического минглинга/миксинга в камере: геометрия, граничные и начальные условия.

На рис. 2а, б в качестве иллюстрации показаны типичные картины смешения магм по механизму миксинга и минглинга, соответственно. В первом варианте модели рассматривалась среда, в которой фазы могут взаимодействовать путем диффузии и механического взаимопроникновения. Результаты моделирования миксинга позволяют выделить три этапа эволюции магматической системы:

1. На первом этапе происходит расслоение композитной магмы путем гравитационной дифференциации: легкая гибридная фаза занимает верхнюю часть объема смеси, более тяжелая, базальтовая концентрируется в придонной части камеры. При этом перемешивания не происходит; граница раздела остается стабильной.

2. На втором этапе формируется субслой гибридной магмы промежуточного (среднего) состава между салической и базальтовой частями камеры. В момент, когда толщина этого субслоя достигает некоторой предельной величины (для заданного фазового состава ~5 м), происходитпрорыв границы раздела, всплывание порций гибридного расплава в виде диапиров и инъекций каплевидной формы (рис. 2а).

3. Третий этап характеризуется перемешиванием фаз в средней части камеры и расслаиванием в прикровельной и придонной области камеры.

Вторая модель предполагает отсутствие диффузиии макроскопического взаимопроникновения контрастных по свойствам расплавов (дисперсная среда). При этом характер конвективного перемешивания магм существенно отличается от предыдущего варианта. В этом случае, формируются вытянутые цепочки или агломераты мафических включений в виде капель (рис. 2б). Базитовый компонент захватывается гибридной фазой и поднимается вплоть до уровней камеры, где температура достаточно высока (вязкость не превышает 10^8

Па с) и магма остается мобильной. Это значение вязкости соответствует реологическому порогу, при превышении которого течение вещества практически прекращается. В области повышенной вязкости, при замедлении скорости всплывания базитовые включения могут отрываться от гибридных агрегатов и погружаться к основанию камеры.

Фазовые соотношения первичных базитовой и салической магмы и их производной,

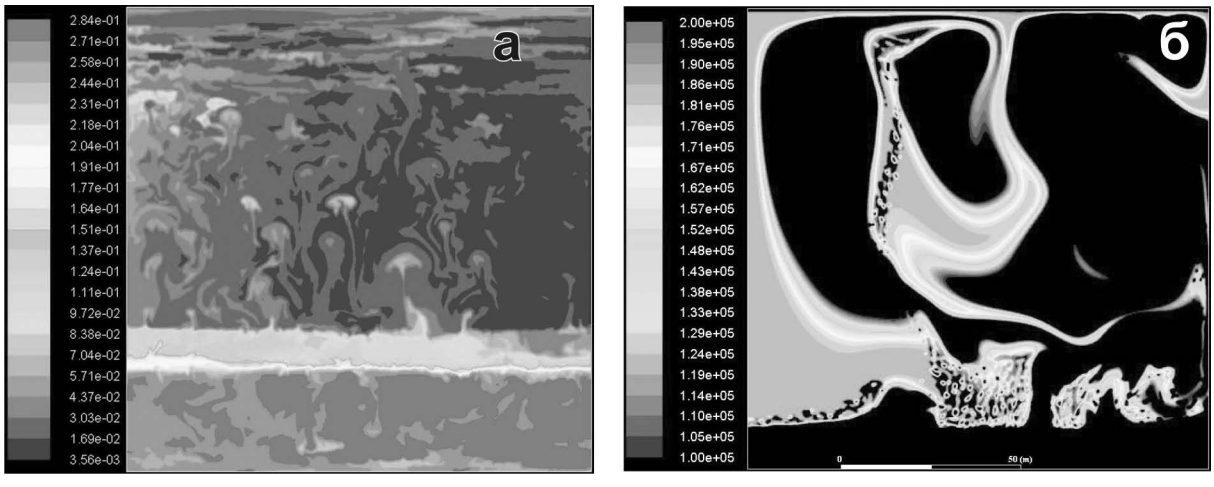


Рис. 2. Различные механизмысмешения и гибридизации базитовой и гранитной магмы в процессе миксинга (а) и минглинга (б) в моделях с дисперсией и без дисперсии:а) конвективное перемешивание и расслоение базитовой, салической и гибридной магм; показано распределение гибридной фазы, интервал фазового состава в смеси 0-30%. б) Магматический минглинг на фоне конвекции магмы с учетом температурной и вещественной зависимости вязкости. Показано распределение вязкости конвектирующих магм в диапазоне (1 - 2)*10^5 Па с; обособленные мелкие черные пятна соответствуют базитовым включениям.

гибридной, полученные в численных экспериментах, сравниваются с масс-балансовыми моделями смешения расплавов на основе содержания основных,РЭ и РЗЭ элементов [1, 7].

Результаты численного моделирования, а также расчет вязкости расплава и эффективной вязкости магмы согласно экспериментальным зависимостям [5] позволяют предсказать реологические параметры магматического минглинга*vs.*миксинга. Показано, что при минглинге контраст вязкости базитовых включений и фельзитовой окружающей магмы оказывается не столь высоким как считалось ранее и оценивается не менее чем 2-кратным.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №15-17-10010.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидахЗападного забайкалья, Бургасскийкварцсиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Том 21. № 3. С. 309-334.

2. Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С.804-826.

3.Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.

4. Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. 47-64.

5. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Структурно-химическая модель прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии в них в широком диапазоне составов и *TP*-параметров земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1393-1408.

6. GhiorsoM.S., SackR.O. ChemicalMass-TransferinMagmaticProcessesIV. ARevisedandInternally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated-Temperatures and Pressures // Contrib. Mineral. andPetrol. 1995.V. 119 (2-3). P. 197-212.

7. Weidendorfer D., MattssonH.B., Ulmer P. Dynamics of Magma Mixing in Partially Crystallized Magma Chambers: Textural and Petrological Constraints from the Basal Complex of the Austurhorn Intrusion (SE Iceland) // J. Petrology, 2014. V. 55. n. 9. P/ 1865-1903.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПЛАВОВ КИСЛОГО СОСТАВА В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Симонов В.А., Котляров А.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru

Процессы формирования вулканогенных магматических комплексов в современных обстановках субдукции активно изучаются в последнее время с помощью расплавных включений в минералах [1, 3, 4, 6; и многие другие]. Данный подход позволяет выяснить физико-химические характеристики расплавов, из которых кристаллизовались породы различного состава и возраста, независимо от последующих вторичных преобразований.

Исследования методами термобарогеохимии условий кристаллизации вулканогенных пород в районах современных субдукционных зон свидетельствуют о присутствии в минералах расплавных включений кислого (более 64 мас.% SiO_2) состава [1, 3, 4, 6; и др.]. Изучение магматических комплексов пород, обладающих тесной связью с формированием колчеданным месторождений в древних обстановках субдукции, также показало наличие в минералах включений кислого состава [2, 5, 7; и др.]. Таким образом, есть возможность на основе исследования расплавных включений в минералах провести сравнение характерных особенностей кислых магматических систем, действовавших в ходе развития древних и современных зон субдукции.

Для сравнительного анализа физико-химических параметров расплавов кислого состава, образовавшихся в древних и современных зонах субдукции, использованы оригинальные данные по расплавным включениям в кварце из вулканогенных пород колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области, а также в минералах из вулканитов Камчатки [1, 5, 7; и др.]. Этот значительный объем данных дополнен информацией по составу включений в кварце месторождений Верхнеуральского рудного района из работы [2]. Среди рассмотренных геологических объектов к наиболее древним (кембрийским) субдукционным структурам принадлежат месторождения Сибири, располагающиеся в Туве (Кызыл-Таштыг) и в Салаирском кряже. Для колчеданных месторождений Урала возраст вмещающих толщ варьирует от силура (месторождение Яман-Касы) до девона (месторождение Вишневское и Верхнеуральский район). Месторождения Рудного Алтая (Юбилейное на юге Западной Сибири и Николаевское в Северо-Восточном Казахстане) формировались в девоне. Современную зону субдукции представляют андезит-дацитовые комплексы Ичинского вулкана (Камчатка).

В ходе высокотемпературных экспериментов полностью гомогенными включения из кварца месторождений Алтае-Саянской области становятся в большинстве случаев около 1055-1180 ºС. Для месторождений Урала определен более широкий диапазон температур гомогенизации (910-1190 ºС) включений в кварце, частично совпадающий с данными по Алтае-Саянской области, а также включающий и более низкие параметры (910-1030 ºС). В случае дацитов Ичинского вулкана (Камчатка) температуры полных гомогенизаций включений в плагиоклазе находятся в интервале около 1110-1155 ºС. Устанавливается прямая корреляция температур и составов включений. В частности, для Уральских объектов наблюдается рост желе-

зистости и падение MgO при снижении температур, что является свидетельством достоверности полученных температурных характеристик.

По химическому составу изученные расплавные включения в кварце из порфиров рассмотренных колчеданных месторождений в подавляющем большинстве случаев соответствуют риодацитам и риолитам нормальной щелочности. Минимальное количество щелочей (начиная с 2 мас. %) характерно для древних (кембрийских) расплавов (месторождения Тувы и Салаира в Сибири), а максимальное (с широким диапазоном суммы щелочей от 2.2 до 8 мас. %) определено для наиболее молодых (девонских) месторождений в Рудном Алтае – Юбилейное в Сибири и Николаевское в Казахстане. Для промежуточных по возрасту (силурийских) месторождений Урала устанавливаются более локальные (3-3.6 мас. %) и фактически тоже промежуточные содержания щелочей. Составы расплавных включений в амфиболе и плагиоклазе из дацитов Ичинского вулкана по количеству SiO_2 также отвечают риодацитам и риолитам, но обладают повышенными значениями щелочей (8-10 мас. %) и приурочены к границе нормальных и щелочных серий.

По соотношению FeO/MgO − SiO_2 подавляющее большинство точек составов расплавных включений в кварце из пород рассмотренных месторождений располагается в поле толеитовых серий. Все данные разбиваются на две группы по значениям FeO/MgO: 5-14 и 15-26. При этом для силурийских расплавов отмечается только повышенная железистость. Включения в минералах из дацитов характеризуются минимальными FeO/MgO (1.8-7.4), располагаясь на границе между толеитовыми и известково-щелочными породами.

Для большинства изученных включений характерны широкие вариации отношения K_2O/Na_2O, в целом соответствующие K-Na сериям. В то же время включения в кварце силурийских месторождений Урала выделяются своими локально низкими (0.27-0.37) значениями K_2O/Na_2O, располагаясь около границы с Na сериями.

Отношения K_2O/TiO_2 наиболее близки к исходным глубинным характеристикам магматических систем, так как в ходе фракционирования расплавов в них одновременно растут содержания обоих компонентов. Это положение подтверждается данными по включениям в кварце из пород силурийских и девонских месторождений Урала, а также по большинству включений из кембрийских месторождений Сибири, для которых значения K_2O/TiO_2, находящиеся в относительно узком (3-15) диапазоне независимо от количества SiO_2, являются минимальными по сравнению с данными по включениям в кварце из девонских (до 55) пород Рудного Алтая, с которыми тесно ассоциируют включения в минералах из дацитов Камчатки. Таким образом, кислые расплавы месторождений Рудного Алтая (также как и магмы Камчатки) были изначально обогащены щелочами (калием) по сравнению с относительно примитивными глубинными магматическими системами в целом более древних структур Урала (силур-девон) и Сибири (кембрий).

На вариационных диаграммах Харкера содержания химических компонентов (TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Cl) падают на фоне роста SiO_2 в изученных включениях в кварце, независимо от возраста и местоположения месторождений. Это хорошо видно на примере алюминия, количество которого отчетливо уменьшается от 17 до 8 мас.% при накоплении SiO_2, что в целом свидетельствует о фракционировании плагиоклазов (с образованием вкрапленников) в ходе дифференциации расплавов. В случае включений в минералах из дацита Камчатки содержания Al_2O_3, CaO и Na_2O также падают, но FeO и K_2O растут при повышении SiO_2.

Сравнивая данные по составу расплавных включений в кварце разновозрастных комплексов, отчетливо видим последовательный рост во времени (кембрий – силур – девон) количества натрия (и суммы щелочей), а также падение содержания хлора в кислых расплавах кол-

чеданных месторождений. В целом, намечается определенная эволюция состава кислых расплавов в зависимости от возраста обстановок их образования (от кембрийских до девонских и современных зон субдукции), выражающаяся в росте содержания суммы щелочей (прежде всего натрия) и падении количества FeO, CaO, Cl.

Максимальные содержания калия и суммы щелочей (близкие к данным по включениям в минералах дацитов Камчатки) характерны для девонских расплавов Рудного Алтая. В общем, необходимо отметить, что месторождения Рудного Алтая формировались при участии кислых магматических систем, наиболее близких по большинству петрохимических компонентов (Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O) к расплавам Ичинского вулкана, появление которого связано с развитием фактически современной субдукционной зоны Камчатки. В то же время кислые магмы Уральских месторождений в целом и кембрийских месторождений Сибири заметно отличаются от расплавов Камчатки. Это обусловлено тем, что магматические системы Рудного Алтая и Камчатки действовали в однотипных островодужных условиях, а формирование других месторождений связано, скорее всего, с развитием задуговых бассейнов.

В целом, на основе, главным образом, оригинальных данных по расплавным включениям в минералах можно сделать следующие основные выводы о физико-химических характеристиках расплавов кислого состава в древних и современных обстановках субдукции:

1. Результаты исследования включений свидетельствуют об имеющихся общих чертах характеристик кислых расплавов для всех рассмотренных объектов независимо от возраста зон субдукции (от кембрийского до современного), с которыми связано их формирование: наличие высокотемпературного (от 1110 до 1155 ºС и до 1180 ºС) интервала кристаллизации, а также падение содержания некоторых основных химических компонентов (суммы щелочей, Al_2O_3, CaO, Na_2O) на фоне роста SiO_2.

2. Анализ включений в кварце показал определенную эволюцию во времени составов кислых расплавов от кембрийских до девонских и современных зон субдукции: растет содержание суммы щелочей (прежде всего натрия) и падают количества FeO, CaO, Cl.

4. Наличие наиболее общих характеристик рассмотренных кислых магматических систем независимо от их возраста обусловлено тем, что все они действовали фактически в однотипной палеогеодинамической обстановке, связанной с развитием субдукционных геодинамических процессов в переходной зоне континент-океан.

5. Установленное сходство по большинству петрохимических компонентов (Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O) кислых расплавов Рудного Алтая и Камчатки связано с тем, что рассмотренные магматические комплексы формировались в однотипных островодужных условиях. Отличия кислых магм других месторождений от расплавов Камчатки, скорее всего, могут быть следствием приуроченности этих объектов к другим структурам сложных по своему строению переходных зон. В частности кембрийские месторождения формировались преимущественно в условиях задуговых бассейнов.

Работа выполнена при поддержке Проекта VIII.66.1.1. и Проекта РФФИ № 16-05-00313.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. Физико-химические параметры расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265-1291.

2. Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н. Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 4. С. 339-351.

3. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Кононкова Н.Н. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головнина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 3-20.

4. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: Издательство «КДУ». 2014. 268 с.
5. Симонов В.А., Ковязин С.В., Тереня Е.О., Масленников В.В., Зайков В.В., Масленникова С.П. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423-438.
6. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Богоявленская Г.Е., Хубуная С.А. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 451-470.
7. Simonov V.A., Gaskov I.V., Kovyazin S.V. Physico-chemical harameters from melt inclusions fot the formation oh the massive sulfide deposits in the Altai–Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences, 2010. V. 57. P. 737-754.

БЕЕРБАХИТЫ – ДИСКРЕДЕТИРОВАННЫЙ ТЕРМИН ИЛИ НЕРЕШЕННАЯ ПРОБЛЕМА? (СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Скляров Е.В.[1,2], Лавренчук В.С.[3], Пушкарев Е.В.[4], Старикова А.Е.[3], Федоровский В.С.[5]

[1] Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: skl@crust.irk.ru
[2] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru
[3] Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: alavr@uiggm.nsc.ru
[4] Институт геологии и минералогии УРО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: alavr@uiggm.nsc.ru
[5] Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: west45@migmail.ru

Термин «беербахит» был впервые применен С. Челиусом (C. Chelius) в конце 19 века для описания даек в габбровом массиве Оденвальд (Odenwalde) в Германии, сложенных тонко-мелкозернистыми породами двупироксен-плагиоклаз-магнетитового (ильменитового) состава с варьирующими количествами высокотемпературного амфибола и характеризующихся сахаровидной, гранулитовой (аплитовой по Заварицкому) структурой. Позднее Г. Клемм (1926) сообщил, что беербахиты, описанные С. Челиусом, не дайки, а метаморфизованные ксенолиты осадочных пород основного состава. Еще позже MacGregor (1931) предположил, что беербахиты являются роговиками по магматическим породам основного состава. Однако, многие исследователи (Т.В. Блоксам [7], А.Г. МакГрегор [8], Е.Р. Филлипс, Ф. Дикси, М.К. Уэлс) описывали беербахиты именно в качестве даек в габбровых масивах. Е.Р. Филлипс [9], обобщая литературные и собственные данные, предложил разделять дайковые и ксенолитовые беербахиты, объяснив необычную структуру дайковых пород их термальной переработкой при внедрении в еще горячие габбровые массивы. Таким образом, беербахиты можно рассматривать в качестве высокотемпературных роговиков по породам основного состава. Позднее беербахиты были описаны в нескольких габбровых массивах мира и как дайки, и как ксенолиты (например, [11]). Кроме габброидных массивов беербахиты были также выявлены в переходной зоне от габбро к комплексу параллельных даек в океанической коре [10]. Но в целом, количество публикаций, даже не с описанием, а просто с упоминанием беербахитов весьма ограничено.

В России термин не получил распространения, как обычно, у нас был подготовлен асимметричный ответ: Н.М. Успенским [6] для описания подобных пород в Кытлымском габбро-ультрабазитовом массиве на Урале был введен термин «кытлымиты», для которых предполагалась метаморфогенно-метасоматическая природа. Кытлымиты присутствуют во многих ультраосновных массивах Урало-Аляскинского типа на Урале [3], поэтому в публикациях уральских геологов им было отведено больше внимания, чем беербахитам. Современные представления о природе и механизмах формирования кытлымитов Е.В. Пушкаревым и И.А. Готтман сведены к двум моделям: 1) роговики и гранулиты – это высокотемпературные экзоконтактовые породы,

образовавшиеся на уровне окончательного становления гипербазит-габбровых тел по вмещающим их вулканогенно-осадочным породам Тагильской троговой зоны [3]; 2) роговики и гранулиты – это динамотермальные метаморфические породы, преимущественно основного состава, «приваренные» к габбро-гипербазитовым телам на нижнекоровом уровне и выведенные вместе с ними на уровень эрозионного среза [1, 2]. На основании существенных различий в оценках давления при образовании вмещающих метаморфических пород рамы (2-3 кбар) и кытлымитов с ассоциирующими роговиками более кислого состава (7-9 кбар) эти исследователи обосновали второй вариант, при котором кытлымиты, «приваренные» к габбро-гипербазитовым телам, были тектонически выведены на более высокий эрозионный срез после образования.

Резюмируя приведенное выше, отметим основные моменты, касающиеся беербахитов (кытлымитов): 1) беербахиты являются высокотемпературными контактово-метаморфическими породами, связанными с габбровыми или ультраосновными массивами; 2) в качестве протолита могут выступать породы рамы базитового состава или дайки в габбро, внедрившиеся сразу после кристаллизации габброидов; 3) по существу, беербахиты можно рассматривать в качестве разновидности роговиков базитового состава, причем весьма высокотемпературных (800-1000 ºС). Последнее послужило причиной того, что в современных геологических словарях термин считается избыточным (например, Геологический словарь, *http://www.georus.ru/dictionary* или Геологическая энциклопедия, *http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_geolog*). На этом можно было бы поставить точку, однако в ряде случаев возникает вопрос об источниках тепла для весьма высокотемпературных преобразований пород, причем в значительных объемах. Так, в нескольких габбро-ультрабазитовых массивов Урала ширина выходов кытлымитов и роговиков сопоставима или даже превышает размеры самих массивов [3]. В других случаях, как в Приольхонье (Западное Прибайкалье), беербахиты характеризуются еще большим разнообразием и явным несоответствием классическим вариантам контактового метаморфизма.

По своему геологическому положению среди пород, соответствующих по своим характеристикам беербахитам, можно выделить три типа: 1) мощное поле базитовых пород в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, рассматриваемых в качестве роговиков; 2) дайки в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки в мраморном меланже [5]. В беербахитах Тажеранского массива присутствуют фрагменты габбро-долеритов, размеры которых варьируют от нескольких метров до нескольких десятков метров [4]. Переход от габбро-долеритов к беербахитам постепенный, причем минералогия у обоих типов пород абсолютно идентичная (Ol+Opx+Cpx+Bt+Pl+Amp+Ilm+Ti-Mag+Spl). В некоторых дайках Бирхинского массива иногда полностью сохраняется отчетливая офитовая структура пород (плагиоклазовый каркас), однако выделения пироксенов также характеризуются идиоморфизмом в отличие от «нормальных» долеритов, свидетельствуя о высокотемпературной перекристаллизации темноцветных минералов либо о необычном типе кристаллизации магмы. Для даек (до 30-40 м прослеженной протяженности при мощности 1-2 м) в мраморном меланже только изредка отмечены реликты офитовой структуры, а наряду с двумя пироксенами присутствуют шпинель. Для первых двух типов беербахитов хотя бы теоретически можно предполагать внешний источник тепла (сиениты в Тажеранском массиве и вмещающие габбро Бирхинского массива). Дайки же в мраморном меланже присутствуют в карбонатно-силикатных породах, минеральные ассоциации которых (тальк, тремолит, кварц, цоизит) отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (как и в других силикатных породах зоны), и расположены они на значительном расстоянии от возможного источника прогрева [5]. В качестве возможных объяснений этого феномена можно предполагать автометаморфизм внедряющихся порций перегретых базитовых расплавов или необычный тип кристаллизации в условиях присутствия водно-углекислого флюида.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-00202.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука. 1984. 232 с.
2. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39
3. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург, Изд-во Уральского университета. 1997. 487 с.
4. Скляров 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.
5. Скляров Е.В., Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский − Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний A1 TIS
6. Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1932
7. Bloxam, T. W. (1955) The origin of the Girvan–Ballantrae beerbachites. Geological Magazine, 1955, 92, 329–37.
8. MacGregor A.G. Scottish pyroxene-granulite hornfels and Odenwalde beerbachite // Geological Magazine. 1931, 98. P. 506-521.
9. Phillips E.R. On the rock name beerbachite // Geological Magazine, 1969. V. 106, no. 3. P. 281-283.
10. Python M., Abily B., France L. Magmatism and metamorphism at the sheeted dyke-gabbro transition zone: new insight from beerbachite from ODP/IODP Hole 1256D and Oman ophiolite // Geophysical Research Abstracts, 2014. V. 16. EGU2014-14291
11. Umeji A.C. On the beerbachites from Freetown, Sierra Leone // Geological Magazine, 1985. V. 122, no 5. P. 663-667.

ГЕНЕЗИС ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МУЙСКОГО БЛОКА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

Скузоватов С.Ю.[1], Шацкий В.С.[1-3], Дриль С.И.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skuzovatov@igc.irk.ru
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[3]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

В восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса (БМП) выделяется Муйский метаморфический блок, в пределах которого Северо-Муйский эклогит-гнейсовый комплекс маркирует позднебайкальскую палеосубдукционную зону [1-2]. В пределах южного сегмента Муйской глыбы присутствуют высокобарические метабазиты, которые упоминаются лишь в единичных работах, а изотопно-геохимические данные отсутствуют. Ранее в пределах Южно-Муйской глыбы было описано несколько типов метабазитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма (гранатовые гранулиты, гранатовые пироксениты, эклогитоподобные породы и эклогиты) [3-4]. В данной работе в пределах западной части киндиканского блока (ручей Длинный, район п. Иракинда, N55°55’10”, E115°16’20”) изучены два контрастных по облику и степени ретроградного изменения типа мафических гранулитов. Породы I типа наблюдаются в виде крупных вытянутых тел протяженностью до нескольких десятков метров среди гранат-клинопироксеновых гранулитов II типа и коллювиальных отложений.

Породы I типа в значительной степени подвергнуты ретроградному метаморфизму, агрегатом антигорита с многочисленными прожилками, содержащими хлорит, амфиболом тремолит-актинолитового состава, иддингситом (всего в сумме от 60 до 90% объема породы). К первичному парагенезису относятся гранат (до 10%), присутствующий в виде ксенобластов

(до 1 мм) и кайм между участками развития иддингсита и бурым агрегатом неопределенного состава (рис. 1а), порфиробластовый клинопироксен размером до 5 мм (10-30%). Гранат содержит ксеноморфные включения клинопироксена и игольчатые включения корунда до 10 мкм. По гранату развивается агрегат хлорита и богатого Mn (до 4.2 вес. % MnO) эпидота с микронными выделениями герцинита. Клинопироксен замещается бурым эденит-паргаситовым амфиболом, в некоторых образцах окружен короной из агрегата субизометричных зерен амфибола аналогичного состава. Метабазиты II типа представлены преимущественно массивными Grt-Cpx породами, в различной степени ретроградно измененными (рис. 1б). Породы характеризуются гранонематобластовой структурой, с крупными субидиоморфными зернами граната от 600 до 300 мкм и ксеноморфными зернами клинопироксена (100-300 мкм). Некоторые из образцов содержат сегрегации зерен плагиоклаза, в пределах которых развиваются мелкие зерна граната. Ядра клинопироксена имеют пойкилитовую структуру, с многочисленными врастками среднего плагиоклаза (An_{37-49}). Пироксен в различной степени замещен эденит-паргаситовым амфиболом. Характерным является замещение плагиоклаза агрегатом цоизита и альбита, граната – хлоритом. Наиболее сильно амфиболизированные породы II типа имеют полосчатую текстуру.

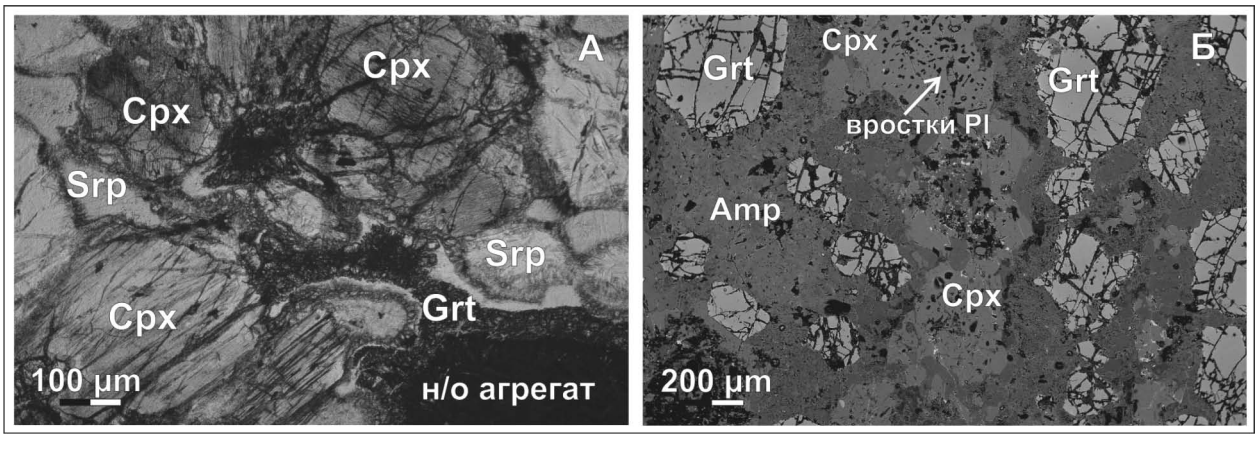


Рис. 1. Минералого-петрографические особенности мафических гранулитов I (а) и II (б) типа: а) кайма граната между клинопироксеном и агрегатом неопределенного состава (фото в проходящем свете), б) характерная структура гранат-пироксеновых пород и врастки плагиоклаза в клинопироксене (SEM-изображение).

Состав граната близок в породах двух типов ($Prp_{32-42}Grs_{16-31}Alm+Sps_{31-37}$, ***f*** = 44-51% для I типа; $Prp_{38-51}Grs_{17-24}Alm+Sps_{27-41}$ и ***f*** = 34-50% – для II). В породах I типа гранат заметно варьирует по составу. Ксенобласты граната почти однородны по железистости, но демонстрируют уменьшение содержания CaO к периферии при росте содержания FeO и MgO. Крупные зерна граната в породах II типа практически однородны; только в краевых частях наблюдается регрессивная зональность. Состав мелких зерен граната соответствует краевым частям крупных зерен. Клинопироксен в породах I типа (***f*** = 3-15%) практически однороден и содержит до 12 мол. % жадеитового минала. Клинопироксен, наблюдаемый в виде включений в гранате, вариативен по составу, содержит от 5 до 30 мол. % жадеитового и 10-16 мол. % чермакитового миналов. Клинопироксен в породах II типа (***f*** = 8-14%) обнаруживает слабую зональность, выраженную в вариации содержания чермакитового минала (11.0-13.8 мол. % в центральной части, 7-11% – на периферии) при однородном распределении жадеитового (не более 5 мол. %) минала. В клинопироксенах обоих типов пород наблюдаются ламели ортопироксена ($En_{67-78}Fs_{21-26}$) размером до первых микрон. В клинопироксене пород I типа кроме ламелей ортопироксена присутствуют также ламели титаномагнетита.

Температуры равновесия, рассчитанные для граната и включений омфацита в породах I типа, составляют 800-850 °С. Близкое значение (790 °С) получено по клинопироксен-ортопироксеновому геотермометру. Состав омфацита с максимальным содержанием жадеита из включения в гранате пород I типа соответствует минимальному значению давления в 16 кбар при 800 °С. Температуры равновесия для внешних зон граната и клинопироксена в породах II типа составляют 770-810 °С при существенном разбросе и более высоких значениях для центральных частей тех же зерен (870-950 °С).

Данные геотермобарометрии пород двух типов указывают на последнее равновесие гранат-пироксенового парагенезиса в гранулитовой фации при ~800 °С. В тоже время, согласно экспериментальным данным, парагенезис гранат+клинопироксен+корунд в породах I типа при Ca/(Ca+Mg) равном 0.1-0.3 устойчив при Т выше 900 °С [5], что согласуется с оценками температур по центрам гранатов и клинопироксенов в породах II типа (до 950 °С). Соответственно, давление, рассчитанное по составу омфацита в гранате, может быть недооценено и фактически достигать 18 кбар. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в породообразующих пироксенах обоих типов пород типично для пироксенов гранулитов; только омфацит включений в реакционных каймах граната демонстрирует высокое содержание жадеитового компонента. Реконструкция состава центральных зон клинопироксена в породах II типа, содержащего вростки плагиоклаза, которые интерпретируются как продукт распада омфацита, также свидетельствует о содержании до 30 мол. % жадеитового и 14 мол. % чермакитового миналов (соответствует давлению выше 15 кбар), что указывает на сходство максимальных PT-параметров метаморфизма двух типов пород на HP-HT стадии.

Изученные породы обоих типов демонстрируют пологие спектры распределения РЗЭ со слабым отрицательным наклоном и схожим содержанием ΣРЗЭ (9-24 г/т – для пород I типа, 13-37 г/т – II типа) и отношения La/Yb_N (1.7-3.1 и 1.7-5.2, соответственно). Гранулиты первого типа в большинстве случаев характеризуются положительной европиевой аномалией (Eu* 1.2-1.4), в редких случаях – отрицательной (0.5-0.8). Спектры всех пород второго типа характеризуются Eu-максимумом (Eu* 1.3-4.9). Мультиэлементные спектры демонстрируют фракционированный характер и имеют минимумы по Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и P, а также положительные аномалии по Pb и Sr (рис. 2). На Sm-Nd-изохронной диаграмме точки составов гранулитов ложатся вблизи эрохроны с возрастом 815 млн. лет. Рассчитанные на данный возраст величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ имеют слабо отрицательные значения (-1.9÷-3.2).

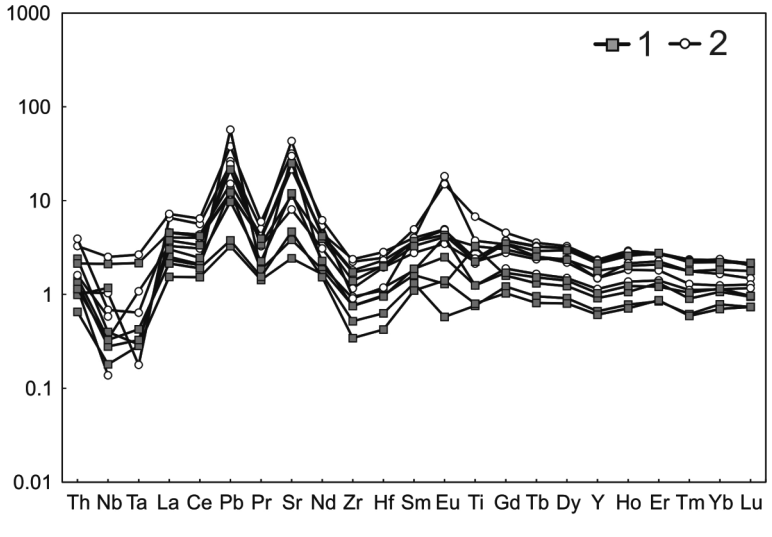


Рис. 2. Редкоэлементный состав гранатовых ультрамафитов Южно-Муйского блока: 1 – I типа, 2 – II типа.

Согласно ряду исследований [к примеру, 6-7], гранатсодержащие обогащенные оливином кумулаты и гранатовые габброиды являются типичными породами низов коры островодужного разреза, что согласуется с надсубдукционными геохимическими характеристиками изученных пород. Установлено также, что давление в основании островных дуг может достигать 14 кбар. Таким образом, минералого-петрографические особенности двух типов изученных пород, контролировались их контрастным составом (прежде всего содержанием Al_2O_3 и MgO) и единым PT-трендом, включающим метаморфизм в условиях высоких P-T параметров, последующий метаморфизм в условиях гранулитовой фации умеренных давлений и дальнейшее ретроградное преобразование при эксгумации в процессе аккреции в восточной части Байкало-Муйского террейна. Полученная эрохрона указывает на неопротерозойский возраст базитов. Начальное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ и отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ указывают либо на обогащенный мантийный источник протолитов базитов, значительно контаминированный за счет рециклинга древней континентальной коры или океанических осадков в зоне субдукции, либо о внутрикоровой контаминации базитовых расплавов раннедокембрийской нижней корой энсиалической островной дуги.

Исследования выполнены в рамках Гранта Президента РФ МК-4852.2016.5 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском поясе // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 1-4.

2. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproteorozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 1-11.

3. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // ДАН. 1988. Т. 299. №. 2. С. 424-437.

4. Скузоватов С.Ю., Скляров Е.В., Шацкий В.С., Ванг К.-Л., Куликова К.В., Зарубина О.В. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №. 3. С.575-591.

5. Gasparik T. Experimentally determined stability of clinopyroxenes + garnet + corundum in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 // American Mineralogist, 1984. Vol. 69. P. 1025-1035.

6. Jan M.Q., Howie R.A. The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan // Journal of Petrology, 1981. Vol. 22. P. 85-126.

7. De Paoli M.C., Clarke G.L., Klepeis K.A., Allibone A.H., Turnbull I.M. The eclogite-granulite transition: mafic and intermediate assemblages at Breaksea Sound, New Zeland // Journal of Petrology, 2009. Vol. 50. P. 2307-2343.

СУБДУКЦИЯ И КОЛЛИЗИЯ В АРХЕЕ: МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

Слабунов А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru

Реконструкция палеогеодинамических, в том числе раннедокембийских, систем базируется на актуалистических подходах, при том, что на ранних этапах Земли формировались породы не известные или ограниченно развитые в настоящее время (например, полосчатые железистые кварциты, коматииты) [4 и ссылки там). Поэтому использование этого подхода для раннего докембрия должно быть весьма взвешенным. Так, если для фанерозойских комплексов часто достаточно обосновать сходство петрогеохимических особенностей, например, изучаемых вулканитов с островодужными, чтобы довольно уверенно реконструировать древнюю субдукционную систему, то для раннего докембрия только этих характеристик не доста-

точно. Необходимо показать, что существуют одновозрастные комплексы-индикаторов различных зон рассматриваемых геодинамических систем. Если это удается, то это может быть критерием объективности реконструкций. Такой подход необходим, т.к. сущность геодинамических процессов ранней Земли пока еще не столь понятна, как для фанерозоя и, поэтому, до сих пор ведутся дискуссии о том, когда включился механизм тектоники литосферных плит и что ему предшествовало?

В связи с этим большую ценность для понимания геодинамики ранней Земли имеют районы, в которых удается провести палеогеодинамические реконструкции с использованием широкой гаммы комплексов-индикатооров. К числу таких уникальных регионов относится Фенноскандинаский (Балтийский) щит и его Беломорская провинция, особенно [1].

В Беломорской провинции сохранился поразительно полный для архейских структур набор магматических (гранитоиды ТТГ ассоциации и лейкограниты S-типа, матавулканиты известково-щелочной, толеитовой, коматиитовой, бонинитовой, адакитовой серий), метаморфических (породы эклогитовой, гранулитовой, амфиболиовой фаций) комплексов, в сочетании с проявлениями покровной тектоники [1, 2, 5]. Накопленный объем геохронологических данных для региона позволяет проводить корреляцию этих комплексов и выделять их одновозрастные латеральные ряды. После анализа особенностей состава комплексов становится возможными и проведение палеогеодинамических реконструкций.

Через Беломорскую провинцию проходят профили глубинного сейсмического зондирования ОГТ Кемь-Калевала – 4В и часть профиля 1-ЕВ, южная часть морского ГЗС геотраверса 3-АР [5 и ссылки там], что позволяет понять глубинное строение земной коры. Ее мощность здесь варьирует от 39 до 49 км, что сопоставимо с таковой для Кольской провинции, а для Карельской характерны большие вариации от 35 до 62 км. Структура земной коры Беломорской провинции характеризуется обилием относительно пологих сейсмоотражающих поверхностей, что предопределяется значительной ролью покровной тектоникой при ее становлении [1 и ссылки там].

В Беломорской провинции установлены вулканогенные, осадочные и метаморфогенные комплексы с возрастами 2.88-2.82, 2.81-2.78, 2.75, 2.73-2.72 млрд. лет [1, 2 и ссылки там]. В состав каждой возрастной группы входят островодужные вулканиты. Совместно с последними в аккреционных тектонических ансамблях устойчиво присутствуют базальт-коматиитовые комплексы, что свидетельствует об активном взаимодействии мантийных плюмов с океанической литосферой. Их возраст, однако, пока не установлен и условно принимается близким к возрасту сопряженных с ними средне-кислых вулканитов, что, конечно же, является весьма грубым приближением.

Компонентами наиболее древнего (2.88-2.82 млрд. лет) латерального ряда в Беломорской провинции являются: Керетьозерские вулканиты, имеющие островодужные геохимические характеристики; метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса, интерпретируемые как осадки преддугового бассейна; офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; эклогитсодержащий меланж Салмы [1, 2, 6 и ссылки там]. Таким образом, данный латеральный ряд может быть интерпретирован как отражение субдукционной обстановки островодужного типа. Эта система отмирает 2.82 млрд. лет и в результате аккреции формируется первый фрагмент (суб) континентальной коры, в структуре которой оказались тектонически совмещенные плюмовые базальт-коматиитовые, островодужные, гранитоидные ТТГ ассоциации, океанические, эклогитсодержащие комплексы.

В период 2.81-2.78 млрд. лет сформировались комплексы базальт-коматиитовый, супрасубукционных офиолитов [1, 4], островодужный (в составе которого велика доля пород адакитовой серии), гранитоидов ТТГ ассоциации, метаграувакк преддугового бассейна, умеренно-

барический гранулит-эндербит-чарнокитовый и, вероятно, эклогитовый. Эти комплексы маркируют соответственно океаническое плато, задуговый спрединговый бассейн, зону вулканической островной дуги, преддугового бассейна, глубинный срез надсубдукционной зоны и, наконец, фрагменты субдуцирующего слэба [1, 4]. В результате аккреции около 2.78 млрд. лет все названные комплексы вошли в состав блока континентальной коры.

После небольшого (около 30 млн. лет) периода затухания, около 2.75 млрд. лет формируется новый островодужный комплекс (челозерский) [1], который, однако, сохранился фрагментарно и не установлен латеральный ряд, элементом которого он являлся.

В завершающую фазу рост континентальной коры орогена вступает около 2.735 млрд. лет назад, когда формируется латеральный ряд комплексов, в состав которого входят Кичанские островодужные вулканиты известково-щелочной серии [1, 7 и ссылки там], интрузии молибденоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, эклогиты Гридино [6 и ссылки там] и Широкой Салмы-Куру-Ваары, Поньгомнаволоцкий гранулит-эндербитовый надсубдукционный комплекс. Такая ассоциация комплексов может сформироваться на дивергентной границе в ходе субдукции в режиме активной континентальной окраины. На поздних стадиях (2.72-2.71 млрд лет) развития этой субдукционной системы она развивается в режиме континентальной субдукции, что фиксируется метаморфическими процессами в цоизититах района Гридино [6 и ссылки там].

Континентальная субдукция около 2.71 млрд лет назад закономерно сменяется коллизией. В период 2.71 – 2.66 млрд. лет в пределах Беломорской провинции формируются: а) покровно-складчатая структура; б) гранито-гнейсовые купола; в) происходит метаморфизм в условиях амфиболитовой/гранулитовой фации повышенных давлений (~9-11 кбар и ~700-780 °С), сопровождающийся частичным плавлением граувакк, U-Pb изохронный конкордантный возраст цирконов из мигматизированных кианит-гранат-ортоклазовых гнейсов – 2710± 14 млн. лет, что указывает время главной фазы коллизии [3]; г) около 2.71 млрд. лет образуются гранатсодержащие анатектические лейкограниты S-типа, маркирующие пик коллизии, е) лейкогаббро и вулканогенная моласса, маркирующие коллапс орогена, кроме того, в лекосомах мигматитов выделяется группа более молодых цирконов – с возрастом 2657±13 млн. лет, маркирующие позднюю фазу коллизии. Таким образом, существуют индикаторы различных стадий формирования неоархейского коллизионного орогена.

Таким образом, в Беломорской провинции установлена редкая для архея последовательность из 4-х сменяющих друг друга во времени (в период с 2.88 до 2.71 млрд. лет) латеральных рядов, включающих магматические, метаморфические и осадочные комплексы. Каждый из них маркирует субдукционно-аккреционный эпизод формирования континентальной земной коры. Кроме того удается выделить набор комплексов-индикаторов коллизии, завершающих становление неоархейского коллизионного орогена.

Беломорский коллизионый ороген, является, как показывают межконтинентальные корреляции, частью главной сутуры неоархейского суперконтинента Кенорленд [7].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-09288).

ЛИТЕРАТУРА

1. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.

2. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.

3. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467. № 1.С. 71-74

4. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устйчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). 2008. М: Научный мир. 184 с.
5. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evolution of Archean Crust and Early Life, eds Y. Dilek, H. Furnes, Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7, Springer Science+Business Media B.V. 2014. P. 55-102.
6. Li X, Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia// Precambrian Research. 2015. Vol. 268. P. 74-96.
7. Slabunov A. Archean Belomorian collisional orogen: new data and implication for supercontinent reconstuction // Bulletin of the Geological Society of Finland. Special Volume. Abstract of the 32nd Nordic Geological Winter Meeting. Helsinki. 2016. P. 152

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСТРОВОДУЖНЫХ ГРАНИТОИДОВ ХОЙМПЭЙСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Соболев И. Д.[1,2,3], Шадрин А.Н.[4], Расторгуев В.А.[4]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sobolev_id@mail.ru
[4]НАО СибНАЦ, г. Тюмень, shadrin_a_n@sibsac.ru, Rastorguev_V@sibras.ru

В Щучьинской зоне Полярного Урала широко развиты палеозойские габброиды, в разное время включавшиеся в состав различных комплексов (Сирин и др., 1962; Комаров и др.,1966; Подсосова и др., 1974; Бевз, 1976; Ремизов, 1998; Куликова, 2005 и др.). Их тела расположены преимущественно во внешней кольцевой зоне Щучьинской структуры. Раннепалеозойские габброиды, представленые оливиновыми и роговообмановыми габбро и габброноритами, относятся согласно Легенде Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (Шишкин и др., 2009), вслед за В. Н. Вороновым (1976), к хоймпэйскому комплексу. На долю габброидов в составе комплекса приходится 98.5% и лишь 1.5% – на плагиограниты. Интрузивы хоймпэйского комплекса прорывают раннепалеозойские островодужные вулканиты сядайской свиты и янганапэйской толщи и габброиды харампэйско-масловского комплекса [3].

Нами были изучены два штокообразных тела плагиогранитоидов хоймпэйского комплекса.

Первый массив расположен в северной части Щучьинской зоны на сопке Яля-Пэ. Это тело плагиогранитов размером 1х0,6 км, слабо вытянутое в субширотном направлении. Плагиограниты прорывают ордовикско-силурийские вулканиты сядайской свиты и янганэпэйской толщи и габбро первой фазы хоймпэйского комплекса. Возраст вмещающих вулканитов сядайской свиты принят позднеордовикско-раннесилурийским на основании находок колонии криноидей в прослоях известняков [3]. Кроме того, С.В. Руженцевым в разрезе сядайской свиты из известняков выделены фрагменты конодонтов плохой сохранности (Polygnathus или Siphonodella), на основании которых верхи свиты датированы (предположительно) поздним девоном – ранним карбоном. Время формирования янганэпэйской толщи определяется находками криноидей *Syndetocrinus sp.* и кораллов плохой сохранности, предположительно относящихся к венлоку [2].

Интрузивное тело сопки Яля-Пэ имеет выраженные закалочные контакты, сложенные плагиогранитами с тонкозернистой основной массой и порфировыми выделениями плагиоклаза и кварца размером до 2,5 мм. С удалением от контакта зернистость основной массы посте-

пенно увеличивается, и ее структура становится мелко-среднезернистой. В центральной части массива плагиограниты имеют массивную текстуру, порфировидную мелко-среднезернистую диоритовую структуру. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом среднего состава (35 об. %), роговой обманкой (30 об. %), биотитом (5 об. %) и кварцем (30 об. %).

Второй интрузив расположен в центральной части Щучьинской структуры, в нижнем течении р. Юньяха. Он слагает плутоническую часть Речной палеовулканической кольцевой структуры, прорывая раннепалеозойские островодужные вулканиты янганапэйской толщи, Массив размером 1х0,5 км имеет неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложен лейкоплагиогранитами и плагиогранитами, между которыми отмечаются постепенные переходы. Для пород характерна массивная текстура, средне-мелкозернистая гипидиоморфнозернистая, в сочетании с микрографической, структура. Породы состоят из плагиоклаза (55 об. %), кварца (40 об. %), калиевого полевого шпата (5 об. %) и хлоритизированного темноцветного минерала (до 1 об. %). В лейкоплагиогранитах встречаются небольшие (15х25 см) пегматоидные участки розовых средне-крупнозернистых лейкогранитов. Краевые закалочные фации интрузивного тела сложены порфировидными плагиоклазитами с тонкозернистой аплитовой кварц-плагиоклазовой основной массой.

Гранитоиды центральных частей обоих массивов имеют нормальную и пониженную щелочность и по петрохимической классификации относятся к семействам лейкогранитов (лейкоплагиограниты и лейкограниты) и гранитов (плагиограниты) [4]. Породы характеризуются Na типом щелочности. При содержаниях SiO_2 от 70.0 до 77.3% для них характерны следующие вариации состава: TiO_2 – 0.2-0.4%, Al_2O_3 – 11.6-13.4%, CaO – 0.5-2.1%, MgO – 0.3-1.0%, $FeO_{(total)}$ – 1.4-3.0%, Na_2O – 4.1-5.8%, K_2O – 0.1-1.3%. В пегматоидных участках лейкогранитов содержания K_2O увеличивается до 3.6%.

Лейкогранитам и лейкоплагиогранитам Речной палеовулканической кольцевой структуры свойственны низкие суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) − от 54 до 98 г/т. Хондрит-нормированные распределения РЗЭ характеризуются слабым обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb – 1.44-1.67) и выраженным дефицитом Eu. По сравнению с расчетным составом плагиогранитов СОХ [5] изученные породы обогащены крупноионными элементами (Rb, Th) и обеднены Ba и высокозарядными элементами (РЗЭ, Y, Hf, Zr), отмечается Ta-Nb минимум. По содержанию Rb и (Y+Nb) породы хоймпэйского комплекса относятся к группе гранитов вулканических дуг [5].

Нами было выполнено U-Pb (SIMS) датирование цирконов из плагиогранитов массива сопки Яля-Пэ и пегматоидных лейкогранитов Речной палеовулканической кольцевой структуры, относимых ко второй фазе хоймпэйского комплекса. Пробоподготовка и измерения проводились по стандартной методике в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II.

Цирконы из плагиогранитов массива Яля-Пэ представлены идиоморфными прозрачными светло-жёлтыми короткими ($К_{удл}$ – 2-2,5) бипирамидально-призматичсескими кристаллами размером 60–125 мкм. Катодолюминесцентные изображения демонстрируют наличие в цирконах контрастной секториальной, в сочетании с осцилляционной, зональности, реже попадаются зёрна только с осцилляционной зональностью.

Среди цирконов из пегматоидных лейкогранитов Речной структуры выделяется два типа зерен. Первый тип представлен идиоморфными прозрачными светло-жёлтыми субизометричными или слабо удлиненными ($К_{удл}$ – 1-2,5) бипирамидальными кристаллами размером 70-120 мкм, которые в катодных лучах имеют яркое свечение и осцилляционную зональность. Внутри некоторых зёрен встречаются овальные ядра со слабым свечением. Зерна второго типа, резко преобладающие среди цирконов, – ксеноморфные, с неровными краями, а также идио-

морфные бипирамидально-призматические, изометричные и слабо удлиненные ($К_{удл}$ – 1-2.5), полупрозрачные, светло-коричневые, размером 40-200 мкм. В катодных лучах эти цирконы имеют очень слабое однородное свечение, в них содержится большое количество чёрных включений. В некоторых зёрнах видна лоскутная, с элементами мозаичной, зональность. В отдельных цирконах проявлена осцилляционная зональность.

U-Pb датирование десяти зерен циркона из плагиогранитов массива Яля-Пэ (обр. 3010) дало разброс возрастов от 479 до 108 млн. лет. Для девяти цирконов, $^{206}Pb/^{238}U$ возраст которых варьирует от 479 до 445 млн. лет, конкордантный возраст составляет 454±4 млн. лет (2σ, СКВО = 0.35), что соответствует границе сандбийского и катийского веков позднего ордовика. Данная группа цирконов характеризуется секториальной и секториально-осцилляционной зональностью на катодолюминесцентных изображениях. Одно зерно, имеющее другую, тонкую осцилляционную, зональность, имеет возраст 108±1 млн. лет (1σ).

Для десяти зёрен циркона из пегматоидных лейкогранитов Речной палеовулканической кольцевой структуры (обр. S221-14) получен широкий диапазон $^{206}Pb/^{238}U$ возраста от 985 до 438 млн лет. Для девяти зерен с возрастами от 478 до 438 млн. лет рассчитан конкордантный возраст 456±6 млн лет (2 σ, СКВО = 0.33), отвечающий концу дарривилского века среднего ордовика – катийскому веку позднего ордовика. В этой группе зерен присутствуют цирконы обоих вышеописанных типов. Одно зерно с возрастом 985±17 млн. лет (1 σ) в катодных лучах имеет умеренно яркое свечение и размытую осцилляционную зональность.

Важно отметить, что очень похожие изотопные датировки были получены ранее [1] для цирконов из плагиогранитов, распространённых в поле метагабброидов малыкского комплекса, развитых на западе Щучьинской структуры. U-Pb (SIMS) датирование позволило рассчитать конкордантный возраст по пяти единичным цирконам, который составил 451±14 млн. лет (2 σ, СКВО = 0.21).

Выводы:

1) определено время становления гранитоидов хоймпэйского коплекса, которое отвечает рубежу среднего и позднего ордовика (454±4 и 456±6 млн. лет), а также совпадает с возрастом плагиогранитов Малыко (451±14 млн. лет, [1]).

2) изученные гранитоидные тела хоймпэйского комплекса прорывают островодужные вулканиты сядайской свиты и янганэпэйчкой толщи. Таким образом, верхний стратиграфический предел формирования этих вулканитов отвечает границе среднего и верхнего ордовика.

3) плагиогранитоиды хоймпэйского комплекса сформировались, вероятно, в обстановке энсиматической островной дуги, о чём свидетельствуют их пространственная и временная ассоциация с примитивными раннеостроводужными вулканитами сядайской свиты и янганэпэйской толщи, а также геохимические особенности, свойственные магмам, выплавлявшимся в надсубдукционных условиях – небольшое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых, слабое обогащение некоторыми крупноионными (Rb, Th) и обеднение высокозарядными (РЗЭ, Y, Hf, Zr) элементами относительно гипотетического состава плагиогранитов СОХ [5], а также наличие Ta-Nb минимума.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ П.А. Львову и Е.Н. Лепехиной, выполнившим определения U-Pb возраста цирконов. Финансирование исследований частично было произведено за счет средств гранта РФФИ «Мой первый грант» (№ 16-35-00552).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев В.Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4 (12). С. 60-66.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Серия

Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова и др. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 372 с.
3. Зылёва Л.И., Коновалов А.Л, Казак А.П., Жданов А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 − Салехард. Объяснительная записка. − СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 396 с.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.
5. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology. V. 25. 1984. P. 956-983.

ВОЗРАСТ ЛАПЧАВОЖСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-PB (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Соболева А.А.[1], Андреичев В.Л.[1], Ларионов А.Н.[2], Сергеев С.А.[2], Кобл М.А.[3], МиллерЭ.Л.[3]

[1]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: aa_soboleva@mail.ru, andreichev@geo.komisc.ru
[2]ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru, alexamder_larionov@vsegei.ru
[3]School of Earth, Energy and Environmental Sciences, Stanford University, USA, e-mail: coblem@stanford.edu, elmiller@stanford.edu

Лапчавожский гранитоидный массив расположен на западном склоне Приполярного Урала в Центральноуральской мегазоне. Массив площадью 17 км^2, обнаженный в бассейнах рек Лапчавож и Пелингичей, имеет неправильную форму с извилистыми контактами и представляет собой субсогласное пластообразное тело [1]. Он сложен кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами, тоналитами, гранодиоритами, гранитами и аплитами, при преобладании гранодиоритов. Вмещающие породы принадлежат к саблегорской и мороинской свитам верхнего рифея-венда. Экзоконтактовые изменения выражаются в ороговиковании и скарнировании вмещающих пород. Вулканиты саблегорской свиты, залегающие в юго-восточном обрамлении массива, варьируют по составу от базальтов до дацитов и комагматичны плутонитам, образуя вулкано-плутоническую ассоциацию [2].

Плутониты и вулканиты характеризуются низкой титанистостью, калиево-натриевым типом щелочности, относятся к умеренно – и высококалиевым известково-щелочным сериям. Гранитоиды и соответствующие им кремнекислые вулканиты сопоставимы с гранитоидами I-типа, согласно классификации Б.Чаппелла и А.Уайта [7]. Суммарные концентрации REE составляют в плутонитах 85-176 г/т, в вулканитах – 104-199 г/т и их вариации слабо зависят от изменения SiO_2 в породах. Графики распределения REE образуют наклонные тренды. Отношение La_N/Yb_N изменяется от 5 в андезибазальтах до 8-10 в дацитах и андезидацитах и от 6 в кварцевых диорит-порфиритах до 8-12 в гранитах, то есть более кислые разности сильнее обогащены LREE относительно HREE, что связано, по-видимому, с процессами кристаллизационной дифференциации. Дефицит Eu не выражен или небольшой в наиболее кислых породах [2].

Плутонические породы и вулканиты, характеризуются обогащением LILE и невысокими содержаниями HFSE относительно среднего состава NMORB, что, учитывая наличие Ta, Nb и Ti- минимумов и Pb-максимума, можно рассматривать как свидетельство надсубдукционного происхождения расплавов. По относительно высоким содержаниям K, REE и LILE породы соответствуют известково-щелочным сериям активных окраин андского типа или коллизионных зон.

Имевшиеся изотопные датировки Лапчавожского массива и обрамляющих вулканитов неоднозначны. Rb-Sr изохронный возраст пород массива составляет 513±9 млн. лет (I_{Sr}=0.70829±0.00015, СКВО=0.6), а вулканитов – 535±10 млн. лет (I_{Sr}=0.70837±0.00016, СКВО=0.8), что соответствует раннему кембрию [3]. При датировании навесок зерен (*multigrain samples*) циркона методом термоионной эмиссии свинца были получены Pb-Pb датировки, отвечающие позднему рифею: гранодиорит – 632±7 и андезидацит – 695±19 млн. лет [2]. Для получения непротиворечивой картины хронологии магматизма было проведено U-Pb датирование цирконов из пород массива и вмещающих вулканитов на вторично-ионных микрозондах SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) и SHRIMP-RG (Центр микроанализа Стэнфордского университета и Геологической службы США).

Результаты, полученные на SHRIMP-II по цирконам из образцов гранодиорита и андезидацита, по которым выполнялось Pb-Pb датирование, показали, что возраст цирконов из гранодиорита составляет 558±4 млн. лет (10 точек), из андезидацита – 554±5 млн. лет (10 точек). По цирконам, проанализированным на SHRIMP-RG, получены конкордантные возрасты 555±5 млн. лет (7 точек) и 553±4 млн. лет (9 точек) для кварцевого диорит-порфира и гранита соответственно.

Таким образом, в результате датирования цирконов получены практически совпадающие возрастные значения в узком диапазоне 558–553 млн. лет, свидетельствующие о формировании лапчавожской вулкано-плутонической ассоциации в начале позднего венда. Возраст Лапчавожского массива хорошо согласуется с возрастом большинства гранитных массивов, вскрытых скважинами в фундаменте Печорской плиты вблизи Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов – предполагаемой сутурной зоны орогена Тиманид. Этот этап гранитообразования, как полагают, связан с орогенезом в ходе тиманской коллизии [4] или аккреции [5, 6].

Исследования выполнены в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-40 и при поддержке Национального научного фонда США (Tectonics Award 0948673, рук. Э.Л. Миллер).

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2005. 335 с.

2. Соболева А.А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 146 с.

3. Соболева А.А., Андреичев В.Л. Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале / Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации: Тез. докл. Сыктывкар: Геопринт. 1997. С. 38-39.

4. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. 2006. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона / Литосфера. 2006. № 4. С. 3-22

5. Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzikova E. New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica / Polarforschung, 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161-170.

6. Kostyuchenko S., Sapozhnikov R., Egorkin A., Gee D.G., Berzin R., Solodilov L. Crustal structure and tectonic model of northeastern Baltica, based on deep seismic and potential field data / Gee D. G. & Stephenson R.A. (eds) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. V. 32. P. 521-539.

7. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and pertrogenesis / Contrib. Miner. and Petrol., 1987. V. 95. P. 407-419.

НЕОБЫЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В МЕТАСОМАТИТАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Старикова А.Е.[1], Скляров Е.В.[2,3]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: starikova@igm.nsc.ru

[2]Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru

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

Щелочные массивы являются объектами изучения исследователей, не только благодаря тому, что к щелочным породам нередко приурочены промышленные концентрации многих полезных ископаемых, но и поскольку для них характерна богатейшая минералогия (в том числе редкая). Тажеранский щелочной массив, расположенный в районе одноименной бухты Байкала в районе Западного Прибайкалья не является исключением. При общей площади всего 6 км^2 в его приделах было обнаружено более 150 минеральных видов, список которых до сих пор пополняется. Особенностью массива является то, что его становление происходило в условиях активного сдвигового тектоногенеза: массив расположен в центре сдвиговой петли, сформировавшейся при косой коллизии террейнов с Сибирским кратоном [5]. Сам массив представляет собой сложный композит магматических пород разного состава (сиенитов, щелочных сиенитов, субщелочных габброидов и поздних жил гранитных пегматитов) с большим количеством разноразмерных тел карбонатных пород. Последние часто имеют жильную форму и нередко содержат в себе «ксенолиты» и сиенитов, и габброидов. Независимо от взглядов на происхождение (расплавное внедрение или вязко-пластическое течение) инъекционная природа карбонатных тел геологически однозначно обоснована [3]. Геохронологические данные (U-Pb метод) показывают более ранний возраст сиенитов (470 млн. лет) и субсинхронное (пульсационное) внедрение нефелиновых сиенитов и субщелочных габброидов (455-460 млн. лет) [2; 5].

Характерной чертой Тажеранского массива является повсеместное проявление широкого спектра метасоматических пород, а благодаря его щелочной природе и сложной модели формирования метасоматиты нередко представлены весьма необычными минеральными парагенезисами. Некоторые из них будут рассмотрены в данной работе.

Мелилитсодержащие парагенезисы. Минералы группы мелилита были обнаружены в двух различных типах пород, между которыми прослеживается генетическая связь. Первый – нефилин-титанфассаитовые породы, слагающие широкую полосу между кальцитовыми мраморами и роговиками основного состава в центральной части массива. Здесь мелилит встречается в виде идиоморфных зерен в «ксенолитах» нефелин-титанфассаитовых пород и в приконтактовых зонах. Второй – гранат-мелилит-волластонитовые породы, чьи выходы небольших тел картируются на продолжении полосы титанфассаитовых пород. Химизм минералов группы мелилита в обоих типах пород выходит далеко за рамки скарновых: содержание Na_2O достигает 7 мас.%, что позволяет отнести некоторые из них к алюмоакерманиту – редкому мелилиту, описанному в наиболее щелочных разностях сложных щелочно-ультроосновных массивов [7]. Также в гранат-мелилит-волластонитовых породах был найден редкий минерал метеоритов, кимберлитов и магматических щелочных пород – кирштейнит ($Ca(Fe,Mg)SiO_4$) [1], а в титанфассаитовых – железистый монтичеллит ($Ca(Mg,Fe)SiO_4$). Кроме того, в породах присутствуют диопсид, нефелин, пектолит [$NaCa_2Si_3O_8(OH)$], куспидин [$Ca_4Si_2O_7F_2$]. Среди рудных минералов − перовскит, сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, троилит), арсениды (никелин и лёллингит), а также весьма редкие K-Cl содержащие сульфиды (джерфишерит, бартонит, Cl-бартонит) [6]. Одной из наиболее правдоподобных предположе-

ний относительно генезиса этих пород является высокотемпературная метасоматическая проработка ранее существовавших долеритов, относящихся к Бирхинскому комплексу (500 млн. лет). Однако, вопрос об источнике флюидов до сих пор до конца не решен.

Парагенезисы с минералами группы сапфирина. К нетипичным для метасоматических пород можно отнести и находки в метасоматических парагенезисах минералов сапфириновой группы: 1. энигматита; 2. высокомагнезиального энигматита; 3. минерала промежуточного состава энигматит-рёнит.

Энигматит и магнезиальный энигматит был обнаружен в будинированной и метасоматизированной дайке нефелиновых сиенитов, контактирующей с бруситовыми мраморами и гранат-мелилит-волластонитовыми породами. Непосредственно в дайке энигматит имеет типичный для минерала состав ($Na_2Fe^{2+}_5TiSi_6O_{20}$ с MgO до 2 мас.%), а в краевых частях присутствует Mg-энигматит (MgO до 11 мас. %). Обе разновидности встречаются в ассоциации с клинопироксеном, калиевым полевым шпатом, нефелином, плагиоклазом, ильменитом и магнетитом. Степень преобразования нефелиновых сиенитов с типичным энигматитом значительно ниже: в породе присутствуют реликты первичного эгирин-авгита, и зерна калишпата практически не замещены нефелином и альбитом. Здесь энигматит приурочен к зернам ильменита и образует каймы на контакте с эгирин-авгитом. Mg-энигматит был обнаружен в мелкозернистой породе с большим количеством симплектитовых структур, где из темноцветных минералов были также обнаружены высокотитанистый эгирин-авгит (TiO_2 до 7.5 мас. %) и амфибол промежуточного состава катофорит-экерманит. Mg-энигматит, редко приурочен к зернам ильменита, общее количество которого здесь значительно ниже. Как правило, Mg-энигматит образует симплектитовые срастания с нефелином, которые в свою очередь окружены симплектитами клинопироксена и нефелина.

Проявление минералов промежуточного состава энигматит-рёнит связано с относительно редкими дайками плагиоклазовых порфиритов, которые по геологическим соотношениям являются одними из наиболее поздних образований массива. Они прорывают нефелиновые сиениты, имеют неправильную форму и часто будинированы. В этих дайках плагиоклаз обычно в разной степени нефелинизирован, а в матриксе широко развиты симплектиты разного минерального состава. Энигматит-рёнит образует симплектитовые срастания с нефелином и ассоциируют с оливином (#Mg 27-30), клинопироксеном диопсид-геденбергитового ряда (#Mg 55-65) и керсутитом, нередко его замещая. Большинство проанализированных энигматит-рёнитов по правилу 50% относится к высококальциевым энигматитам, но отмечаются и высоконатровые рёниты [4]. Минералы сапфириновой группы с подобными составами ранее в литературе не упоминались, что давало основание предполагать наличие разрыва смесимости между энигматитом и рёнитом ($Ca_2(Fe^{2+},Mg)_4Fe^{3+}TiSi_3Al_3O_{20}$). Находка промежуточных членов позволяет значительно расширить поле устойчивости их составов.

Парагенезисы с Ti-Zr минерализацией. Многие элементы, считающиеся малоподвижными при процессах метасоматоза, в Тажеранском массиве обнаруживают способность переноситься на значительные расстояния. Так Ti-Zr минералы с примесями Nb и Hf (тажеранит, перовскит и др.) являются распространенными акцессориями не только для магнезиальных скарнов, широко развитых на контакте нефелиновых сиенитов и бруситовых маморов, но и для жильных тел карбонатно-силикатных метасоматитов (форстерит-шпинелевых кальцифиров), картирующихся в бруситовых мраморах южной части Тажеранского массива. Распределение Ti-Zr минералов в этих двух типах пород различно: в кальцифирах они достаточно равномерно распределены в породе, в то время как в магнезиальных скарнах, как правило имеющих полосчатую текстуру, Ti-Zr минерализация в основном приурочена к границе кальцитовых и форстерит-шпинелевых зон. Набор акцессорных минералов одинаков в обоих случаях:

тажеранит $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$ (кубический), кальциртит $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$ (тетрагональный), цирконолит $CaZrTi_2O_7$, бадделеит ZrO_2 и перовскит $CaTiO_3$. В кальцифирах также встречается гейкилит $MgTiO_3$, а в магнезиальных скарнах – ильменит $FeTiO_3$.

Рассмотренные минеральные ассоциации не являются типичными для метасоматитов, и их появление не может быть объяснено простым воздействием сиенитовых расплавов на карбонатно-силикатную матрицу в спокойной тектонической обстановке, как предлагалось ранее [1]. Условия активного сдвигового тектоногенеза, пульсационный характер внедрения расплавов различного состава и щелочная специфика массива значительно усложнили реконструкцию происходивших при становлении процессов и сделали возможным не только расширить спектр собственно метасоматических минералов и вариаций их составов, но и предполагать иные механизмы переноса вещества с участием щелочных флюидов и флюид-расплавов и существенным изменением состава порций расплава в результате взаимодействия с карбонатным субстратом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-6268.2016.5) и гранта РФФИ (16-05-00202 А).

ЛИТЕРАТУРА

1. Конев А.А., Самойлов С.В. Контактовый метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Н-сиб.: «Наука». 1974. 244 с.
2. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и другие Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405-1423.
3. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и другие Инъекционные карбонатные и силикато-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 3. С. 58-77.
4. Старикова А.Е., Скляров Е.В. Минералы группы энигматит-рёнит в Тажеранском массиве (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск. 2014. С. 213-215.
5. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., и другие Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682-700.
6. Sharygin V.V., Starikova A.Ye. Sulfide associations in garnet-melilite-wollastonite skarns of the Tazheran alkaline massif, Baikal region // XXVII International conference school «Geochemistry of alkaline rocks» Abstract Volume. 2010. P. 164-165.
6. Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N. Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos. 2010. V. 118. P. 112-118.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАДИОИЗОТОПНОМУ ДАТИРОВАНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Съедин В.Т., Терехов Е.П.

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

Залив Петра Великого (залив ПВ) занимает обширный участок приконтинентального шельфа Японского моря в районе Южного Приморья. Он глубоко вдается в Азиатский континент, формируя два хорошо обособленных залива более низкого порядка – Амурский и Уссурийский. Залив является местом сочленения 3-х структурных единиц [3; Кутуб-Заде и др. 2002 г. и др.], а по геофизическим данным он находится в зоне трансформации земной коры с континентальной в океаническую [1]. Такое структурное положение залива ПВ обусловило его сложную геодинамическую позицию и активные тектономагматические процессы в течение длительного (палеозой – кайнозой) геологического времени.

На акватории залива ПВ имеется множество мелких и крупных островов, которые могут быть объединены в 3 группы по их географическому расположению: 1 – острова западной части залива, расположенные в западной прибрежной части Амурского залива (о-ва Фуругельма, Сибирякова, Антипенко и др.); 2 – острова центральной части залива, которые как бы разделяют Амурский и Уссурийский заливы, и где сосредоточены большинство больших и малых островов залива; 3 – острова восточной части залива ПВ, расположенные в восточной прибрежной части Уссурийского залива (о-ва Аскольд, Путятина и др.).

Острова центральной части залива локализованы в полосе, которая протягивается в юго-западном направлении мористее от п-ва Муравьева-Амурского на расстояние около 60 км. Наиболее крупными из них являются о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис. В тектоническом плане эти острова являются морским продолжением Муравьёвского горст-антиклинория северо-восточного простирания [2], северная (континентальная) часть которого представлена п-овом Муравьева-Амурского. Эта положительная структура обрамлена с запада и востока впадинами (грабенообразными структурами) Амурского и Уссурийского заливов и отделена от них Муравьевским и Артемовским глубинными разломами северо-восточного простирания [1; 3; 5; Кутуб-Заде и др., 2002 г.].

Настоящая работа посвящена геологическим исследованиям, которые выполнялись начиная с 2005 г. на всех крупных островах центральной части залива ПВ - от самого северного из них (о-в Русский) до самых – южных (о-ва Большой Пелис и Матвеева). По результатам работ можно сделать следующие выводы: 1 – на островах присутствуют одни и те же типовые комплексы (или типы) магматических и осадочных пород, которые в разных соотношениях развиты на том или другом отдельном острове (все типы пород – магматические и осадочные представлены только на о-ве Большой Пелис). Мелкие о-ва обычно сложены каким-то одним типом пород, а о-в Попова мы рассматриваем как эталонный объект для магматических пород [4]. 2 – определены взаимоотношения различных типов пород между собой, т. е. установлены их относительные (моложе, древнее) возраста; 3 – на некоторых островах обнаружены типы пород, которые здесь не были описаны ранее (в частности, осадочные породы на о-вах Рейнеке и Рикорда, образования муравьёвского комплекса на о-ве Русский).

На о-ве Попова выделяется шесть типов магматических пород, которые являются характерными образованиями для всех о-вов центральной части залива Петра Великого: 1 – серые, розовато-серые и серовато-розовые среднезернистые гранитоиды седанкинского комплекса (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты); 2 – лейкократовые мелко-среднезернистые габбро (пограничный комплекс); 3 – меланократовые габброиды (муравьевский комплекс); 4 – розовые лейкократовые гранит-порфиры (островной комплекс); 5 – кислые вулканические породы (островной комплекс); 6 – вулканические образования андезитовой толщи (базальты, андезито-базальты, андезиты). Каждый из выделенных типов пород отвечает отдельному комплексу – известному ранее или новому.

Проведенные исследования и имеющиеся литературные данные позволяют предложить новую возрастную (временную) схему формирования различных типов пород (осадочных и магматических) для островов центральной части залива ПВ.

Наиболее древними породами здесь являются осадочные образования поспеловской свиты, развитые в северной части о-ва Русский. Согласно традиционным представлениям (Кутуб-Заде и др., 2002 г. и более ранние работы) они относятся к породам раннепозднепермского возраста (P_{1-2}ps). Новые палеонтологические данные (определения по неморским двухстворчатым моллюскам) подтвердили раннепермский возраст поспеловской свиты по современной стратиграфической шкале[6].

Более молодыми (позднепермскими) по возрасту породами островов центральной части

залива ПВ являются гранитоиды седанкинского комплекса (Тип 1) и вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты. Породы седанкинского комплекса известны на всех крупных островах залива (о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис), где играют значительную роль в их строении. Они представлены главным образом хорошо раскристаллизованными среднезернистыми гранитоидами. Традиционно, на основании преимущественно геологических данных (Кутуб-Заде и др., 2002 г.; и др.) гранитоиды седанкинского комплекса относятся к позднепермским образованиям. В тоже время существующие для них многочисленные старые радиоизотопные датировки (64-615 млн. лет по данным Э.С. Овчарека (1985 г.)) неприемлемы для квалифицированного суждения о возрасте гранитоидов.

Недавние определения, полученные по цирконам из гранитоидов седанкинского комплекса (Таблица) дают разброс 249-432 млн. лет, т.е. силур – поздняя пермь [7], причем датировка для эталонного массива (район Седанки) отвечает поздней перми – 260.7±3.1 млн. лет. Мы принимаем позднепермский возраст пород седанкинского комплекса. Вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты, которые мы относим к эффузивным комагматам гранитоидов седанкинского комплекса, развиты в западной части о-ва Русский в зоне глубинного Муравьевского разлома. Их позднепермский возраст определен на основании палеонтологических данных (Кутуб-Заде и др., 2002г.; и др.). Нами получена одна датировка по вулканитам владивостокской свиты на о-ве Русский (мыс Средний), которая отвечает раннепермскому (295±7 млн. лет) времени (Таблица).

Стратиграфически выше пород седанкинского комплекса и владивостокской свиты залегают осадочные образования триасового возраста. Ранее они выделялись только на о-ве Русский (T_{1-2}), где они детально изучены Ю.Д. Захаровым (2004), а ныне обнаружены нами на о-вах Рейнеке и Рикорда. Осадочные образования о-вов Большой Пелис и Матвеева (камни Матвеева), которые ранее относились к ранне-позднепермской (P_{1-2}) решетниковской свите (Кутуб-Заде и др., 2002г.), также относятся к триасовому возрасту. Определения выполнены О.Л. Смирновой по радиоляриям [4].

Выше осадочных пород триасового возраста залегают образования андезитовой толщи (Тип 6), которые представлены главным образом вулканитами среднего состава и их агломератовыми туфами. Породы этой толщи участвуют в строении южных частей о-в Попова и Большой Пелис, а также слагают северную часть о-ва Рейнеке, весь о-в Матвеева и некоторые мелкие о-ва вблизи о-вов Рейнеке и Рикорда. Вулканиты андезитовой толщи рвут осадочные образования триасового возраста, образуя в последних дайки и силлы (наблюдения на о-вах Большой Пелис и Матвеева), а сами, в свою очередь, прорываются лейкократовыми габбро (Тип 2), меланократовыми габброидами (Тип 3) и розовыми лейкократовыми гранит-порфирами (Тип 4).

Лейкократовые мелко-среднезернистые габбро (Тип 2) пограничного комплекса играют значительную роль в геологическом строении о-ва Попова, а также известны на о-вах Рейнеке, Рикорда и Большой Пелис. Они являются более молодыми породами, чем образования андезитовой толщи (Тип 6), осадочные породы триасового возраста и гранитоиды седанкинского комплекса (Тип 1). Согласно наблюдаемым взаимоотношениям лейкократовое габбро рвут (или лежат гипсометрически выше) гранитоиды седанкинского комплекса (о-ва Попова и Большой Пелис), а также породы андезитовой толщи (о-в Рейнеке). В то же время в лейкократовом габбро отмечаются прожилки и дайки (мощностью в первые метры) меланократовых габброидов (Тип 3), их рвут лейкократовые гранит-порфиры (Тип 4) и на них налегают кислые вулканиты (Тип 5). Особенно хорошо эти взаимоотношения видны на о-вах Попова и Рейнеке. Имеется одно определение изотопного возраста (225±20млн. лет) по лейкократовом габбро (таблица), которое отвечает рубежу раннего и среднего триаса [4].

Таблица. Радиоизотопные возраста магматических пород.

№	№ пробы	Координаты		Тип пород	Возраст млн. лет
1	МС-3	N42˚59′77″	E131˚45′02″	туф	295±7
2	МС-2	N42˚59′7″	E131˚45′02″	гранит-порфир	163±4
3	П-48-11	N42˚55′710″	E131˚43′877″	гранит-порфир	167±4
4	П-48-6	N42˚55′985″	E131˚43′817″	гранит-порфир	167±3
5	П-2-1	N42˚58′140″	E131˚43′062″	кислый вулканит	180±4
6	П-3-1	N42˚58′344″	E131˚44′598″	кислый вулканит	210±5
7	П-29-1	N42˚59′165″	E131˚43′717″	кислый вулканит	220±5
8	170-3			габбро	225±20
9	VV05	N43˚12′08″	E131˚59′20″	гранит	260.7±3.1
10	VV02	N43˚02′08″	E131˚53′03″	гранит	422.2±2.5
11	VV11	N42˚58′32″	E131˚51′03″	гранит	301.7±2.4
12	VV12	N42˚58′55″	E131˚45′11″	гранит	249.7±3.5
13	VV13	N43˚01′59″	E131˚48′54″	гранодиорит	431.9±2.7
14	VV15	N43˚03′11″	E131˚47′45″	порфирит	423.7±3.2

Примечание: 1,2, 10-14 – о-в Русский; 3-7 – о-в Попова; 9 – п-ов Муравьева-Амурского (седанкинский массив). 1-8 – определения выполнены по породам K-Ar методом (ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев). 9-14 – определения по цирконам по [7]; 8 – береговая зона пролива Старка по [4].

Стратиграфически выше лейкократовых габбро находятся меланократовые габброиды муравьевского комплекса (Тип 3). Они широко распространены на о-ве Попова (в основном северная часть острова) и Рикорда, где слагают лавовые потоки, дайки и небольшие субвулканичекие тела, а также известны на о-вах Рейнеке, Большой Пелис и Матвеева. Меланократовые габброиды рвут и выносят в виде ксенолитов лейкократовое габбро. В то же время они подвержены воздействию гранитного вещества лейкократовых гранит-порфиров (Тип 4) и на них налегают мощные потоки кислых вулканитов (Тип 5). Иными словами они моложе седанкинских гранитоидов, вулканитов владивостокской свиты, образований андезитовой толщи и лейкократовых габбро, но в тоже время древнее кислых вулканитов 2-го этапа и розовых лейкократовых гранит-порфиров.

Розовые лейкократовые гранит-порфиры (Тип 4, островной комплекс) являются типоморфными образованиями островов центральной части залива ПВ. Они известны на всех крупных островах, где формируют небольшие массивы обычно по периферии других пород, субвулканические тела, дайки, а их комагматы (кислые вулканиты) – лавовые потоки и силлы в более древних образованиях. Самое крупное самостоятельное тело этих пород находится на п-ве Ликандера (юг о-ва Попова), а наиболее хорошо выраженные силлы располагаются в юго-восточной (береговой) части о-ва Рейнеке. Имеется 3 определения возраста гранит-порфиров (163-167 млн. лет), что соответствует средне-позднеюрскому времени (таблица). Лейкократовые гранит-порфиры, наряду с их комагматами, являются самыми молодыми магматическими породами островов центральной части залива П В.

Кислые вулканические породы (Тип 5) широко развиты на островах центральной части залива ПВ. Они играют значительную роль в геологическом строении о-вов Русский (западная часть), Попова (северная часть), Рейнеке (восточная часть) и Большой Пелис (юг острова). Имеющиеся данные по определению возраста этих пород и изученные взаимоотношения кислых вулканитов с другими типами магматических пород позволяют считать, что среди них имеются разновозрастные образования. Часть кислых вулканитов составляют основу владивостокской

свиты (о-ва Русский, Большой Пелис) и имеет, скорее всего, позднепермский возраст. Другая часть кислых вулканитов (о-ва Попова и Рейнеке) является, скорее всего, комагматами (?) розовых лейкократовых гранит-порфиров. Они, наряду с последними являются самыми молодыми магматическими породами островов центральной части залива ПВ. Имеется 3 определения изотопного возраста для кислых вулканитов о-ва Попова (таблица), которые ложатся в интервал 180-220 млн. лет. Это соответствует позднетриас-раннеюрскому времени. Учитывая этот факт, можно предполагать проявление на островах позднетриасового кислого вулканизма.

Согласно проведенным работам (с учетом взаимоотношений пород, данных изотопного возраста и палеонтологических определений) именно таким образом представляется последовательность геологических событий на островах центральной части залива ПВ.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Необходимо пересмотреть традиционную точку зрения, согласно которой все магматические породы островов центральной части залива Петра Великого формировались в позднепермское время. Скорее всего, следует говорить о длительном периоде образования этих пород, который охватывает время от поздней перми до средней (и/или поздней) юры.

2. Начиная с позднепермского времени, выделяются: 2 этапа кислого магматизма – позднепермский (седанкинские гранитоиды, образования владивостокской свиты) и юрский (розовые лейкократовые гранит-порфиры островного комплекса и их комагматы); один этап андезитового вулканизма (образования андезитовой толщи); а также 2 этапа базитового магматизма (лейкократовое габбро пограничного комплекса и меланократовые габброиды муравьевского комплекса). Не исключено, что можно говорить и о третьем (позднетриасовом) этапе проявления кислого вулканизма.

3. Все типы магматических пород, исключая гранитоиды седанкинского комплекса, обычно четко локализуются в зонах глубинных разломов различной ориентировки – северо-восточного: Муравьевский (западная часть о-ва Русский, север о-ва Попова и др.) и Артемовский, а также северо-западного (о-ва Большой Пелис и Матвеева) направлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке экспедиционного гранта программы «Дальний Восток» № проекта 16-I-1-006 Э.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Исследования дальневосточных морей России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука. 2007. С. 53-60.

2. Васильковский Н.П. Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука. 1978. С. 64-81.

3. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра, Великого Японского моря. М.:ГЕОС. 2008. С. 355-378.

4. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др. Новые данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова // Вест. ДВО. 2013. № 2. С. 13-21.

5. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. канд. геол. - мин. наук. Владивосток. 1969. 27 с.

6. Уразаева М.Н., Силантьев В.В., Изосов Л.А., Терехов Е.П. Неморские двухстворчатые моллюски из нижнеперских отложений острова Русский // Ученые записки Казанского университета (Естественные науки). 2013. Т. 155. Кн. 2. С. 190-202.

7. Tsutsumi Y., Yokoyama K, Kasatkin S. A. and Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // J. Mineral.and Petrol. Science. 2014. V. 109. P. 97-102.

МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

Филатова В.Т., Петровская Л.С.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: filatova@geoksc.apatity.ru; petrovckaya@geoksc.apatity.ru

Северо-восточная часть Балтийского щита является весьма консервативным структурным элементом, сохраняющим в неизменном виде основные черты своего строения в течение полутора миллиардов лет. Этот регион служит естественным полигоном для всестороннего исследования кристаллического комплекса земной коры и для реконструкции условий формирования коры континентального типа. В пределах щита наблюдается широкий спектр докембрийских пород, метаморфизованных и испытавших различную степень деформационно-вещественных преобразований и приуроченных к зонам повышенных деформаций, что и порождает дискуссии о геологической природе эндогенных процессов и их термодинамических режимах в глубинных тектонических зонах сдвиговой природы. Согласно существующей теории развития «Кольского глубинного раннедокембрийского коллизиона» северо-восточная часть Балтийского щита развивалась в пульсационном режиме в интервале 3.1-1.6 млрд. лет назад [3]. В основу данной концепции положено предположение о том, что архейский геодинамический режим щита определялся неоднородным и дискретным взаимодействием малых и тонких сиалических плит, подстилаемых мигматитовым астеносферным слоем. Дискретные импульсы сжатия региона могли обусловить проскальзывание жёстких сегментов коры относительно друг друга, особенно, если в сдвиговых зонах присутствовали более пластичные породы. В представленной работе делается попытка объяснить механизмы возникновения пространственной неоднородности проявления термобарических условий формирования минеральных парагенезисов в пределах небольших по площади участков в породах одного возраста и стратиграфического положения. Для решения поставленных задач использовалось математическое моделирование геодинамических обстановок, которое позволяет объяснить вариации термодинамических условий в структурно-вещественных комплексах.

Район исследований расположен в сложно дислоцированной зоне северо-востока Балтийского щита – на стыке Кольского и Беломорского мегаблоков, вблизи западного фланга Имандра-Варзугской структуры. В неоархее регион претерпел региональный метаморфизм, отвечающий условиям амфиболитовой фации с термодинамическими параметрами: P=4.0-5.5 кбар и T=500-600 °C [4, 5]. Выполненные ранее исследования выявили неоднородности составов гранатов, связанные с вариациями P-T условий их формирования в породах разного литогеохимического состава с неодинаковой степенью проявления пластических деформаций [1, 5]. В качестве опорного полигона для применения численного моделирования был выбран участок «Нюрпа», где проводилось детальное картирование в различной степени пластически деформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов и вмещающих их плагиоамфиболитов [5]. Полученные оценки вариаций термодинамических параметров формирования минеральных парагенезисов для гранатсодержащих пород показали, что существует корреляция оценок давления с интенсивностью наблюдаемых пластических деформаций пород в пределах изученных пород. Данный факт позволяет дополнить и пересмотреть общепринятую точку зрения о том, что в регионально-метаморфических комплексах термодинамические условия формирования горных пород должны быть выдержаны в пределах конкретного структурно-вещественного комплекса.

Объектом для математического моделирования были выбраны геологические образования, представленные слоем гранат-двуслюдяных парагнейсов, который расположен в сдвиговой зоне и неоднородно деформирован. В пределах слоя выделяются участки, различные по интенсивности проявления пластических деформаций. Слой ограничен толщей плагиоамфиболитов и на всём своём протяжении имеет переменную мощность, причём, одна грань слоя линейна. Показано, что в интенсивно деформированных зонах формирование парагнейсов могло протекать при давлении 8.0-9.2 кбар, а в слабодеформированных зонах – при давлении 5.5-8.0 кбар, оценки температурных условий формирования сопоставимы и находятся в интервале 490-590 °С [5].

Результаты детального картирования геологических образований в пределах участка «Нюрпа» позволили построить реологическую модель сдвиговой зоны, использование которой даёт возможность физически обосновать механизм генерации избыточных давлений в пластичном слое при подвижках коровых сегментов. Данная исходная модель включает в себя пластичный слой гранат-двуслюдяных парагнейсов переменной мощности, ограниченный сверху и снизу жёсткими пластинами плагиоамфиболитов. В силу того, что мощность слоя переменна, то в его пределах можно выделить два сегмента (А, В), в каждом из которых нижняя грань горизонтальна, а верхняя имеет незначительный наклон. Следовательно, при численном моделировании для каждого сегмента слоя задавалась реологическая модель с определёнными параметрами. Модель А: h_m=*12.5 м* − средняя мощность слоя, *l=16.2 м* − длина сегмента, $\partial = \mathbf{2}^{\,o}$ − угол наклона верхней грани слоя. Модель В: h_m=*7.8 м*, *l=22.2 м* , $\partial = 8^o$.

Принятые реологические модели среды позволяют рассмотреть течение несжимаемой вязкой жидкости в зазоре между двумя движущимися относительно друг друга жёсткими плоскостями. Такие течения описываются уравнениями Навье – Стокса и уравнением неразрывности [7]. В нашем случае рассматриваются ползущие течения при очень малых числах Рейнольдса − Re<<1 и при преобладающей роли вязкости. К представленным реологическим моделям можно применить положения гидродинамической теории смазки [7], из которой следует, что характерным свойством течения смазочного вещества в щели между ползуном и опорной поверхностью, образующих между собой малый угол ∂ , является возникновение высоких давлений при сравнительно медленном движении. Как показывает опыт выполнения расчётов избыточных давлений в сдвиговых зонах, распределение давлений внутри пластичного слоя не является линейным (приближённо параболическое распределение) и зависит от вязкости пород η , мощности слоя h_m , угла наклона одной грани слоя относительно другой δ , протяжённости слоя l , скорости подвига блоков V [6]. Решение уравнений Навье – Стокса и уравнения неразрывности применительно к заданной реологической модели позволяет оценить среднее избыточное давление в слое, которое возникает на фоне сдвиговых явлений:

$$P_{cp} = \eta V \frac{l^2}{h_m^2(2h_{max} tg\delta - l)}$$

где h_{max} – максимальная мощность слоя.

В процессе численного моделирования были получены следующие количественные оценки. Допускаем, что вязкость гранат-двуслюдяных парагнейсов в сдвиговой зоне может варьировать в интервале $10^{18} \div 10^{20}$ *Па · с*, а избыточное давление равно $1 \div 5$ *кбар* согласно имеющимся данным [5]. В результате скорость проскальзывания жёстких сегментов коры относительно друг друга в целом можно оценить в интервале:

$$P_{cp} = \eta V \frac{l^2}{h_m^2(2h_{max} tg\delta - l)}$$

В районе исследований амплитуды сдвиговых перемещений чётко не выражены, но предполагается, что они небольшие [2]. На структурной схеме в пределах Воче-Ламбинского полигона амплитуды сдвигов можно оценить в интервале 0.1÷20*м* . Следовательно, продолжительность дискретных импульсов сжатия региона может варьировать от 2000 лет до 1 млн. лет. Полученные оценки длительности импульсов сжатия на фоне всего периода развития Кольской коллизионной структуры (3.1-1.6 млрд. лет назад) выглядят вполне реальными. Следует отметить, что вопрос о длительности формирования метаморфических комплексов до сих пор остаётся открытым.

Во время сдвига в пластичном слое наблюдается послойное течение вещества, скорость которого зависит непосредственно от вязкости. Не исключено, что в пределах слоя гранат-двуслюдяных парагнейсов существовали вариации вязкости пород. Скорость послойного течения вещества увеличивается при уменьшении его вязкости. В итоге проявляется эффект возвратных течений и начинают формироваться пластические деформации в слое локального порядка. Таким образом, можно объяснить существующую неоднородность в проявлении пластических деформациях в пределах однородного слоя. Следовательно, на участках со слабым проявлением пластических деформаций формирование пород происходило при меньших давлениях с вязкостью равной – $10^{19}\div10^{20}$ *Па · с* , а в сильно пластически деформированных зонах при повышенных давлениях вязкость изменяется в интервале $10^{18}\div10^{19}$ *Па · с*. Полученные данные численного моделирования показали, что избыточное нелинейное давление относительно фонового, при сопоставимых температурных интервалах, может быть обеспечено на сравнительно небольших глубинах за счёт сдвиговых движений в неоднородной по вязкости среде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев О.А., Петров В.П., Реженова С.А. Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С.82-90.

2. Воче – Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко. – Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1991. 196 с.

3. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). Вып. 3. (№ 21). С.5-18.

4. Петров В.П., Волошина З.М., Латышев Л.Н., Реженова С.А. Новые данные о метаморфизме супракрустальных образований Приимандровского района и их геологическое значение // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: изд. КолФАН СССР. 1984. С.58-78.

5. Петровская Л.С., Петров В.П., Петровский М.Н., Базай А.В. К проблеме термодинамических режимов метоморфических процессов глубинных сдвиговых зон (на примере Лапландско-Беломорского шва) // Вестник КНЦ РАН. 2015. № 4. С.17-34.

6. Филатова В.Т. Геодинамические режимы при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // ДАН. 1996. Т. 349. № 5. С.682-684.

7. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М: Наука. 1969. 742 с.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И РУДОНОСНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ РОЛИ ТРАНСФОРМНОГО АСТЕНОСФЕРНОГО ДИАПИРИЗМА: МАГНИТОГОРСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ МЕГАЗОНА В КАРБОНЕ (Ю.УРАЛ)

Холоднов В.В.[1], Салихов Д.Н.[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН,г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru
[2]Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа.

В последнее время убедительно доказывается активная роль астеносферной мантии в надсубдукционном магмо – и тектогенезе и в кардинальной перестройке геологических

структур при скольжении литосферных плит. На Урале в процессе смены геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный во временных интервалах S_2-D_1 и D_3-C_1 проявляется магматизм близкий зонам скольжения литосферных плит [5 и др.]. В эти интервалы времени происходит субсинхронное образование различных по составу и генезису магматических серий: производных внутриплитных мантийных магм и корово-анатектических серий габбро-диорит-гранодиорит-гранитного состава (ГТГГ-тип), которым во времени предшествуют позднеостроводужные известково-щелочные диорит-гранодиорит-гранитные серии андезитоидной природы. Для всех этих типов серий характерна связь с зоной палеосубдукции, что влияет на их геохимические и металлогенические особенности.

В Магнитогорской островодужной мегазоне в D_3-C_1 смена геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный была связана с этапом «мягкой» коллизии. В результате этого Магнитогорская дуга на западе аккретировала к континентальной окраине ВЕП, а на востоке произошло ее сочленение с Восточно-Уральским композитным террейном. Субдукция в результате этих тектонических событий затормозилась, зона субдукции заклинилась, произошел разрыв слэба с подъемом горячего астеносферного диапара в область мантийного клина и нижней коры [2 и др.]. Этот диапир вызвал не только магматизм внутриплитного типа в зонах наиболее сильных сдвиго-раздвиговых (трансформно-рифтогенных) деструкций, но и прогрев, метаморфизм и анатексис вышележащих пород мантийного клина и нижней коры. В связи с этим, наступает качественно новый этап в эволюции магматизма, флюидного режима и рудогенеза новообразованной (поздний девон-карбон) АКО Урала. В раннем карбоне образовалась бимодальная вулкано-плутоническая ассоциация, для которой характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных и надсубдукционных образований. К продуктам этой ассоциации относится магнитогорский рудоносный габбро-гранитный интрузивный комплекс, который образовался вслед за бимодальным вулканизмом в пределах крупного Магнитогорско-Богдановского трансформного грабена [3]. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций Ti, Fe, P, Nb, Ta, Zr, Y, Yb и др. информативных элементов, являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах. В апатитах содержание Cl достигает здесь 2-3 мас. % и более. Высокие концентрации Cl в расплавах и флюидах определяют, в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации, характерной для магнитогорской серии [4], массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа, с формированием крупных скарново-магнетитовых месторождений. По соотношению в апатитах хлора и фтора реставрирована общая последовательность трансформно-рифтогенного габбро-гранитного магматизма. Выделен эволюционный ряд массивов: Карабулакский – Кассельский – Богдановский – Куйбасовский – Магнитогорский, который отражает прогрессивный этап в развитии трансформного «рифтогенеза», с формированием в условиях максимального раскрытия Магнитогорско-Богдановского грабена (центральная его часть) наиболее крупного Магнитогорского рудно-магматического центра.

Синхронно трансформно-рифтогенному габбро-гранитному магматизму (центральная часть Магнитогорской мегазоны) в этот период в шовных зонах, разделяющих мегазоны и коллизионные террейны Южного и Среднего Урала или вблизи них продолжают формироваться крупные батолиты и ареалы корово-анатектических гранитоидов ГТГГ-типа. На северо-западе Магнитогорской мегазоны, в месте ее сочленения с восточным краем ВЕП (зона ГУР,а), в этот период (335-330 млн лет) был сформирован крупный сыростанско-тургоякский ареал гранитоидного магматизма окраинно-континентального типа. На востоке в краевых частях Восточно-Уральской мегазоны продолжал формироваться Челябинский гранитоидный батолит и неплюевский гранитный комплекс.

Вслед за этим, уже на западе Магнитогорской мегазоны, в связи усилением трансформных сдвиго-раздвиговых дислокаций происходит образование субмеридиональной цепочки синклинальных структур – мульд. На раннем этапе в бортах таких мульд формировались конформные вмещающим толщам залежи габброидов, которые выделены в файзуллинский (Уртазымская мульда), басаевский (Худолазовская) и утлыкташский (Имангуловская мульда) комплексы. В Худолазовской мульде вслед за басаевским и кизильским дайковым комплексом формируется многофазный худолазовский комплекс. Он представлен интрузивами умереннотитанистых роговообманковых перидотитов (шрисгеймитов) – ранняя фаза, габбродолеритами, габбродиоритами и габбро-пегматитами – поздние фазы. Время формирования худолазовского комплекса (U-Pb бадделеит и циркон) 328-324 млн. лет. Худолазовский комплекс контролирует небольшие по размерам месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд (Бакр-Тау и др.), связанных с отдельными груборасслоенными интрузивными телами. Вслед за этим в Худолазовской мульде формируются дайки габбродолеритов, долеритов и спессартитов улугуртауского комплекса. Контактовыми зонами даек этого комплекса контролируются рудопроявления золото-кварцевого типа, в их числе месторождение Тукан. Изохронный Sm-Nd возраст улугуртауского комплекса 321 млн. лет. Изучение состава апатита, с целью выявления особенностей флюидного режима, характерного для интрузий с медно-никелевым оруденением, показало [6], что для таких интрузий характерны апатиты с высокими содержаниями сульфатной серы (до 0,65 мас. %), изоморфной с фосфором в составе анионного комплекса $(PO_4)^{3-}$. Одновременно в апатитах наблюдаются и значительные содержания хлора (до 1.50 мас. %).Такой характер соотношения галогенов и серы в апатитах является одним из эффективных индикаторных петрологических признаков специализации позднепалеозойских габбродолеритов Западно-Магнитогорской зоны Ю. Урала на Cu-Ni оруденение.

Практически синхронно этому этапу трансформного мантийного магматизма на Среднем Урале формируется одна из поздних серий крупного Верхисетского мантийно-корового батолита, датируемая возрастом 320 млн. лет. На Южном Урале в среднем карбоне (около 315 млн. лет) теперь уже в краевой части самой ВЕП, до этого остававшейся пассивной континентальной окраиной, в ее Уфимском выступе, был сформирован субмеридиональный пояс небольших по размерам гранитоидных интрузий. Этот пояс протягивается с юга на север – от зоны Уралтау через северо-восточную часть Башкирского мегантиклинория и центральную часть Уфалейского блока и далее на север, пересекая здесь зону Главного Уральского разлома [7]. Гранитоиды этого пояса выделены в уфалейкинский комплекс, который по составу близок мантийно-коровым гранитоидам ГТГГ типа.

На рубеже 304-305 млн. лет окраинно-континентальный мантийно-коровый гранитоидный магматизм в Магнитогорской мегазоне завершился. Здесь на этом рубеже он вновь был прерван этапом коллизионного скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней транспрессии, который по данным [1] на Южном Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. В этот период структурные факторы локального растяжения на фоне общего регионального сжатия контролировали размещение малых интрузий и даек рудоносного балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса C_2-P и различного по масштабам и генезису золотого оруденения.

Этот этап предварял на Среднем и Южном Урале завершающую жесткую коллизию (гиперколлизию) литосферных плит, с формированием пермских (290-250 млн. лет) поздне – и постколлизионных гранитоидных плутонов и комплексов, существенно гранитных (джабыкский и мурзинский типы), монцодиорит-гранитных (степнинский и гумбейский типы) и гранит-лейкогранитных (адуйский, малышевский, кременкульский типы и др.). На этом пермском этапе дискретно нарастала активность фтора, в связи с чем усиливалась специализа-

ция поздних гранитоидных комплексов на редкометальное оруденение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех мегазонах Урала, которые содержали в своем фундаменте блоки древней допалеозойской континентальной коры.

Пример Магнитогорской мегазоны в карбоне Урала показывает, что магматизм древних трансформных континентальных окраин, также как и современных, характеризуется значительным разнообразием. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными (WPB+IAB) геохимическими характеристиками, здесь субсинхронно с ними в шовных структурах мегаблоков формируются крупные ареалы и батолиты мантийно-корового и корового гранитоидного магматизма ГТГГ типа. Для всех этих серий, несмотря на разнообразие в составах и генезисе, как свидетельствуют изотопно-геохимические данные, характерна связь с аномальными мантийными источниками, воздействующими на литосферу. Трансформно-рифтогенные габбро-гранитные серии (магнитогорская и др.) имеют на этом этапе максимально высокие значения εNd (+6 и более), а мантийно-коровые и коровые гранитоиды ГТГГ типа также характеризуются существенно более высокими значениями εNd (до +4,+5) в сравнении с предшествующими островодужными комплексами с εNd (+2,+3). Такие аномальные характеристики, по-видимому, и свидетельствуют о масштабных инъекциях сильно деплетированных мантийных магм астеносферных диапиров в зоны интенсивной трансформно-коллизионной деструкции. Для древних трансформных континентальных окраин характерно также разнообразие в оруденении: здесь формируются скарново-магнетитовые, сульфидные медно-никелевые, золоторудные кварц-шеелитовые и др. месторождения, среди которых появляются месторождения и мирового уровня (скарново-магнетитовые, золоторудные). Разнообразие магматизма и рудоносности наряду с другими факторами определяется и существенными особенностями флюидного режима. Для мантийных производных астеносферных диапиров на Урале характерны, как правило, высокие содержания хлора, иногда и серы (худолазовский комплекс). Сера в золотоносных мантийно-коровых и коровых массивах ГТГГ типа, при отсутствии здесь значительных концентраций хлора, также является ведущим элементом – минерализатором и, по-видимому, именно она определяет интенсивную экстракцию и перенос золота рудообразующим флюидом.

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: «Гилем». 2009. 348 с.

2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа. 2010. 280 с.

3. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. № 5. Екатеринбург. 2014. С. 33-56.

4. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука. 1987. 230 с.

5. Ханчук А.И, Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45-49.

6. Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение // Минералогия, № 3. Миасс. 2015. С. 45-61

7. Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В. Возраст и петрогеохимические особенности гранитоидов, приуроченных к границе Урала и Восточно-Европейской платформы, как маркеры этапов геодинамической эволюции // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения А.Н. Заварицкого . Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2012. С. 278-281.

ЭКЛОГИТОВЫЙ СЛЕД В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Цыпукова С.С.[1], Перепелов А.Б.[1], Демонтерова Е.И.[2], Иванов А.В.[2], Дриль С.И.[1], Щербаков Ю.Д.[1], Одгэрэл Д.[3], Батульзий Д.[4]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: svetats@igc.irk.ru
[2]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: dem@crust.irk.ru
[3]Институт палеонтологии и геологии АНМ, г. Улан-Батор, e-mail: d_odgerel@yahoo.com
[4]Монгольский университет науки и технологий, г. Улан-Батор, e-mail: ulzii@must.edu.mn

В течение последних 30 млн. лет на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) широко проявлен щелочно-базальтовый магматизм, характеризующийся значительными объемами изверженного материала и формированием рассеянных вулканических ареалов. Согласно современным представлениям, развитие позднекайнозойского вулканизма связывается здесь с процессами активного рифтогенеза и плюмовой геодинамики [4] или пассивного рифтогенеза, обусловленного разнонаправленными движениями литосферных плит с образованием базальтоидных магм в условиях декомпрессионного плавления литосферной мантии [5]. В рамках каждой из гипотез одним из основных вопросов остается установление природы и состава источников магматического вещества, а также степени их участия в процессах магмообразования, что может вносить критические ограничения в любые из разрабатываемых геодинамических моделей. В этой связи, актуальными являются результаты новых геохронологических и геохимических исследований ряда позднекайнозойских вулканических ареалов БРЗ в Прибайкалье и Северной Монголии [3, 5]. Полученные данные указывают на заметную роль в образовании внутриплитных щелочно-базальтовых магм рециклированного вещества погруженной в мантию и преобразованной океанической литосферы. Наиболее отчетливо геохимические признаки участия этого вещества в формировании магм проявляются в составах базальтоидов раннего этапа вулканической активности в регионе со снижением его роли к завершающим этапам, формируя так называемый «эклогитовый след». Вероятно, что приведенные ниже доказательства возможности реализации такого процесса могут быть учтены в существующих и новых геодинамических реконструкциях.

По результатам $^{39}Ar/^{40}Ar$ датирования проявления базальтоидов раннего позднеолигоценового этапа на юго-западном фланге БРЗ установлены в строении вулканических ареалов Дархатской впадины (26.8±0.2 млн. лет) и Агуйтын-нуруу в Северной Монголии (23.3± 0.2 млн. лет) [5]. Они достаточно редки и представлены трахиандезибазальтами и базанитами. В сравнении с ними, щелочно-базальтовый вулканизм более поздних этапов, а именно ранне-среднемиоценового (20.0-11.6 млн. лет, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун) и позднемиоцен-раннеплиоценового (6.3-5.1 млн. лет, Дархатская впадина) [3, 5], характеризуется значительными объемами проявлений изверженного материала и представлен широким спектром составов пород, включая трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты.

Наиболее ярко вещественные различия пород щелочно-базальтовых комплексов разновозрастных этапов вулканической активности на юго-западном фланге БРЗ наблюдаются для ареала Дархатской впадины. По времени формирования они разделены между собой интервалом ~ в 20 млн. лет. Трахибазальты инициального позднеолигоценового этапа этого ареала имеют достаточно высокую магнезиальность (Mg# 59-63), Ol-Cpx парагенезис минералов-вкрапленников и содержат в виде включений в оливинах сульфидные (пирротин) и карбонатные фазы (Fe-содержащий кальцит). Они обладают примечательными вещественными харак-

теристиками, а именно повышенными содержаниями TiO_2, P_2O_5, Zn, Ga, Sr, Sn, LREE, Nb, Ta и низкими концентрациями в них Al_2O_3, FeO*, MnO, CaO, Sc, V, Y, Sb и HREE. Общие геохимические и минералогические признаки и высокие значения таких индикаторных редкоэлементных отношений, как Sm/Yb (7.9-8.5), Sr/Y (57-63) и Ga/Sc (2.0-2.4), указывают на то, что в магмообразующем источнике трахиандезибазальтовых магм содержался значительный объем гранатовой фазы. Для объяснения особенностей химизма трахиандезибазальтовых магм необходимо допускать, что составы граната в источнике содержат высокие доли андрадит-гроссуляровой составляющих, что не характерно для перидотитов, но свойственно эклогитам. Пониженные величины Zr/Hf отношений (45.1-46.1), характерные для составов трахиандезибазальтов, помимо высокой доли гранатовой составляющей в магмообразующем субстрате, должны предполагать участие в магмообразовании также и таких минеральных фаз, как рутил, ильменит и титанит. Проведенное микроэлементное моделирование процессов образования позднеолигоценовых трахиандезибазальтовых магм дает удовлетворительное решение для условий высоких степеней парциального плавления эклогитизированного MORB (15-30%) (рис.). Породы позднемиоцен-раннеплиоценового завершающего этапа вулканической активности в районе Дархатской впадины, в отличие от пород раннего этапа, обладают всеми геохимическими признаками образования исходных для них магм из гранат-содержащих перидотитов (Sm/Yb=3.5-4.6, Sr/Y=29-44, Ga/Sc=1.0-1.4, Zr/Hf=46.6-48.8) в условиях низких степеней плавления магмообразующего субстрата (1-5%) (см. рис.).

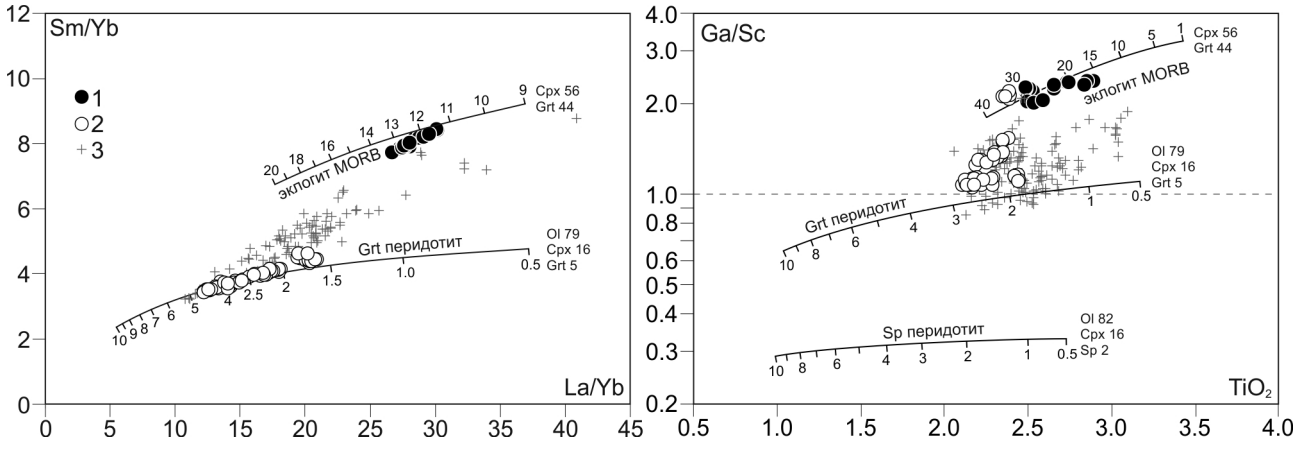


Рис. Результаты микроэлементного моделирования условий формирования щелочно-базальтовых магм юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.

Точки составов базальтоидов: 1 – трахиандезибазальты инициального позднеолигоценового и 2 – трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты позднемиоцен-раннеплиоценового этапов вулканической активности Дархатской впадины, 3 – базаниты позднеолигоценового и трахибазальты, гавайиты и базаниты ранне-среднемиоценового этапов формирования вулканических ареалов юго-западного фланга БРЗ (плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун). Состав MORB по [7]. Состав перидотита по данным авторов (лерцолиты вулкана Тумусун). Коэффициенты распределения «минерал/расплав» La, Sm, Yb, Ti, Sc и Ga по литературным данным. Содержания микроэлементов в ppm, TiO_2 в мас.%.

Временной диапазон формирования базальтоидов других исследованных вулканических ареалов на юго-западном фланге БРЗ (вулкан Тумусун, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу) частично восполняет интервал между ранним и поздним этапами вулканической активности Дархатской впадины. Анализ их составов показывает, что от раннего к позднему миоцену происходит последовательное снижение в магмообразовании роли эклогитового компонента и увеличение роли перидотитового вещества. Исключением являются редкие проявления в этих ареалах базанитов, которые имеют микроэлементные вещественные характеристики близкие к породам позднеолигоценового этапа (в частности, высокие концентрации Sr, LREE и низкие

HREE, Y, Sc). Эти наблюдения могут указывать на то, что эклогитовый компонент или его производные (гранатовые пироксениты) частично сохраняются в мантии до самых поздних этапов кайнозойской вулканической активности и отражаются в составах производных магм на заключительных этапах развития ареалов при заглублении уровней магмообразования и снижении степеней плавления.

Полученные модельные возраста протолита, как источника позднеолигоценовых трахинадезибазальтовых магм Дархатской впадины, отвечают среднему неопротерозою (720-710 млн. лет, T_{DM2}). Это согласуется с возможным нахождением в мантии юго-западного фланга БРЗ эклогитового компонента в связи с широким развитием здесь в неопротерозое и раннем палеозое (800-500 млн. лет) процессов субдукции океанической литосферы [6]. Процессы погружения в переходную зону верхней мантии и высокобарического преобразования субдуцированной литосферы, а затем подъем из этой области в астеносферную верхнюю мантию новообразованных флюидов и расплавов приводят на ранних этапах вулканического развития территории в позднем кайнозое к формированию магм с отчетливыми вещественными признаками эклогитового источника и к фертилизации перидотитовой мантии. На более поздних этапах, в связи со снижением объемов поступающего вещества, производного эклогитизированной океанической литосферы, происходит уменьшение его участия в магмообразовании с формированием «эклогитового» следа.

Следует отметить, что роль вещества субдуцированной океанической литосферы в развитии внутриплитного вулканизма Байкальской рифтовой зоны обсуждался в литературе и ранее [1, 2], но вещественные признаки участия этого компонента в щелочно-базальтовом магмообразовании не были показаны. Представленные доказательства участия вещества эклогитизированной океанической литосферы в магмообразовании под юго-западным флангом БРЗ позволяют предполагать, что на ранних этапах вулканической активности от переходной зоны верхней мантии мог происходить подъем вещества, имеющего эклогитовую природу, что отвечает моделям плюмовой геодинамики. С другой стороны, собственно его подъем и последующее магмообразование могли быть вызваны процессами сдвиговой тектоники, растяжения и утонения литосферы в результате глобальных плито-тектонических движений в соответствии с моделями пассивного рифтогенеза и декомпрессионного плавления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 15-05-05130-а и 16-55-44030-Монг_а, и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ, грант № НШ-9638.2016.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А.В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири). Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2011. 30 с.

2. Коваленко И.В., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1204-1221.

3. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция неогеновых щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 244-275.

4. 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.

5. Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18-43.

6. Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Research. 2005. V. 138. P. 125-150.

7. Jenner F.E., O'Neill H.St.C. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. V. 13. N 1. Q02005. DOI:10.1029/2011GC004009.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В РИФТОГЕННЫХ ВПАДИНАХ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чащин А.А., Попов В.К.

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

В палеогеновый период на континентальной окраине Япономорского бассейна в результате активизации тектонических процессов растяжения сформировались синсдвиговые бассейны типа пулл-апарт, выделенные на территории Приморья и Приамурья в Хасано-Амурский ареал рифтогенных впадин [1], который протягивается от Краскинской и Пойменской впадин (юго-западное Приморье) до Бухтянской и Масловской в приустьевой части Амура. Геологическое развитие этих впадин сопровождалось многократными синхронными процессами вулканизма, осадко- и угленакопления. Последовательность извержений основных и кислых магм в синсдвиговых бассейнах Восточного Сихотэ-Алиня определялось геодинамическим режимом и длительностью их развития. Начальная стадия рифтогенного вулканизма Хасано-Амурского ареала датируется ранним-средним эоценом (43,2-47,3 млн. лет назад) [1].

Наиболее масштабно эоценовый вулканизм проявился в пределах рифтогенных впадин на территории северного (Белогорская, Бухтянская, Масловская), центрального (Кедровская, Светловоднинская, Максимовская и др.) и южного (Зеркальненская, Крестовская, Ванчинская) звеньев Восточного Сихотэ-Алиня. В перечисленных структурах происходило формирование бимодальных (базальт-риолитовых) и (или) непрерывных (базальт-андезитовых) вулканических серий. Для бимодального (контрастного) вулканизма характерно практически одновременное извержение базальтов и риолитов, причем довольно часто в сопоставимых объемах. Несмотря на детальное геолого-петрологическое изучение эоцен-олигоценового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня, проведенное в 80-ые годы прошлого столетия [2,3], петротипические разрезы выделенных вулканических комплексов в пределах типовых структур до сих пор не обоснованы изотопными геохронологическими и геохимическими данными.

Целью настоящего сообщения является обсуждение результатов геохронологических и геохимических исследований пород базальт-андезит-дацитовой (кузнецовский комплекс) и дацит-риолитовой (кедровский комплекс) серий, полученных в последние годы при изотопно-геохимическом изучении вулканизма Пейской, Кедровской, Светловоднинской, Максимовской и Гранатовой рифтогенных впадин Восточного Сихотэ-Алиня.

Результаты геохронологических исследований.

Результаты K-Ar датирования вулканических пород кузнецовского комплекса свидетельствуют о различной последовательности извержений пород базальт-андезит-дацитовой серии в синсдвиговых бассейнах, сформированных в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской сдвиговой зоны [4]. Для линейных (грабенообразных) впадин (Светловодненская, Максимовская, Гранатовая) характерна гомодромная последовательность базальтового вулканизма (геологические и геохронологические данные). В близкруговых по [6] депрессиях, или грабен-кальдерах по [2], сформировавшихся в зонах сопряжения S-образных присдвиговых впадин (Кедровская, Пейская) часто наблюдается антидромная последовательность основного и кислого вулканизма. При этом в геологических разрезах андезиты и андезитобазальты кузнецовского комплекса чередуются с лавами и туфами риолитового состава кедровского комплекса [3]. Это хорошо выражено в наиболее изученном типовом разрезе эффузивных пород кузнецовского комплекса в Кедровской кальдере (устье руч. Кедрового). В основании изучен-

ного разреза залегают потоки андезитов, которые по разрезу (снизу вверх) датируются 53,4 и 45,1 млн. лет. На юго-западных флангах Кедровской структуры андезиты, слагающие постройку Соболевского палеовулкана, сформировались 48,2 млн. лет назад. Возраст базальтов, завершающих строение разреза лавовой толщи, составляет 42,5 млн. лет. При этом возраст трахидацитов, завершающих кислый (риолит-трахидацитовый) вулканизм Кедровской кальдеры [3], составляет 43,2 млн. лет.

В пределах линейной Светловодненской впадины возраст андезитов кузнецовского комплекса (бассейн р. Пещерка), залегающих на покровных базальтовых лавах охарактеризован двумя образцами и последовательно составляет 49,5 и 47,5 млн. лет. Базальты, выполняющие Гранатовую впадину, извергались на границе лютеция и бартона (40,6 млн. лет назад). Наиболее молодыми оказались андезиты (37,4 млн. лет) и прорывающие их риолиты (32,1 млн. лет) в Пейской грабен-кальдере, расположенной в приустьевой части рек Пея и Пленница (Канц).

Результаты петрогеохимических исследований.

Как показали результаты детального геологического и минералого-петрологического изучения палеоген-неогенового вулканизма рифтогенных впадин Восточного Сихотэ-Алиня [3], эффузивные породы кузнецовского комплекса в пределах рассматриваемых структур впадин имеют близкие петрогеохимические характеристики, единую эволюционную последовательность развития базальт-андезит-дацитовой серии (с учетом антидромной последовательности извержений). Было установлено, что процессы эволюции базальтовых расплавов сопровождались возрастанием (в отличие от олигоцен-миоценовой базальт-андезитовой серии кизинского комплекса) концентраций стронция в андезитодацитах и дацитах, завершающих формирование кузнецовской серии.

По содержанию щелочей проанализированные образцы кузнецовского комплекса относятся к породам нормального и субщелочного ряда, располагаясь на диаграмме SiO_2-K_2O+Na_2O в полях базальтов, андезибазальтов, андезитов и андезитодацитов. По концентрации в породах K_2O лавы основного состава относятся преимущественно к умеренно, реже высокалиевой известково-щелочной серии. Все они принадлежат к высокоглиноземистым разностям (al=1.2-1.6) калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O = 1.68-3.83). В целом, базальтоиды характеризуются повышенными содержаниями оксида алюминия (16.6-19.9 мас. %), а также высокими нормализованными концентрациями Sr, Ba и низкими − Nb, Ta, и в какой-то мере Th, U, что сближает их с типичными надсубдукционными образованиями. От последних их отличает высокие содержания TiO_2 (1-1.56 мас. %) и достаточно высокие концентрации Ni (от 20 до 237 г/т) и Cr (от 39 до 398 г/т). На классификационных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Th-Hf/3-Nb/16 составы изученных базальтов формируют тренд, который постепенно смещается из поля базальтов островных дуг в поля внутриплитных лав. Помимо этого для них характерны высокие значения Ni/Co (1.2-5.1), Ti/V (31-55), а также повышенные Nb/La (0.34-1), Zr/Y (6-11) и низкие Ba/La (13-28). Таким образом, основные эффузивы кузнецовского комплекса сочетают в себе геохимические признаки как надсубдукционных базальтов, так и базальтов внутриплитного генезиса, что является типичным для вулканических пород трансформных континентальных окраин [1].

Более кислые породы кузнецовского комплекса – андезиты и андезитодациты по содержанию K_2O соответствуют преимущественно умереннокалиевой, реже высококалиевой известково-щелочной серии. Чаще всего они относятся к высокоглиноземистому типу (al'=1.6-1.9) и характеризуются повышенной железистостью (f=0.62-0.72), за исключением экструзивных андезитодацитов (f=0.46-0.50). Нормативный состав вулканических пород андезитов кузнецовского комплекса указывает на появление нормативного корунда уже в андезитах [3]. Отметим что корундовые нормы характерны для эффузивов, содержащих ксеногенные зерна кварца и плагиоклаза. Дальнейшее детальное геохимическое исследование средних пород кузнецовского комплекса позволило выделить среди них две группы андезитов: известково-щелочные и адакитоподобные.

К известково-щелочным андезитам относится большинство лав и экструзивных тел кузнецовского комплекса закартированых в пределах Кедровской, Светловоднинской, Пейской

и ряде других впадин Восточного Сихотэ-Алиня. Возраст андезитов этой группы, установленный K-Ar методом, соответствует *раннему эоцену* (53,4-48,2 млн. лет). Они характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 (59-60 мас. %) и умеренными концентрациями MgO (3.53-3.14 мас. %) при коэффициенте магнезиальности Mg # = (0.41-0.68). Содержания Na_2O в них колеблется от 3.21 до 4.04 мас.%, что близко или немного ниже допустимых значений (3.5-7.5 мас. %) для производных адак итовых магм. Следует отметить, что в отдельных образцах наблюдаются высокие величины отношения K_2O/Na_2O (>1) обусловленные повышенными концентрациями K_2O в породах. Наряду с этим андезитам свойственны высокие содержания Al_2O_3 (16.03-17.86 мас. %), сидерофильных элементов (FeO*+MgO+Mn+TiO_2≥7), Ni (65-31г/т), Cr (47-11 г/т) и аномально высокие концентрации Sr (537-891 г/т), что отвечает классификационным требованиям, предъявляемым к адакитам. Тем не менее, на диаграммах Sr/Y – Y, (La/Yb)n – (Yb)n используемых для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм [5], составы андезитов первой группы расположены преимущественно вне поля адакитов, хотя отдельные пробы попадают в область неопределенности, где сопряжены поля адакитов и известково-щелочных лав (рис.). Для андезитов характерны высокие концентрации Y (18-26 г/т) и Yb (1.82-2.05 г/т) и относительно умеренная степень фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым (La/Yb)n = 5.03-9.16. На спайдер-диаграммах спектры распределения некогерентных элементов для андезитов первой группы демонстрируют наличие минимумов Th, U, Nb, Ta, а также небольшие максимумы по K и Sr, что сближает их с породами надсубдукционного геохимического типа.

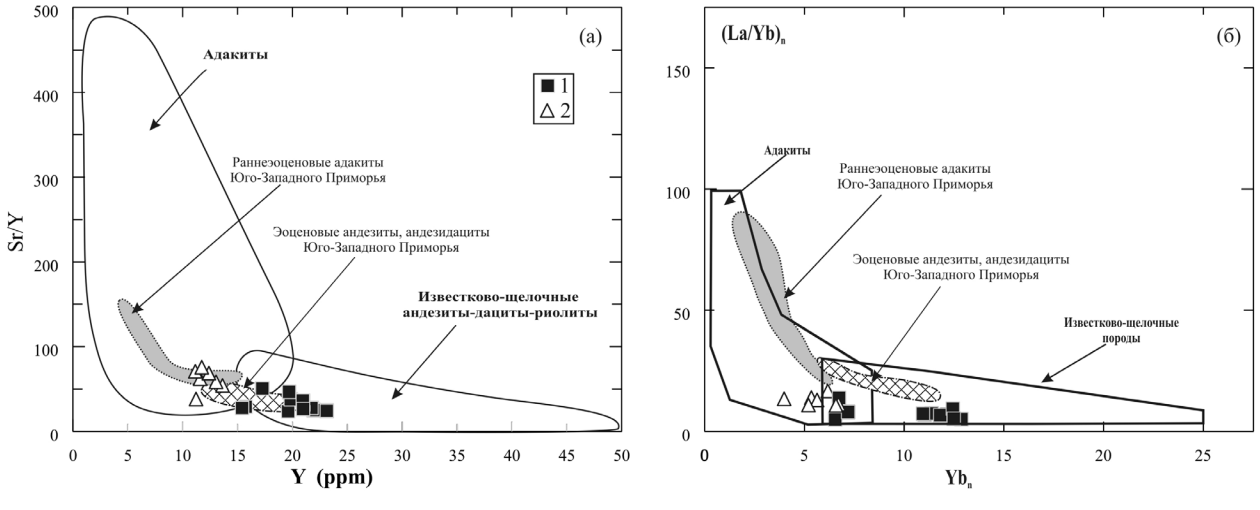


Рис. Положение составов андезитов и андезитодацитов кузнецовского комплекса на диаграммах Sr/Y – Y (а) по [5], (La/Yb)n – (Yb)n (б) по [5].
1 − известково-щелочные андезиты, 2 − адакитоподобные андезиты.

Адакитоподобые андезиты встречаются достаточно редко. Они обнаружены в постройке палеовулкана Соболевского, среди эффузивных пород Кедровской и Буреминской кальдер и Светловодненской впадины, где они слагают лавовые потоки, дайки, экструзивные тела и связанные с ними пирокластические покровы (туфы). Полученные K-Ar датировки для изученных адакитоподобных андезитов (49,5-45,1 млн. лет) указывают на синхронность (в пределах погрешности) их извержений с известково-щелочными андезитами. По своему химизму они весьма близки к андезитам первой группы, отличаясь от них лишь несколько повышенными содержаниями SiO_2 (до 63 мас.%), оксида натрия (Na_2O = 3.97-4.21 мас.%; при значениях K_2O/Na_2O = 0.31-0.48) и пониженным – MgO (Mg # = 0.41-0.55). Кроме того, андезиты обеих групп

близки между собой и по уровню содержаний большинства микроэлементов, а также конфигурации спектров распределения HFSE и LREE.

Основное отличие описываемых андезитов от аналогичных пород первой группы состоит в более низком содержании Sc, Ni, V, Nb, Ta, а также HREE. Помимо этого, им присущи несколько повышенные значения Sr/Y (54-76) и более высокая степень фракционирования REE ((La/Yb)n = 11-13). На классификационных диаграммах (La/Yb)n – (Yb)n и Sr/Y-Y фигуративные точки рассматриваемых пород располагаются в поле адакитов. Согласно классификации, предложенной [7], андезиты второй группы по ряду вещественных параметров (а именно: SiO_2 = 59-63 мас. %; MgO = 1.35-3.18 мас. %; CaO+Na_2O = 8-10 мас. %; TiO_2<0.9 мас. %; Sr=415-880 г/т) могут быть отнесены к высококремнистым адакитам (HAS). Следует добавить, что по уровню содержания и характеру спектров распределения REE андезиты второй группы во многом сходны с адакитами HAS-типа.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что наблюдаемые геохимические отличия между андезитами обеих групп, возможно, обусловлены особенностями дифференциации базальтовых расплавов в магматических очагах в различных вулканоструктурах, либо появление адакитов фиксирует самостоятельную фазу мантийного или нижнекорового магматизма. Последнее предположение не подтверждается геологическими данными. Полевые исследования показали, что адакитоподобные андезиты, слагают экструзивные тела и пирокластические покровы в кальдерах обрушения стратовулканов, а также лавовые потоки, чередующиеся с лавами известково-щелочных андезитов и базальтов. Отмеченная ранее [3] тенденция повышения магнезиальности и накопления стронция при дифференциации базальтовых магм кузнецовского комплекса, обусловлена фракционированием магнетита, и, возможно амфибола. Последнее подтверждается находками многочисленных, шлиров обогащенных амфиболов в пирокластических породах, образующихся до- и вовремя внедрения экструзивных куполов.

Таким образом, полученные нами новые данные показывают, что формирование эоценовой бимодальной (контрастной) ассоциации центрального звена Восточного Сихотэ-Алиня происходило в относительно короткий промежуток времени. Для грабенообразных, как правило, угленосных, присдвиговых рифтогенных впадинах (грабенах) характерно гомодромная эволюция базальтов и незначительное проявление риолитов. В полигенных кольцевых грабен-кальдерах, образующихся в зонах сопряжения S-образных присдвиговых впадин наблюдается антидромная последовательность извержений и широкое развитие кислого вулканизма. Тесная пространственно-временная сопряженность извержений в вулканоструктурах известково-щелочных лав и адакитоподобных андезитов, а также их близость по ряду петрогеохимических и минералогических признаков свидетельствует о генетической близости этих пород. Присутствие же адакитового компонента (Sr/Y>40, Y < 15 г/т, SiO_2 > 60 мас. %) в составе андезитов изученных вулканических построек, на данном этапе изучения мы связываем с процессами флюидно-магматической дифференциации, возможным фракционированием магнетита и амфибола и обогащением конечных дифференциатов базальтовых магм плагиоклазом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО № 15-I-2-042.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.1. 572 с.

2. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1983. 140 с.

3. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1986. 152 с.

4. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21-43.

5. 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.
6. Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K. Development of pull-apart basins // Journal of Geology. 1982. Vol. 91. P. 529-554.
7. 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.

ГРАНИТОИДЫ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (СРЕДНИЙ-ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА, СУБСТРАТА И ГЕОДИНАМИКИ

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

В пределах Уральского подвижного пояса, как известно, проявлены и зафиксированы все геодинамические режимы, начиная с континентального рифтинга вплоть до коллизии и последующих процессов скольжения плит; возможно, цикл повторялся не один раз. При этом структура, являющаяся сейчас Уральским орогеном, активно взаимодействовала с соседними более стабильными областями, образовываясь (раскол края Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и преобразовываясь (коллизия трёх плит) за счет них, а впоследствии – влияя на ближайшее окружение. В результате в зоне сочленения Урала с ВЕП сформировался коллаж террейнов, в строении которых отразились разные этапы сложной геологической истории. Одной из таких граничных структур является Уфалейский блок (УБ), тщательно изучаемый длительное время [1-7 и др.], тем не менее, в списке спорных вопросов остаются пункты, указанные в заголовке данной статьи.

Самые упрощенные представления о составе и строении УБ таковы: это небольшой фрагмент края ВЕП, отколовшийся от нее и причлененный впоследствии к Уралу (с запада). В блоке представлены древние комплексы фундамента платформы, в разной степени выведенные на поверхность; активно проявлены тектоно-магматические процессы с широком интервале возрастов и составов. Большая часть площади сложена амфиболитами и гнейсами; в субстрате для разных частей УБ доля осадочного и магматического материала варьирует. Восточная часть, приближенная к зоне Главного Уральского разлома (ГУР), фиксирует следы высокобарических процессов. Допускается присутствие в пределах УБ реликтов древних мантийных образований (см. ниже). Широко развиты разновозрастные гранитоиды, датировки и геохимия которых часто являются ключевыми для геодинамических построений.

Для краткости изложения сводные данные приведены в виде таблицы. Отметим, что докембрийский возраст гранито-гнейсов (и сопряженных с ними амфиболитов) (столбец 3) до сих пор считается спорным, т.к. после работы [6] не удалось получить в этих породах древних цифр, даже по цирконам [5]. Поэтому первым надежным подтверждением присутствия докембрийской субстанции в составе УБ служит полученный недавно возраст клинопироксенитов Шигирских сопок (Ю-З УБ); где «древние датировки практически повторяют возрастные рубежи навышских вулканитов, отражая структурно-тектоническую связь шигирских клинопироксенитов с рифтогенным магматизмом нижнего рифея на Южном Урале. В совокупности с данными о докембрийском возрасте израндитов и клинопироксенитов александровского комплекса (и их геохимией) они указывают на аномальный, обогащенный кальцием, характер протоуральской мантии» [4].

По минералогии и петрогеохимическим особенностям **гранито-гнейсы (в составе егустинской и слюдяногорской свит)** очень близки к древним континентально-рифтогенным

образованиям Башкирского мегантиклинория (БМА): риолитам машакской свиты и комагматичным им гранитам Губенского массива (возраст 1380-1350 млн. лет). Так что принадлежность их к этапу раннего внутриплитного магматизма не вызывает сомнений.

Следующий импульс фиксируется внедрением пород **козлиногорского комплекса** (ряд от субщелочного габбро и сиенита до щелочного гранита, см. работу автора в данном сборнике). Возраст (457-455 млн. лет), петрогеохимия и рудная специализация указывают на сходство данного комплекса с известными щелочными (до карбонатитовых) комплексов Урала; предполагается участие в субстрате вещества обогащенной мантии и, возможно, плюмового компонента (см. ссылки в работе автора); не отрицается существование в это время здесь островной дуги.

Таблица. Некоторые геологические, петрогеохимические и изотопно-возрастные параметры гранитоидов Уфалейского блока

Объект / параметр	Козлиногорский комплекс	Егустинская и слюдяногорская свиты	Чусовской комплекс	Битимский комплекс (Никольский массив)	Уфалейкинский комплекс (Н.Уфалейский массив	Суховязовский массив	Кизильский комплекс
1	2	3	4	5	6	7	8
Позиция В УБ	Западная граница УБ и БМА	Центр и запад	Дайки на севере, центре, востоке	Восток	Северо-запад, дайки на востоке	Западная граница УБ и ГУР	Дайки в центре, на востоке
Породы	щелочные граниты	гранито-гнейсы	плагио-гранито-гнейсы	гранито-гнейсы	граниты	граниты	граниты
Возраст, млн. лет	457, 455	900-1100 [6]	881*, венд [1]	579, 533	316, 317	316 [7]	267
Метод	Ar-Ar, U-Pb	U-Pb	K-Ar	Ar-Ar,Rb-Sr	Rb-Sr, Sm-Nd	U-Pb	Rb-Sr
Изотопные параметры	–	–	–	I_{Sr}=0.703389	I_{Sr}=0.70428 eNd=+4	–	I_{Sr}=0.70553
$P_{общ}$, кбар	4-5	5-6	5-6	4-5	9-10	5,5	2-3
S РЗЭ	200-300	100-300	18-40	150-200	40-100	50-110	50-80
La /Yb	15-20	6-9	5-23	4-5	10-30	12-18	10-40
Аномалии (кMORB)	(+)Nb,Ti,Zr сл.(+)Ba, Sr	(+) Nb (-)Ti, Sr, Ba	–	сл. (-) Ti, Sr, Zr (+) Th сл.(+) Ba, Sr	(-)Nb, Ti (+) Sr	(-)Nb, Ti (+) Sr	(-)Ti, Sr (+) Nb, Zr,Th,U
Eu/Eu*	нет	0,2-0,5	0.8-1,3	0.1-0.6	1-1,3	0,9-1,2	0.4-0.7
Др. особенности	Продуктивны на Nb,Zr	Высокие содержания Fe, Ti	Мигматизированы	Высокие содержания Fe, Ti	Содержат ксенолиты гнейсов (столбцы 3-5)	Содержат цирконы 1380 млн. лет	Секут всё
Возраст метаморфизма	413, 255, 313	511 [5], 316-293 [2]	600-500, 320	320, 270	–	–	–
Геодинамический режим	Остр. дуга/ плюм ?	Внутриплитный рифтогенез	Рифтогенез	Рифтогенез/ орогенез	Орогенез	Орогенез	Коллизия

Примечание. Если данные не авторские, приводятся ссылки на работы. *Цифра взята из геологических фондов (1992). Прочерк – нет информации; сл. – слабая аномалия.

В верхнем рифее (?) этап гранитообразования проявился в формировании гранитных мигматитов **чусовского комплекса** (по [1]). На процессы частичного плавления протовещества типа описанных выше гранитов и гнейсов могут указывать как форма и положение гранитных тел, так и поведение в них элементов-примесей. Это чисто анатектические образования, движения и энергетика процесса, вероятно, обеспечивались очередным импульсом продолжающегося рифтогенеза.

Породы **битимского комплекса** (579-533 млн. лет) по геохимическим особенностям занимают несколько размытую позицию. Например, для них характерно довольно высокое содержание Fe и Ti, суммы РЗЭ 77-200, La/Yb 4-10, глубокая негативная аномалия Eu и т.п. (см. табл.). Практически такие же характеристики имеют некоторые венд-кембрийские орогенные граниты Приполярного Урала, а также и отдельные рифтогенные вендские и даже среднерифейские гранитоиды БМА. Геохимические особенности в таких случаях, по-видимому, отражают не геодинамический процесс, а сходное соотношение компонентов при выплавлении.

Нами также было установлено, что в УБ присутствуют гранитоиды карбонового (**уфалейкинский комплекс**, 317 млн. лет) и пермского (**кизильский**, 267 млн. лет) возраста, по петрогеохимическим чертам аналогичные, соответственно, раннеорогенным и коллизионным сериями Уральского орогена. Показательно, что **Суховязовский массив**, восточный край которого расположен в зоне ГУР (то есть возраст указывает на время запечатывания последнего), имеет датировку 316 млн. лет. Внедрение гранитов в среднем карбоне фиксирует время закрытия Уральского палеоокеана, указывает на причленение УБ к Уралу и позволяет заключить, что этот край ВЕП начал вовлекаться в коллизионные процессы, имеющие место в интервале 280-240 млн. лет.

Изотопные данные о составе субстрата для выплавления гранитов УБ ограничены (см. табл.). Тем не менее, видно, что наиболее низкое отношение I_{Sr} = 0.703389 присуще самым древним из выборки породам (битимский к-с), геодинамическая природа которых, как было показано выше, не вполне обоснована. Один из вариантов – активизация в венде-кембрии движений по ранее существующим рифтовым трещинам, вероятно, достаточно глубоким и достигающим нижележащих мантийных образований, которые и явились частью субстрата. Далее следуют карбоновые граниты уфалейкинского комплекса, параметры которых (I_{Sr} = 0.70428, eNd=+4) также указывают на присутствие в субстрате деплетированного мантийного вещества, как и в случае с типичными «надсубдукционными» гранитами зоны ГУР и более восточными объектами (петротип – граниты Верхисетского массива). В породах коллизионного кизильского комплекса существенная роль (I_{Sr} = 0.70553) принадлежит уже коровой составляющей. Так что вещественная эволюция субстрата во времени явно имеет место.

Сравнение данных по возрасту гранитоидов из разных структур, расположенных в зоне аккреции на границе Урала с ВЕП показывает, что максимальное количество магматических импульсов зафиксировано в УБ и соседнем с ним БМА, указывая на активное вовлечение средней-южной частей ВЕП во все тектоно-термальные события, начиная с рифейского внутриплитного рифтогенеза и заканчивая палеозойским орогенезом, максимально проявленным при формировании собственно Уральского коллизионного орогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б и др. Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинория // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11-21.

2. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.:Наука. 1977. 295 с.

3. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ронкин Ю.Л., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Полигенность и полихронность пегматитов гнейсово-амфиболитовых комплексов как результат прерывисто-непрерывного развития шовных зон // ДАН. 2009. Т. 429. № 4. С. 513-518.

4. Краснобаев А. А., Пушкарев Е. В., Бушарина С. В., Готтман И. А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
5. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Екатеринбург. 2010. С. 273-279.
6. Нечеухин 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.
7. Hetzel R., Romer R.L. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margine //Geol. Mag., 1999. V. 136. № 5. P. 593-597.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ U-PB ВОЗРАСТЕ УМЕРЕННОЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОЗЛИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Умереннощелочные, щелочные и щелочно-карбонатитовые комплексы, продуктивные на редкие металлы, на Урале сосредоточены преимущественно в пределах восточного склона, но иногда встречаются и к западу от зоны Главного Уральского разлома. В последнем случае они изучены довольно слабо, нет современных данных об их изотопно-геохимических особенностях, не ясна геодинамическая обстановка внедрения и субстрат. В ряде случаев в состав таких комплексов входят породы разной основности, и конечными членами сложного эволюционного ряда могут являться нефелин-насыщенные породы (миаскиты) и/или карбонатиты, но они могут и отсутствовать.

Породы козлиногорского комплекса приурочены к аккреционной зоне на границе Урала и Восточно-Европейской платформы. Они образуют серию малых тел в пределах Западно-Уральской мегазоны, на границе Уфалейского блока с С-В частью Башкиркого мегантиклинория и (частично) Тараташского блока. Вмещающими комплекса являются метаморфические породы докембрийского возраста (слюдяногорская (PR_1) и таганайская (RF_2) свиты). Комплекс представлен умереннощелочными габбро, субщелочными и щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами.

Ранее К.К. Золоевым и др. [3] и А.И. Белковским, И.Н. Локтиной [1] была описана ассоциация гранитов с нефелиновыми сиенитами, но их генетическая принадлежность к данному комплексу является спорной. В результате геологосъемочных работ (2006-2009) в состав козлиногорского комплекса нами включены образования, описанные в работе [Золоев и др., 2004] как породы Козловогорского (старое название), Сергачинского и Тахтинского участков. В ряде публикаций по ним [1-3 и геол. фондах] приводится возраст (K-Ar, по роговой обманке) от 278-290 млн. лет, 396-354 млн. лет и до 440 млн. лет (Тахтинский участок).

На изучаемой площади (Кыштымский лист) расположена восточная часть комплекса, представленная следующим набором пород. *Габброиды* образуют согласные с вмещающими породами тела до 100 м в поперечнике и до первых сотен метров по простиранию, площадь тел – до 0,5 км^2. Породы имеют субвулканический облик, реликтовую офитовую структуру; состоят из основного плагиоклаза (часто альбитизирован), роговой обманки (арфведсонит), по которой развит актинолит, и биотита; акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Сиениты образуют дайки мощностью до 100 м при протяжённости до 2-3 км. Это среднекрупнозернистые гнейсовидные породы, участками катаклазированы. Состоят из олигоклаза и альбит-олигоклаза, микроклина, граната (Mn-гроссуляр-альмандин), амфибола (малотита-

нистый феррогастингсит), магнетита; акцессории – циркон, ортит, сфен, эпидот, флюорит, апатит, ильменит и пирит.

Щелочные (и нефелиновые) сиениты – массивные порфировидные породы, иногда в переменных количествах содержащие идиоморфный нефелин, который замещается канкринитом, содалитом, анальцимом. Породы часто микроклинизированы, альбитизированы, серицитизированы. В них отмечаются циркон, циртолит, плюмбопирохлор, рутил, сфен, магнетит, в ряде тел – колумбит, торит, Цветные минералы в обеих разновидностях сиенитов – высокожелезистый эгирин-салит, гастингсит, лепидомелан. Экзоконтактовая фация щелочных сиенитов представлена гранат-антофиллитовыми породами, существенно обогащенными магнетитом.

Граниты и граносиениты (различаются по содержанию кварца и микроклина) – это лейкократовые, от мелко – до крупнозернистых, породы с массивной, иногда – гнейсовидной текстурой. Встречаются порфировые разности (фенокристы представлены калишпатом), в них базис состоит из кварца, калишпата, альбит-олигоклаза, небольшого количества биотита и мусковита. По плагиоклазу развиваются серицит или вторичный микроклин; встречаются пертиты.

В *щелочных гранитах* калишпат преобладает над плагиоклазом, цветные минералы представлены эгирином, рибекитом, иногда – астрофиллитом; акцессорные – метамиктный циркон, ортит, сфен, рутил, апатит, гематит, ильменит, магнетит, пирит, изредка – флюорит и турмалин.

На площади распространения комплекса выделен геохимический ореол Nb, Sn, Pb, Cu, Bi, Mo, подтверждена потенциальная продуктивность на редкие металлы. Zr-Nb минерализация здесь была открыта Аргаяшским отрядом ЧГРЭ в 1969 г. и в ходе работ подробно изучена А.И. Белковским. Повышения концентраций Nb, Ta, Zr, Th и скопления фиксируются в приконтактовых фенитах.

По химическому составу габбро, сиенитоиды и большая часть гранитов козлиногорского комплекса относятся к подотряду умереннощелочных пород; имеют калинатровый тип щёлочности при преобладании Na_2O над K_2O; к щелочным следует отнести сиениты и граниты, в которых встречаются щелочные фемические минералы (см. выше). Нами было показано [7], что в распределении элементов-примесей в козлиногорских габбро и гранитах наблюдается определенное сходство как с аналогичными по основности породами известных ордовикских щелочных комплексов восточного склона Урала (Ильмено-Вишневогорский комплекс и др.), так с древними гранитоидами и базитами западной границы Урала с ВЕП (М-е Сибирка, граниты Бердяуша – средний рифей).

Ar-Ar возраст габбро козлиногорского комплекса (по биотиту) составил 457, 8±5,8 млн. лет [7]; на основании этой датировки комплекс в новой редакции карты нанесен как позднеордовикский. Затем совместно с В.И. Петровым (Челябинскгеосъемка) из умереннощелочного гранита были выделены цирконы. Определения U-Pb возраста проведены в Изотопном центре ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург на SHRIMP-II А.Н. Ларионовым. Результаты приведены в таблице 1. В возрастной интервал 470-430 млн. лет попадает большая часть замеров; есть отдельные более древние цифры (490) и явно омоложенные возраста кайм. U/Th отношения и диаграмма «содержание U – возраст» показывают, что имеется несколько кластеров, в которые ложатся молодые каймы (294, 313, 337 млн лет); «главное облако» близких по возрасту точек (490-430) и 3) несколько зерен с промежуточными характеристиками (периферии зерен). На конкордию точки основной группы ложатся очень кучно, средняя величина возраста составляет 455±5.5 млн. лет. Таким образом, возраст гранитов практически совпадает с возрастом габбро (см. выше), что указывает на относительно короткое время внедрения пород козлиногорского комплекса.

Эта первая датировка, полученная для субщелочных потенциально продуктивных на редкие металлы пород на западном склоне Урала. Помимо старых определений возраста

440 млн. лет для пород Тахтинского участка (см. выше), существуют близкие цифры для пород нязепетровского участка, расположенного существенно севернее (по данным [1-3]).

Эти возрастные данные дополняют представления о том, что гранитоиды (и родственные им породы) повышенной щелочности, продуктивные на редкометалльное оруденение, формировались в течение ордовика-начала силура не только на восточном склоне Урала (в пределах Ильмено-Вишневогорской зоны (ИВЗ), но и к западу от зоны Главного Уральского разлома. Вопросы установления геодинамического режима и механизма формирования пока решены не полностью. По-видимому, близкое время становления и сходство петрогеохимических признаков субщелочных и/или щелочных пород (см. выше), с которыми ассоциированы редкие металлы, на западном и восточном склонах Урала, может отражать близкий состав родоначальных магм. По козлиногорскому комплексу изотопных данных пока не имеется; но, например, по ИВЗ И.Л. Недосековой было показано, что значительную роль в субстрате для формирования щелочных пород (вплоть до карбонатитов) играл мантийный (от DM до EM1 – для разных объектов) материал; вероятно также участие плюмового компонента [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов западного склона Урала // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 4. С. 1206-1209.

2. Грабежев А.И., Карагодин С.С., Чащухина В.И., Парфенов В.В. Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала. Препринт. Свердловск. 1982. 57 с.

3. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2004. 336 с.

4. Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяушского плутона (Южный Урал) в свете новых U–Pb и SrNd изотопных данных // ЗРМО, 2011. Ч. CXXXX. № 2. С. 59–63.

5. Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77-95.

6. Шагалов, Е.С., Холоднов В.В., Носова А.А. и др. К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометалльного месторождения Сибирка: Sm–Nd- и U–Pb(циркон) изотопные данные // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161. Екатеринбург. 2014. С. 362-366.

7. Шардакова. Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 162. С. 148-154.

ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫЕ СФЕРОЛИТЫ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (О. ИТУРУП)

Шевко А.Я., Гора М.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю.

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

Находки оливин-анортитовых включений (алливалитов) в эффузивных породах описаны для многих вулканов Камчатки и Курильских островов. Опубликованы десятки работ посвященных изучению текстурно-структурных особенностей, химического состава и генезиса этих включений. Среди обобщающих работ следует отметить статьи О.Н. Волынца с соавторами [1], Т.И. Фроловой с соавторами [2, 3], П.Ю. Плечова с соавторами [4], И.А. Буриковой и О.В. Парфеновой [5] в которых обосновываются гипотезы происхождения и рассматриваются физико-химические условия образования алливалитов.

По текстурно-структурным особенностям среди всего многообразия алливалитов выделяют 2 [2] или 3 [4] типа. Особое место среди выделяемых типов занимают округлые, концентрически-зональные включения, данных по которым опубликовано крайне мало.

Сферолитоподобные радиально-концентрические алливалиты (обр. С-286а) встречены в породах вулкана Малый Семячик [6]. Концентрически-зональные алливалиты (обр. Kudr-1) отмечены на вулкане Кудрявый [4]. Несколько подробнее описан образец округлого включения с концентрически-зональным строением из пемз вулкана Заварицкого [2].

При полевых исследованиях на о. Итуруп, в теле молодого лавового потока андезибазальтов вулкана Кудрявый (поток Черныш) [7], нами было встречено достаточно большое количество округлых, концентрически-зональных включений сферолитов оливин-плагиоклазового состава. Поток Черныш протягивается от вершины вулкана Кудрявый в юго-западном направлении более чем на 2 км. Наибольшая концентрация включений сферолитов сосредоточена в средней части потока.

Сферолиты имеют шарообразную форму, радиально-лучистую структуру, зональное строение и размер от 2-3 до 7-8 см (рис.). Часто на контакте сферолита с вмещающей породой наблюдаются полые трещины контракции, которые образовались в результате уменьшения объема при кристаллизации.

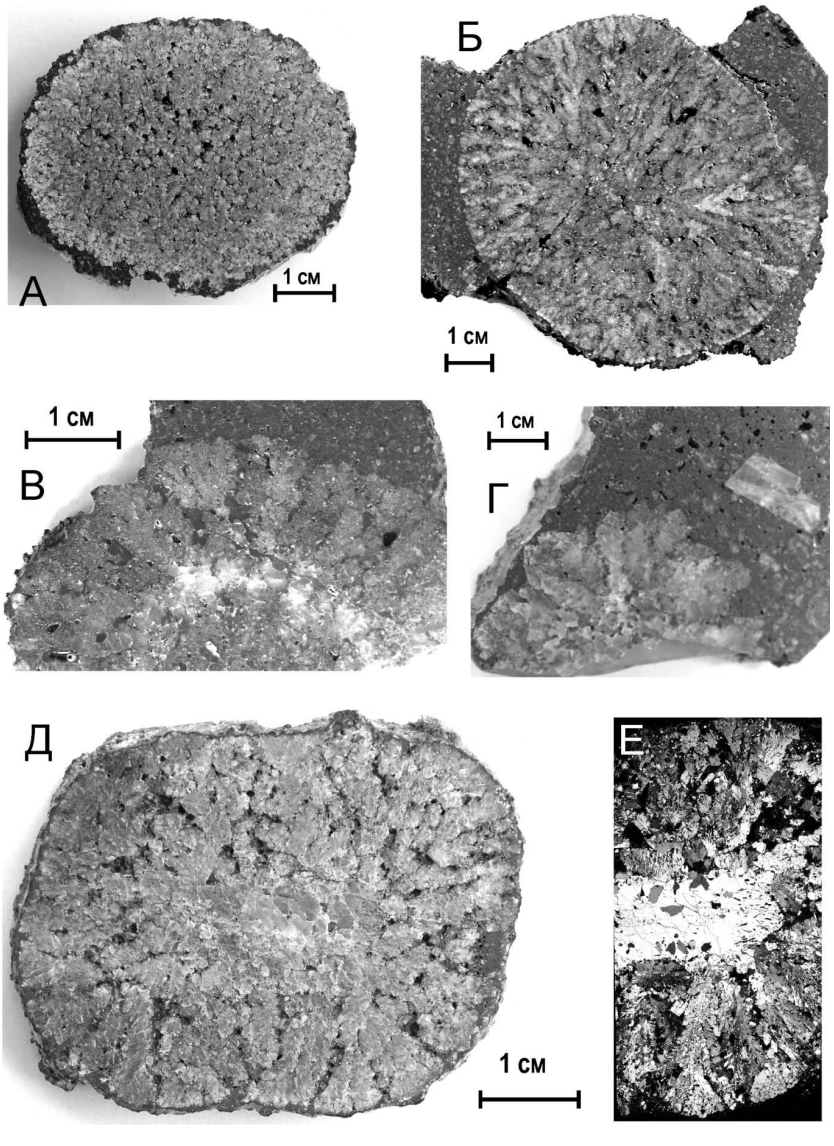


Рис. Разновидности сферолитов вулкана Кудрявый. Образцы: А – МД-30; Б – МД-41; В – МД-39-5; Г – МД-24-2; Д, Е – МД-40А. А-Д – фото пришлифовнных образцов, Е – микрофото полированного шлифа, проходящий свет, николи скрещены. Пояснения в тексте.

За счет трещин контракции и процессов выветривания сферолиты часто выкрашиваются из вмещающих пород и разрушаются. В таком случае прямому наблюдению оказываются доступны лишь отдельные их фрагменты. Например, если распилить сферолит не по центру, а в краевой части (рис., А), то на спиле мы будем иметь порфировую структуру, образованную субидиоморфными выделениями плагиоклаза с включениями оливина и интерстициальной массой сложенной пироксеном, окиснорудным минералом и коричневым, частично раскристаллизованным стеклом. Если же распилить сферолит точно посередине, то мы получим полную картину – ядерную часть в центре сферолита, выполняющую роль затравки, и расходящиеся от центра к краю дендритовидные кристаллы плагиоклаза (рис., Б).

Нам удалось собрать представительную коллекцию сферолитов, в том числе непосредственно из тела потока Черныш. В этих образцах присутствуют контакты с вмещающими андезибазальтами (рис., Б, В, Г) и сохранилась, целиком или частично, центральная часть, выполняющая роль затравки для последующего роста дендритовидных кристаллов оливина и плагиоклаза.

Наблюдаются 3 типа затравок.

1 тип. В центре сферолита располагается скопление субидиоморфных кристаллов оливина и таблитчатых кристаллов плагиоклаза (рис., Б, Г). Часто оливин содержит включения гранул плагиоклаза, и наоборот. В интерстициях между оливином и плагиоклазом сохраняется частично раскристаллизованное стекло с кристаллитами клинопироксена и титаномагнетита, кроме того, оливин со стороны интерстиций обрастает каймой клинопироксена.

2 тип. В центре сферолита располагается крупный таблитчатый кристалл плагиоклаза. Размеры такого кристалла могут достигать 24х20х10 мм (обр. МД-40А, рис., Д. Е). Центральная часть плагиоклаза чистая, ближе к краю появляются включения зерен оливина, а в краевой зоне, толщиной 1-3 мм оливин образует удлиненные дендриты, ориентированные от центра к краю плагиоклаза (рис., Е).

3 тип. Имеет две зоны. В ядерной части располагается скопление субидиоморфных кристаллов оливина и таблитчатых кристаллов плагиоклаза аналогичное затравке 1 типа. Отличие состоит в том, что здесь и оливин и плагиоклаз содержат включения хромшпинели. Ядерная часть затравки обрастает тонкой (несколько миллиметров) каймой чистых от минеральных включений таблитчатых кристаллов плагиоклаза в интерстициях между которыми располагаются зерна оливина, хромшпинели и частично раскристаллизованное стекло с кристаллитами пироксена и сыпью окиснорудного минерала (рис., В).

Внешняя зона сферолитов в каждом случае имеет одинаковое строение. Здесь главными минералами так же являются плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз содержит мелкие дендриты оливина и сам образует дендритовидные мегакристаллы, которые веером расходятся от границы с затравкой до внешней границы сферолита. В интерстициях между дендритами плагиоклаза располагается пористый стекловатый базис с микролитами пироксена, титаномагнетита и частично раскристаллизованным коричневым стеклом. Контакт с вмещающим андезибазальтом четкий, без следов закалки.

Вблизи краевой части сферолитов, во вмещающем андезибазальте, часто располагаются крупные кристаллы плагиоклаза с включениями оливина (рис., Г), фенокристаллы оливина и гломеропорфировые срастания оливина и плагиоклаза. Размеры кристаллов в таких образованиях достигают: плагиоклаз – 1,5 см; оливин – 0,7 см.

В образовании сферолитов можно выделить несколько стадий (этапов). На начальных стадиях образуются либо идиоморфные монокристаллы плагиоклаза, либо оливин-плагиоклазовые сростки. Иногда в парагенезисе с оливином и плагиоклазом встречается шпинель. Подобные соотношения позволяют предположить, что начальные стадии образования

сферолитов связаны с котектической кристаллизацией оливина, плагиоклаза и шпинели, что характерно для малоглубинных камер, заполненных базитовыми магмами. Внешние части сферолитов имеют дендритное строение, которое можно связать с быстрым ростом плагиоклаза и оливина, сопровождающимся расщеплением растущих индивидов. Переход от идиоморфного роста кристаллов к дендритному обусловлен резким изменением условий кристаллизации и, как правило, связан с сильным переохлаждением расплава. Вероятно, этот процесс имеет место при быстром снижении температуры, либо в результате подъема расплава на более высокий уровень, либо за счет вскрытия камеры и контакта с циркулирующими в вулканической постройке водами.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований №14-05-00798 и №16-05-00894.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука. 1978. С. 124-167.
2. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И., Бейли Д., Митрейкина О.Б. Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 85-96.
3. Фролова Т.И., Плечов И.Ю., Тихомиров П.Л., Чураков С.В. Расплавные включения в минералах аливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 2001. №4. С. 382-393.
4. Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В. Условия формирования алливалитов - оливин-анортитовых кристаллических включений – в вулканитах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 248-276.
5. Бурикова И. А., Парфенова О. В. Алливалиты – как показатель фракционной кристаллизации низкокалиевых известково-щелочных серий островодужного типа // Геохимия. 2013. № 1. С. 38–49.
Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулкано-структур. М.: Наука. 1987. 148 с.
6. Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 19-40.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКА УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Дриль С.И.

ФГБУН институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, scherb@igc.irk.ru

Проявления умеренно-щелочного магматизма в активной континентальной окраине Камчатки локализованы тыловой зонной вулканического пояса Срединного хребта и приурочены двум вулканическим центрам: Белоголовский и Большой – Кекукнайский. Породы, слагающие эти вулканы представлены рядом трахибазальт, трахиандезит, трахит, комендит [Флеров и др, 2014]. По геохимическим характеристикам породы занимают переходную позицию между островодужными и внутриплитными [Щербаков, 2015]. Образование пород трахибазальт-трахит-комендитовой серии (ТТК) происходит в интервале от позднего плиоцена, до раннего плейстоцена. Породы ТТК серии в такой обстановке должны обладать специфическими и индикаторными изотопно-геохимическими характеристиками, а их формирование в зонах перехода «океан-континент» отражает, вероятно, гетерогенный характер источников магматического вещества, природа которых в таких структурах может быть исследована с позиций современных представлений о процессах астеносферно-литосферного взаимодействия и мантийно-корового рециклинга.

Из анализа изотопных данных следует ряд важных выводов о роли тех или иных источников вещества в формировании умеренно-щелочных магм ТТК серии Срединного хребта

Камчатки. Следует отметить, что изотопные источники K-Na умеренно-щелочных магм имеют признаки гетерогенности. С одной стороны, это деплетированный мантийный источник, сходный по характеристикам с источником «командорского» MORB типа, а с другой – относительно обогащенный источник, имеющий характеристики близкие к «индийскому» MORB (рис.). Третьим вероятным источником вещества могла быть надсубдукционая мантия, метасоматизированная в процессе погружения океанической литосферы в зоне миоцен-плиоценовой субдукции относительно «древней» океанической плиты Кула или Изанаги.

Наиболее радиогенными изотопными составами пород по величинам $^{87}Sr/^{88}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ обладают обогащенные LILE и HFSE элементами и породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ТТК серии Срединного хребта, в составе которой присутствуют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и комендиты. На следующем плейстоцен-голоценовом этапе в структурах Белоголовского и Большой-Кекукнайского центров проявляются трахибазальты и субщелочные базальты K-Na типа, среди которых отмечены как обогащенные, так и умеренно-обогащенные LILE и HFSE породы, нередко обладающие геохимическими характеристиками переходными к IAB типу магм. Большинство базальтоидов этого этапа имеют отчетливо менее радиогенные изотопные составы и наиболее близки к источнику MORB типа.

В зависимости от вариаций условий формирования умеренно-щелочных магм, а именно степени плавления магмообразующего субстрата и роли различных источников вещества в их образовании, происходит последовательное изменение химизма и изотопных составов продуцируемых ими вулканических пород. Следует предполагать, что роль обогащенного изотопного источника типа «индийского» MORB была максимальной при образовании исходных магм ТТК серии, тогда как при формировании пород более позднего этапа более значительную роль приобретает деплетированный источник, сходный с «командорским» MORB. Это может быть объяснено в рамках геодинамической модели развития структуры Камчатки в позднее-миоцен-плейстоценовое время, представленной ниже.

Природа деплетированного источника умеренно-щелочных магм Срединного хребта в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время выглядит вполне однозначной. Этим источником должно было быть вещество деплетированной океанической литосферы MORB типа, близкой по составу к MORB Тихого океана. Согласно геодинамическим построениям для северо-западного сегмента Тихого океана таким источником должна была быть деплетированная литосфера субдуцируемой в миоцен-плиоценовое время под структуру активной окраины Камчатки океанической литосферной плиты Изанаги и, возможно, фрагмента плиты Кула.

Природа обогащенного источника для магм ТТК серии Срединного хребта может быть объяснена с позиций рециклинга древнего литосферного вещества океанической, но возможно и нижнекоровой природы, с формированием диапира (плюма) в астеносферной мантии под Западным сегментом структуры Камчатки. Основанием для такого вывода служат, в частности, изотопные особенности умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиты и комендиты). Сближение их изотопных характеристик $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ с полем изотопных составов Индийского MORB может говорить о близкой природе их источников вещества. Участие источника типа «индийского» MORB для тыловой зоны Курильской островной дуги было показано в работе [Мартынов и др., 2012]. В данном исследовании установлено, что обогащенный мантийный источник, роль которого зафиксировано в образовании умеренно-щелочных магм Срединного хребта, обладает относительно низкими величинами $^{206}Pb/^{204}Pb$ отношений в сравнении с IAB Камчатки и повышенными значениями $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ изотопных отношений в прямой зависимости от степени обогащения пород LILE и HFSE компонентами.

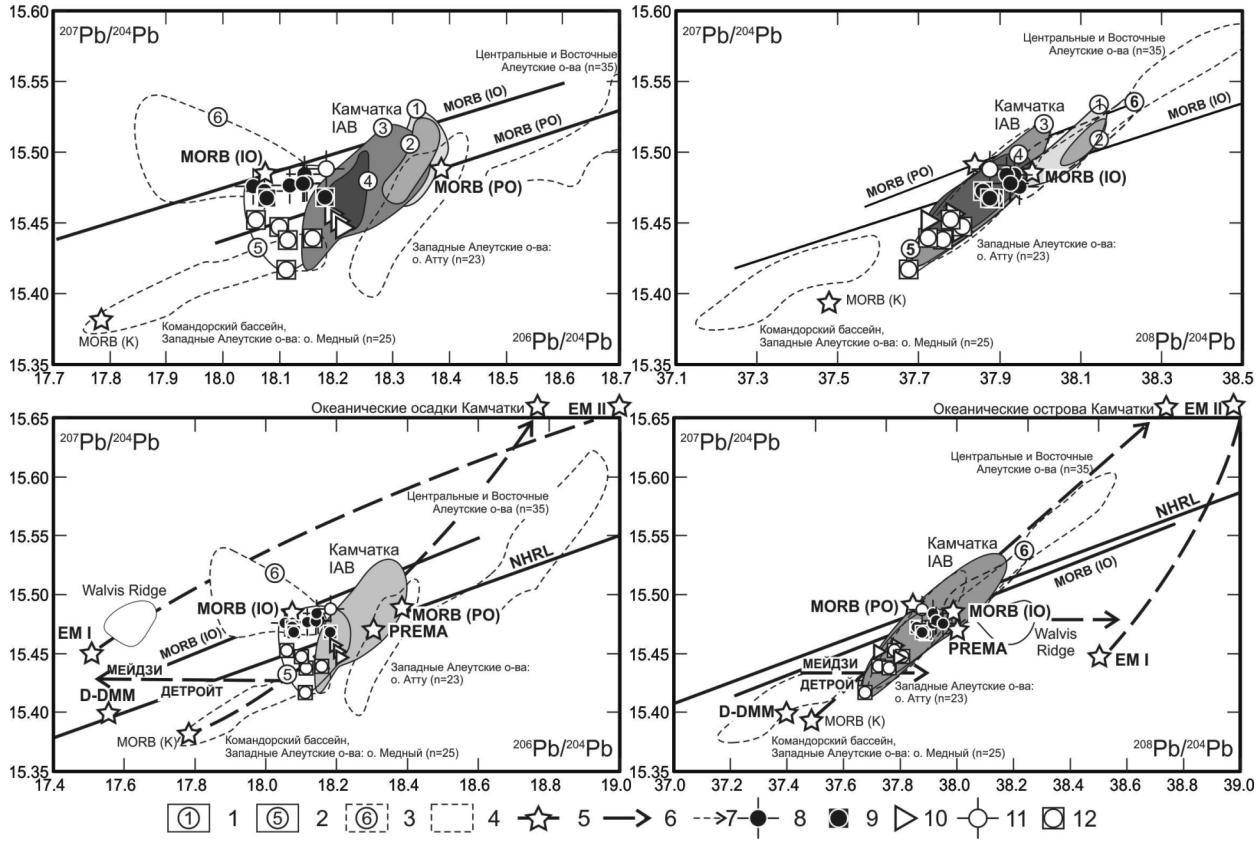


Рис. Изотопные характеристики пород надсубдукционных вулканических поясов Камчатки и вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский.

1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа вулканических поясов Камчатки (цифры в кружках составы пород вулканических поясов: 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта); 2 – поле изотопных характеристик пород умеренно-щелочной серии и субщелочных K-Na базальтоидов Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов субщелочных и щелочных K-Na базальтоидов Восточной Камчатки; 4 – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна и Западных Алеутских островов, Западных Алеутских островов (о. Атту), Центральных и Восточных Алеутских островов, n – количество проб; 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для MORB-(IO) и Тихого океанов MORB, MORB(K) – базальтов Командорского бассейна, EMI и EMII - обогащенной и мантии; 6 – направления к меткам изотопных резервуаров; 7-8 – точки составов пород умеренно-щелочных серий вулканического центра Белоголовский (7 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовой дифференцированной серии центра и 8 – ранне-среднеплейстоценовых щитовых вулканов); 9-11 – точки составов пород вулканического центра Большой-Кекукнайский (9 – высококалиевой нормально-щелочной серии вулкана Кекукнайский, 10 – умеренно-щелочной серии вулкана Большой, 11 – зоны ареального вулканизма Дола Геологов). [Щербаков, 2015].

Взаимодействие источников может быть объяснено в рамках геодинамической модели образования умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в условиях реализации процессов астеносферно-литосферного взаимодействия и участия в магмообразовании гетерогенных источников вещества. Модель основана на предположении об образовании в структуре субдуцированной океанической плиты под Срединным хребтом зоны деструкции или разрыва (slab-window) и поступление в эту зону деструкции вещества астеносферного диапира. Принимая во внимание отчетливый структурно-тектонический контроль районов проявления умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта в северо-восточном направлении по его простиранию,

представляется, что такой контроль был определен формированием области деструкции палеослэба – «slab-window).

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ №14-05-00717

ЛИТЕРАТУРА

1. Мартынов Ю.А., Кимура Д.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 102-110.

2. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2014. 41 с.

3. Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Философова Т.М., Щербаков Ю.Д. Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3-23.

4. Щербаков Ю.Д. Геохимия и петрология щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Иркутск. 2015. 23 с.

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НАЧАЛА СУБДУКЦИОННОГО РЕЖИМА ВДОЛЬ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дербеко И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: derbeko@mail.ru

Конец мезозоя для восточной окраины Азии характеризуется почти беспрерывными, часто длительными, магматическими процессами. При этом формирование магматических комплексов происходило в различных геодинамических обстановках. Так, вдоль южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) последовательно сменялись геодинамические режимы: субдукционная – коллизионная – внутриплитная (зоны растяжения) [3]. Субдукционный этап здесь отмечен формированием известково-щелочных комплексов: плутоногенный верхнеамурский (142-138 млн. лет), плутоногенный буриндинский (130-122 млн. лет), вулканогенный талданский (128-122 млн. лет). Коллизионный этап соответствует становлению бимодального галькинского комплекса (119-97 млн. лет), а начало этапа растяжения или деструкции определяет возраст трахиандезитов – абсарокитов– 94 млн. лет – коньяк [3]. Этим процессам предшествует формирование пород кудикунчинского вулканического и магдагачинского плутонического комплексов, которые традиционно считались продуктами коллизионной обстановки [1]. Площадное распространение данных магматитов, по сравнению с более поздними породами известково-щелочной серии, весьма незначительное.

Кудикунчинский вулканический комплекс впервые упоминается в работе [4]. Он представлен мелкопорфировыми трахириолитами покровной и субвулканической фаций. Вулканиты характеризуются присутствием порфировых выделений плагиоклаза с высоким содержанием анортитовой оставляющей (до андезина). В субвулканических разновидностях – анортоклазом и железистым ортоклазом, почти полным отсутствием темноцветных минералов и интенсивным развитием процессов вторичного замещения. Вулканиты – это высококалиевые породы, хотя в сумме щелочей преобладает Na_2O составляющая (Na_2O/K_2O = 1.2-1.6), умереннощелоч-

ные (Na_2O+K_2O = 8.7-11.7 мас. %), относятся к известково-щелочной серии, пералюминиевые (ASI = 0.97-1.13), низкотитанистые. При низких содержаниях Nb и Ta, при аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb, они обогащены Sr, Ba, Rb, Th, K. Распределение REE в вулканитах сильно фракционировано: (La/Yb)n = 13-28 и характеризуется положительной аномалией Eu: (Eu/Eu*)n = 1.9-3.9.

Магдагачинский плутонический комплекс [1; 3; 4] представлен умереннощелочными гранитами, гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами; редко – гранитами, гранит-порфирами нормального ряда и кварцевыми сиенит-порфирами. Они слагают крупные, но единичные, массивы, силло- или лополитообразные тела. Гранитоиды характеризуются наличием порфировых выделений размером до 10 см калиевого полевого шпата и дымчатого кварца, повышенной щелочности, зональных плагиоклазов. Это высококалиевые породы известково-щелочной серии при значительном преобладании Na_2O над K_2O (Na_2O/K_2O = 1.35-1.81), пералюминиевые (ASI = 0.6-0.8), низкомагнезиальные, умереннотитанистые. Они также как и вулканиты обогащены Sr, Ba, Rb, Th, K, при пониженных содержаниях Nb и Ta и аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb. Распределение REE в гранитоидах характеризуется слабо выраженной или положительной аномалией Eu: (Eu/Eu*)n = 0.77-1.23 при (La/Yb)n = 26.45-64.13.

Позднеюрский возраст гранитоидов – 145±5 млн. лет, вулканитов – 147±8 млн. лет (Rb-Sr и K-Ar методы соответственно) [4]. Есть данные о более молодом времени их формирования [1], что позволило сделать предположение о фациальной принадлежности магдагачинских гранитов к верхнеамурскому плутоническому комплексу с возрастом 140-134 млн лет. Но этот факт достаточно чётко опровергается геохимическими характеристиками пород комплексов. В гранитоидах магдагачинского комплекса при аномально низких содержаниях HREE (в г/т): Ho (0.10-0.22); Er (0.25-0.54); Tm (0.03-0.07); Lu (0.02-0.05), а также Y (3-6) и Yb (0.17-0.42) значение (La/Yb)n более 26. Тогда как в породах верхнеамурского комплекса (La/Yb)n менее 19.17, а содержания HREE значительно повышены.

На диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов (рис. 1) гранитоиды магдагачинского и вулканиты кудикунчинского комплексов попадают в поле высококремнезёмистых адакитов. На классификационных диаграммах Sr/Y – Y и (La/Yb)n – Ybn [6] фигуративные точки пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов проецируются на поле типичных адакитовых серий мира (рис. 2).

В последнее десятилетие выделены и изучены мезозойские адакитовые гранитоиды и их вулканические аналоги в таких регионах как Румыния, Турция, Корея, Восточный и Юго-Западный Китай [2]. Согласно обобщённому анализу петро- и геохимических характеристик это породы с высокими содержаниями SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, Sr, низкими – K_2O, MgO, Yb, Y, при отсутствии отрицательной Eu-ой аномалии и наличии высоких Sr/Y и Na_2O/K_2O отношений. Перечисленные характеристики полностью совпадают с таковыми характеристиками для магматитов рассматриваемых комплксов. Происхождение всех адакитов, выделенных в вышеперечисленных регионах однозначно связываются с процессами субдукции [2].

Адакитовые магматиты в южном обрамлении МООП по времени формирования предшествовали становлению раннемелового известково-щелочного верхнеамурского комплекса. А отчасти, возможно, и совпадал. Этот временной интервал соответствует пологой субдукции плиты Изанага под восточную окраину Азии [5]. С этим процессом связано и формирование известково-щелочных комплексов Большого Хингана (Китай). Закономерно, что в процессе субдукции молодой океанической коры под континентальную окраину Азии происходило первоначальное плавление слэба, на что указывают низкие содержания Y-Yb и высокие соотношения Sr/Y и La/Yb. При этом, адакитовые расплавы, поднимаясь к поверхности, проходили через супракрустальные докембрийские образования, широко развитые в изученном регионе,

что вероятно и отразилось в их составе: образовывались высококремнезёмистые адакиты.

Нельзя исключить и тот факт, что в это время происходило закрытие Монголо-Охотского бассейна, когда, возможно, под северную часть Аргунского супертеррейна субдуцировали океанические образования Монголо-Охотского бассейна, обусловленные встречным движением Северо-Азиатской и Сино–Корейской плит. В любом случае, формирование адакитов соответствует начальной стадии длительного субдукционного процесса в регионе в интервале 150-120 млн. лет.

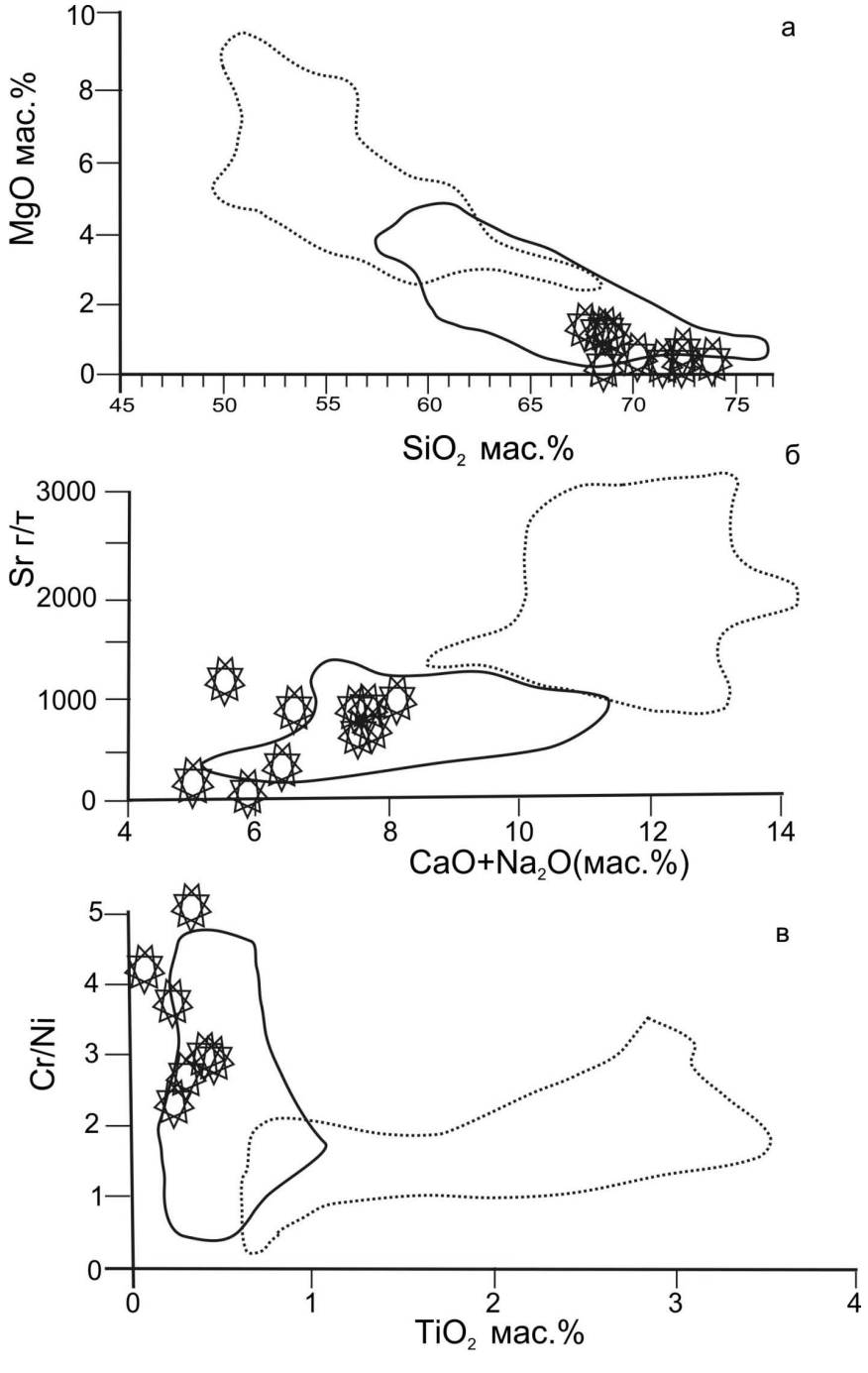


Рис. 1. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [7]. Сплошной линией обозначено поле высококремнезёмистых адакитов.

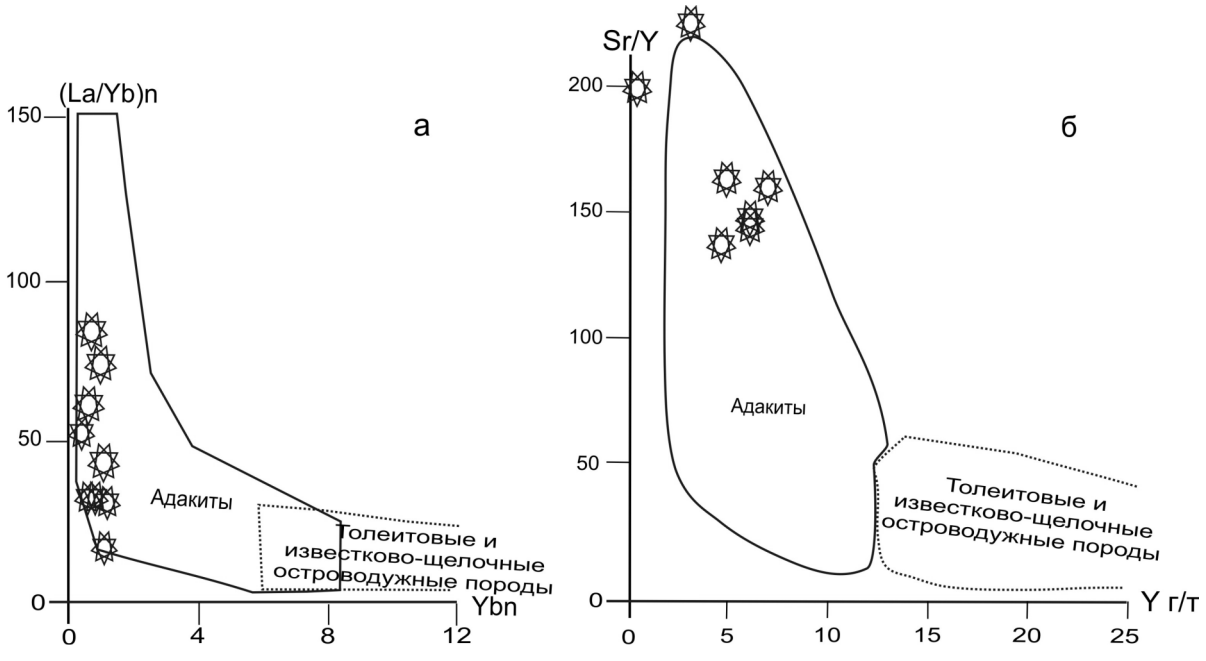


Рис. 2. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербеко И.М. Благовещенск: ООО «Амургеология». 2001. 227 с.

2. Гусев А. И. Петрология адакитовых гранитоидов. Изд-во: Академия Естествознания. 2014. 242 с.

3. Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT. Academic Publishing GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.

4. Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. С.-Пб.: ВСЕГЕИ. 2002.

5. Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Чжень, Цюань Хэнь. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 109-117.

6. Martin, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes // Lithos. 1993. № 30. P. 373-388.

7. Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. № 79. P. 1-24.

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА В РУДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Аленичева А.А.[1], Проскурин В.Ф.[1],Прасолов Э.М.[1], Розинов М.И.[1], Ковтунович П.Ю.[2], Речкин А.Н.[2]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского, Санкт-Петербург e-mail: Antonina_alenicheva@vsegei.ru; Edward_Prasolov@vsegei.ru; Mikail_Rozinov@vsegei.ru*

[2]*ОАО «Сахалинская ГРЭ», г. Южно-Сахалинск, e-mail: pkovt@mail.ru; ranrechkin@gmail.com*

Изотопно-геохимический критерий оценки перспективности рудных объектов разработан на основе изучения изотопного состава благородных газов гелия (He) и аргона (Ar) во флюидных микровключениях минеральных ассоциаций золоторудных и золото-серебряных месторождений. Высокая доля мантийного компонента в изотопном составе гелия указывает на мантийный источник рудообразующих флюидов, продуцирующих золотое и серебряное оруденение и может служить индикатором масштабности рудогенерирующего процесса. Глубинные флюидные потоки, в меньшей степени подверженные контаминационному влиянию коровой среды, генерируют более крупные рудные объекты.

Изотопный анализ благородных газов выполнен с помощью газового статического масс-спектрометра Micromass NG-5400. Проанализированы руды ряда месторождений основных геолого-промышленных типов оловянного, полиметаллического, золото-кварцевого и золото-серебряного оруденения Востока России. Во флюидных микровключениях золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и золоторудных объектов Верхояно-Колымской минерагенической провинции обнаружены повышенные концентрации мантийного гелия. Существенно обогащены мантийным компонентом гелия руды уникального золото-серебряного месторождения Дукат относительно мелких проявлений [2]. В рудах Дуката доля мантийного гелия во флюидных включениях достигает 54%, тогда как для более мелких месторождений подобного типа (Карамкен, Тидит, Арылах) характерны значения Hem/He в среднем 10-15%. В рудовмещающих риолитах оно не превышает 8,5%, в гранитах 2%.

Вместе с тем изотопные составы гелия в микровключениях кварца рудоносных жил Дукатского месторождения обнаруживают широкие вариации по содержанию мантийного гелия. Наряду с высокими концентрациями в некоторых образцах доля Hem/He не превышает 6-11%. Разброс значений Hem/He объясняется многостадийностью рудообразующего процесса и наличием в рудах минералов различных генераций, в том числе кварца дорудного этапа. Доказательством являются результаты анализа кварц-адуляр-хлоритовой руды (обр. Д-2) Дукатского месторождения с высокими содержаниями серебра и золота, определенными методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (табл. 1). Электронно-зондовым исследованием определен минералогический состав образца руды: сульфосоль серебра- фрейбергит ($Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$), халькопирит, кварц. Изучение изотопного состава гелия в микровключениях кварца (обр. Д-2-2) и рудных минералов (обр. Д-2-1), выделенных из пробы Д-2 показало значительное преобладание доли мантийного гелия в рудных минералах (таб. 2). Концентрация мантийного гелия в валовой пробе (Д-3) кварц-родохрозитовой руды демонстрирует среднее значение (Hem/He=25%).

Повышенными содержаниями Hem/He (26-28%) характеризуются руды крупного золото-серебряного месторождения Многовершинное, расположенного в Сихотэ-Алинской вулкано-плутонической зоне и золото-серебряного рудопроявлении Милоградовское Восточно-Сихотэ-

Алинского вулканогенного пояса (Hem/He=56%).

Таблица. 1. Содержание химических элементов в исследуемых образцах руды месторождения Дукат.

NN п/п	NN проб	Порода	Привязка	Ag г/т	Au г/т	Bi г/т
1	Д-2	Кварц-адуляр-хлоритовая руда	штрек 957.116-А	25 300	4,72	0,27
2	Д-3	Кварц-родохрозитовая руда	Рудная зона №8	26 100	4,92	0,64

Таблица. 2. Изотопный состав гелия, аргона и неона в рудах месторождения Дукат.

№ п	Объект	№ пробы	He 10^{-6}, $см^3/г$	$^3He/^4He$ 10^{-6} измер.	$^4He/^{20}Ne$ измер	$^3He/^4He$ 10^{-6} корр.	He_m/He %	Ar_a/Ar %	$^4He/^{40}Ar_{rad}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Дукат	Д-3	0,436	3,00	29	3,01	**25**	**97,7**	5,5
2		Д-2-1 фрейбергит	2,97	5,42	319	5,42	**45**	**94,7**	41
3		Д-2-2 кварц	0,402	1,76	33,5	1,77	**15**	**96,9**	9,6

Примечание. $^3He/^4He*10^{-6}$ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению $^4He/^{20}Ne$, т.е. изотопный состав «глубинного» гелия.

R_A – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии ($1,4x10^{-6}$).

He_m/He – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3He/^4He$ в верхней мантии $1,2x10^{-5}$ и $2x10^{-8}$ в земной коре.

Изотопный состав аргона характеризует глубину рудоотложения относительно земной поверхности и степень проницаемости пород кровли. В рудах эпитермальных золото-серебряных месторождений выявлены максимальные значения аргона атмосферного происхождения (Ar_a/Ar), достигающие 100%, и минимальные – радиогенного, что является свидетельством близповерхностных условий формирования месторождений.

Во флюидных включениях рудоносных кварцевых жил Верхояно-Колымской провинции с профилирующим золото-кварцевым жильным типом оруденения при максимально высоких концентрациях мантийного гелия до 70% доминирует радиогенный аргон и, соответственно, отмечается пониженная доля атмосферного аргона: Ar_r/Ar = 47-58% и Ar_a/Ar = 53-42% [3], что свидетельствует о глубинности формирования оруденения.

Опробованные в зоне Охотско-Чукотского пояса оловорудные месторождения и рудопроявления не обнаруживают высоких концентраций мантийного гелия. В отличие от золота и серебра олово имеет коровый источник, связанный с процессами эволюции коровых магм. Для месторождений и проявлений Индустриальное, Контактовое, Порожистое, Ирэганджа, Хатарен, Днепровское, Невское доля He_m/He не поднимается выше 12%. При этом доля радиогенного аргона остается преимущественно на невысоком уровне 0.4-17% (в единичном случае до 27%). Подобные соотношения изотопов благородных газов наблюдаются в рудах вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алинской минерагенической провинции. Для флюидных

включений месторождений Лермонтовское, Восток-2, Скрытое характерны значения He_m/He в пределах 8-11%. Для Дальнегорского полиметаллического месторождения доля He_m/He не превышает 12%.

Таким образом, использование изотопного состава гелия в качестве критерия масштабности оруденения применимо только для золотых и золото-серебряных месторождений.

Изотопно-геохимический метод оценки масштабности оруденения на основе изотопного состава гелия был использован для уточнения перспективности малоизученного рудопроявления золото-серебряного Переселенческое, расположенного на острове Итуруп Большой Курильской гряды в Курило-Камчатской минерагенической провинции.

Переселенческое проявление связано с позднемиоцен-плиоценовым рыбаковским андезитовым комплексом Курило-Южно-Камчатского вулканогенного пояса. Рудная минерализация представлена золото-серебряной формацией с полисульфидами и относится к эпитермальному генетическому типу. Минерализованные зоны брекчированных кварцевых метасоматитов с тонкосульфидизированным кварцевым и гидросерицит-кварцевым агрегатом приурочены к пологим разломам в теле риодацитов и кислых туффитах рыбаковского комплекса. Максимальные содержания золота достигают 75,8 г/т, серебра – 118 г/т. Пробность золота 934 [1].

По генетической природе, морфологии рудных тел, высокой пробности золота Переселенческое проявление сопоставимо с крупным золото-серебряным месторождением Агинское, расположенном в пределах Центрально-Камчатского андезитового вулканического пояса. K-Ar возраст метасоматитов Переселенческого проявления (6,1-6,9) ±0,2 млн. лет отвечает K-Ar датировками (7,10-6,93) ±0,2 млн. лет жильного адуляра Агинского месторождения. Сходство характеристик месторождения Агинское и проявления Переселенческое подтверждают результаты изотопного анализа благородных газов (таб. 3). Выявлена идентичность изотопного состава аргона с преобладающей долей атмосферного аргона (88,8-98,7), типичного для эпитермального оруденения. Повышенная доля мантийного компонента в изотопном составе гелия (34%) в валовой пробе руды Переселенческого проявления может быть свидетельством высокой продуктивности глубинного рудоносного флюида.

Руды крупного золото-серебряного месторождения Аметистовое, расположенного в палеогеновом Олюторско-Центрально-Камчатском вулканическом поясе при идентичности изотопного состава гелия отличаются высокой долей радиогенного аргона, характерного для мезотермальных объектов.

Таблица. 3. Изотопный состав гелия, аргона и неона в рудных объектах Курило-Камчатской минерагенической провинции.

№ п	Объект	№ пробы	He 10^{-6}, $см^3/г$	$^3He/^4He$ 10^{-6} измер.	$^4He/^{20}Ne$ измер	$^3He/^4He$ 10^{-6} корр.	He_m/He %	Ar_a/Ar %	$^4He/^{40}Ar_{rad}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	**Переселенческое** проявление	959-2	0,003	3,78	3,0	4,06	**34**	**88,8**	5,5
2	**Аметистовое** месторождение	АМ-1	0,024	2,91	9,2	2,97	**25**	**50,4**	41
3	**Агинское** месторождение	АГ-10	0,006	2,38	2,0	2,57	**21**	**98,7**	9,6

Полученные результаты подтверждают перспективность Переселенческого проявления и дополнительно обосновывают необходимость дальнейшего его изучения. Сходные геологические и изотопно-геохимические параметры Переселенческого проявления и золото-

серебряного месторождения Агинское позволяют прогнозировать на базе Переселенческого проявления месторождение промышленного типа.

Авторы выражают благодарность главному геологу АО «Аметистовое» А. В. Сагиру за предоставленные образцы руд золото-серебряного месторождения Аметистовое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (Рейдово), XXXIII (влк.Тятя), K-55-II, L-55-XXXII (Южно-Курильск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002. 182 с.
2. Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С., Розинов М. И. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60-76
3. Шокальский С. П. и др**.** Отчет «Оценка потенциально ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизионных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока». СПб. ВСЕГЕИ. 2010.

ГЛУБОКОВОДНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Петухов С.И., Романова Л.Н.

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт Петербург, e-mail: babaevasvet@yandex.ru

Работа имеет целью, с одной стороны, обратить внимание на упорядоченный характер и масштабность проявления океанского гидротермального рудогенеза в геодинамически активизированных (сейсмоактивность, тепловой поток, вулканизм) осевых рифтовых зонах океана, в частности в пределах достаточно хорошо изученного сегмента: Срединно-Атлантического хребта – Российского Разведочного Района – Глубоководные полиметаллические сульфиды (САХ–РРР–ГПС). С другой стороны, эти исследования способны пробудить интерес к пока еще слабоизученным, тоже геодинамически активизированным зонам, но заметно отличным по геолого-морфоструктурным особенностям. Речь идет конкретно о тыловодужной Охотоморской зоне, в которой также широко проявлен вулканизм, сейсмическая активность и тепловой поток.

Для САХ – РРР – ГПС составлена одна из первых геолого-тектонических карт масштаба 1: 5000000 на основе только реально наблюдаемых морфологических и геологических элементов строения района. Ее легенда построена на традиционных принципах картографии с выделением основных морфологических элементов; наблюдаемых геологических комплексов, представленных разновозрастными базальтами и базит-гипербазитовой ассоциацией гетерогенных пород.

При условном аномально низком спрединге (~1,5-2,0 см/год) энергетический потенциал осевой рифтовой структуры представлен сгущениями сейсмоцентров, повышенным тепловым потоком, хорошо очерчивающим геодинамическую зону, вероятно, отвечающую положению активизированных глубинных магматических очагов, и рассеянными по днищу долины и бортам вулканами центрального типа.

В ходе 30-летних ежегодных поисковых судовых экспедиций в пределах САХ – РРР – ГПС открыто 20 рудных объектов в ранге рудопроявлений, рудных полей и узлов колчеданных руд с высоким содержанием меди и золота. Их обнаружение происходило крайне неритмично, иногда с перерывами в несколько лет [1].

Относительно расположения рудных объектов можно утверждать, что они, как правило, тяготеют к участкам дна, подверженным повышенным геодинамическим нагрузкам: деформационным (борт), комбинированным линейно-тектоническим (поперечное поднятие) и вулканоконструктивным (вулканические постройки).

Если тепловой поток позволяет оконтурить активизированную область САХ – РРР – ГПС, потенциально перспективную в отношении гидротермального рудообразования, то области концентраций сейсмоактивных центров определяют положение глубинных рудно-магматических систем, в которых протекают процессы гидротермального рудогенеза. Положение его производных на и вблизи поверхности контролируется полем распределения тектонических деформаций, порождающих морфоструктурный план (борта, днище) и осложняющие их строение (поперечные поднятия, вулканические конусы) структуры более мелкого масштаба.

В конечном итоге комплекс этих факторов определяет закономерности распределения рудных объектов колчеданных руд на поверхности дна.

Информация об особенностях морфоструктурно-тектонического строения и гидротермальном рудогенезе в пределах САХ – РРР – ГПС, возможно, заинтересует ученых, но не является единственной целью этого сообщения. Необходимо обратить внимание на геодинамически активную структуру – Охотоморскую тыловодужную зону, потенциально перспективную в отношении открытия глубоководных сульфидных руд, ныне остающуюся за рамками пристального внимания геологов [2].

История изучения руд в пределах САХ – РРР – ГПС показывает, что эта проблема не из простых и рассчитывать на быстрое ее решение не приходится. Нужно приготовиться, на пути к успеху, к длительному и сложному изучению Охотоморской тыловодужной зоны. Однако, вероятность открытия здесь крупного рудного объекта ГПС (Cu, Zn, Pb, Au и Ag), по аналогии с южными регионами Западно-Тихоокеанской транзитали, вполне реальна. На «Прогнозно-металлогенической карте акватории Дальневосточных морей и Алеутско-курильской зоны Тихого Океана», масштаб 1:7500 000, уже намечено 6 перспективных участков для постановки поисковых работ с целью выявления рудных объектов ГПС: 1. рифт Атласова – Алаидская кальдера; 2. к северу от острова Онекотан; 3. вулкан Ушишир; 4. Группа подводных построек южнее острова Симушир; 5. к западу от острова Итуруп; 6 к западу от острова Кунашир[3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Металлогения гидротермальных сульфидных руд Мирового океана/науч. редю Андреев С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 224. СПб. 2014. 213 с.

2. Геология и минерагения дальневосточных морей России (твердые полезные ископаемые)/под ред. Андреева С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 222. СПб. 2012. 126 с.+3 вкл.

3. Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е. Металлогения и прогнозная оценка минерально-сырьевого потенциала Дальневосточных морей России. Материалы VI ВНПК «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», 6-8 апреля 2016,Якутск.Издательский дом СВФУ,2016. С. 16-19.

КЕРСУТИТОВЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ДАЛЬНЕГОРСКА

Баскина В.А.

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

Скарново-боросиликатное месторождение в Дальнегорске (Приморье, 44º 34’с.ш. и 135º 37’в.д.) уникально – и по гигантским масштабам, и по высокой концентрации руд на малой площади, и по типу минерализации [1,2]. Факты свидетельствуют, что многоэтапный процесс рудоотложения сопровождался длительной активностью потока щелочных флюидов.

Воздействие щелочных флюидов сказывается в составе и структуре магматических тел, в первую очередь керсутитовых лампрофиров.

В регионе, в рифтогенных разломах края континента в предорогенное время, в альбе сформировался меймечит-пикрит-щелочнобазальтовый комплекс тел, представленных толейитами, а также умеренно-щелочными и калиевыми щелочными базитами. Им свойственны высокие K/Na отношения, высокие концентрации титана, фосфора, фтора, бария, тория, легких лантаноидов, циркония, ниобия. По соотношениям акцессорных элементов все породы комплекса принадлежат к образованиям «горячих точек», – к породам типа OIB, а также внутриплитных базальтов, типичных для окраинно-континентальных рифтов. Это следует в частности, и из соотношений Nb/Y – Zr/Y [6] и отношений ^{144}Nd /^{143}Nd (0,5126-0,5127) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7048-0,7061).

Магматические породы в центре Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения представлены преимущественно калиевыми разностями щелочных базитов (калиевые щелочные долериты, шонкиниты, лампрофиры), с повышенными по сравнению с региональными, содержаниями Nb, Th, LREE, K, Ba. Геохимические и минералогические черты калиевых пород свидетельствуют о эманационной дифференциации и метамагматической проработке расплавов в очаге умеренно щелочных базитов флюидами, обогащенными K, Ba, La, Nb, Th. Активность флюидов, обогащенных водой и щелочами продолжалась и на позднемагматической стадии, что привело к появлению в габброидах фации щелочных высококалиевых керсутит-порфировых лампрофиров, в наибольшей степени обогащенных LREE, LILE, HFSE (SiO_2 44-49%; TiO_2 2.3-4.3%; K_2O 6.1-8 %; Sr 480-900г/т; Ba 1100-4500 г/т; Zr 230-390 г/т; Nb 110-246 г/т; Cr 16-20 г/т; Th 16-18 г/т; La_n 22-80 г/т).

Выходы лампрфиров на поверхности наблюдались лишь в центральной части Дальнегорского месторождения, где были вскрыты карьером в устье кл Хрустального. Лампрофиры образуют в щелочно-габброидных телах фациальные обособления, поперечником от первых метров до десятков сантиметров. Это темные блестящие породы с обильными идиоморфными вкрапленниками темнобурого керсутита, реже с участием титанистого авгита. Местами керсутиты сцементированы ортоклазовыми срастаниями, чаще фанеритовая связующая масса лампрофиров сложена ортоклазами, клинопироксенами, керсутитами, гастингситами, высокотитанистыми биотитами, титаномагнетитами, ильменитами, апатитами, тремолитами. Во многих обособлениях лампрофиров сохраняются реликты в большей или меньшей мере разложенных клинопироксенов. Титанистые авгиты в лампрофирах, как и в щелочных габброидах, образуют радиальные сростки призматических вытянутых кристаллов. В породах обилен игольчатый апатит. Апатиты обогащены редкими землями (более 1%). Керсутит слагает от 30 до 90% вкрапленников.

Составы и формы выделения позднемагматических роговых обманок – керсутитов, позволяют судить о составе и времени активности щелочных флюидов. В начале кристаллизации керсутиты максимально обогащены титаном, что связано с пиком концентраций щелочей и воды. Скелетные, коробчатые формы кристаллов керсутита возможно связаны с влиянием роста концентраций «сетеактивных» компонентов: P, B, F, H_2O. По данным анализов ЛАММА1000 в изученных зернах керсутита содержится до 0,2-0,5% B, Ba, Sr, Li, и более 100 г/т La. Это свидетельствует, что на позднемагматической стадии в ареале скопления калиевых габброидов, долеритов и лампрофиров были активными щелочные флюиды, обеспечившие подвижность и накопление бора. Ar-Ar датировки керсутита составляют 69-70 млн. лет. По сравнению с остальными породами дальнегорского ареала лампрофиры наиболее обогащены LILE и HFSE. LREE накапливались в керсутите. Содержание H_2O в породах составляет 3-4%, концентрации фтора 2500-4800 г/т. Отношения^{144}Nd /^{143}Nd равны 0,5126-0,5127

и $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7048-0,7061. При этом, лампрофиры не обладают признаками первичных мантийных выплавок – на это указывают низкое магниевое число, низкие содержания хрома и никеля. Керсутит в лампрофирах лишен опацитовых кайм и следов объемного разложения, т.е. не несет признаков декомпрессии, что также указывает на его кристаллизацию в камерах становления. Минеральные ассоциации, характерные для обособлений лампрофиров, образуют также позднемагматические парагенезисы во многих телах щелочных долеритов и габброидов в центральной части месторождения. В шонкинитах сростки крупных призм титанистого авгита окружены идиоморфными свежими зернами керсутита, часто образующими струйчатые и дендровидные скопления. Периферия керсутитовых выделений бахромчатая, эти зоны беднее титаном, чем центральные части зерен. В такситовой связующей массе шонкинитов обильны скелетные зерна и метакристы буроватого ферригастингсита с еще меньшим содержанием титана. Изменения состава керсутита от центров крупных зерен к их краям и далее к амфиболам в мезостазисе те же, что и в лампрофирах. Так, в шонкинитах из центра интрузива в левом борту р. Рудной титан-авгит имеет железистость 37, а керсутит, зональный и дорастающий на концах гастингситом, меняет общую железистость от центра к краю в последовательности 43-54-61, а концентрации TiO_2, соответственно, 6.6-4.9-2.8 (%). В лампрофирах правобережья р. Рудной вкрапленники титан-авгита имеют железистость 36-38, а в зональном керсутите смена железистости от центра и далее к гастингситу 53-55-59-69. Содержание TiO_2 в них меняется в пределах 6.5-3.3-2.8.(%). Ar датировки керсутита составляют 69-70 млн. лет.

О продолжении активности обогащенных калием щелочных флюидов свидетельствует, в частности, внедрение калиевых трахибазальтов, с закалкой по контактам, в пустоты с друзами данбуритовых кристаллов (K-Ar датировки трахибазальтов 66-– 65 млн.л.). В то же время на площади месторождения имело место формирование зон щелочных ортоклаз-пироксеновых метасоматитов, обогащенных К и Ba. Такие зоны многочисленны в телах шонкинитов, в песчаниках их кровли, в тектонических контактах пластов щелочных базальтов и кирпичных яшм. Датировки метасоматитов составляют 66-64 млн. лет.

Позже интенсивный импульс активности калиевых флюидов сопровождал отложение датолитовых руд. Взаимодействие этих флюидов с расплавами палеогеновых базальтов, формирующих серии до –, и внутрирудных даек, привело к появлению специфического комплекса высоко – и ультракалиевых латитов. Они распространены среди оруденелых скарнов на площади 1.8х 0.9 км, и пространственно ассоциированы с залежами продуктивных руд и свитами базальтовых даек. Эти образования, ранее именуемые трахитами, в последующих публикациях традиционно описывались как поздние, бороносные дифференциаты очага калиевых щелочных базитов. Анализ изотопных отношений кислорода в породах и минералах щелочного комплекса на Дальнегорском месторождении показал, что в этом ареале магматические тела подверглись воздействию обогащенных калием рудоносных гидротерм с высокой долей метеорных вод. Это привело к омоложению изотопных датировок, часто не отражающих истинного возраста магматических тел. Возраст исходных щелочных габброидов на дальнегорском месторождении по этим расчетам составляет 95 млн. лет. [3].

Нами не обнаружено минералого-геохимических признаков принадлежности латитов к калиевой щелочно базальтовой серии [3]. По сравнению со щелочно-основными разностями латиты резко обеднены La, Ce, Nd, Nb, Ta, Zr, Hf. В латитах отсутствуют оливин, флогопит, керсутит и акцессорные минералы, характерные для калиевых щелочных базитов. В ультракалиевых латитах не удалось обнаружить фенокристов ортоклаза, лейцита или эпилейцита, упоминавшихся при описании этих пород ранее. По минеральному составу и микроструктурам латиты весьма сходны с базальтами палеогеновых даек (при том, что в латитах содержание K_2O достигает 9-11%, а концентрация бария и рубидия по сравнению с базальтами даек

на порядок выше. Те и другие представлены по-преимуществу неполнокристаллическими, спорадофировыми разностями, содержат редкие вкрапленники плагиоклаза и реже клинопироксена. Кварца в породах нет. Сложение связующей массы варьирует от пилотакситовой до микрозернистой, состоящей из зерен плагиоклаза и лиловатого зонального титанистого авгита

После отложения датолита имело место многократное внедрение даек базитов с натровым уклоном, а калиевые латиты на этом этапе уже не известны. Дайки долеритов и андезитобазальтов, секущие оруденелые скарны с датолитом вблизи выходов латитов, имеют по K-Ar определениям возраст 54 -55 млн. лет. На этом этапе поток калиевых растворов сквозь скарновый блок и секущие его магматические тела практически прекратился (лишь в некоторых дайках этого возраста на борном месторождении несколько повышены содержания калия).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Дальнегорское боросиликатное месторождение //«Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых». М. ИГЕМ. 2006. Т.3, кн. 2 С. 737-765.
2. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А., и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // ГРМ. 2009. Т. 51. № 3. С. 203-221.
3. Дубинина Е.О., Баскина В.А, Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопно-геохимические корреляции вмещающих пород. // ГРМ. 2011. № 1. С. 65-83.
4. Баскина В.А. Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья. // Научный сборник «Процессы рудообразования и прикладная геохимия» К 100летию Л.Н. Овчинникова. М. ИМГРЭ. 2013. С. 81-93.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖСКОЕ, НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Буханова Д.С.[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: dasha-snejinka@yandex.ru

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. Оно локализовано на площади Журавлевского террейна – раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна в северо-западном крыле складки западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома. В геологическом строении здесь принимают участие осадочные терригенные отложения нижне- и верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава, перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями [3].

Проведено детальное исследование руд и вмещающих их метасоматитов Центрального участка месторождения в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа TescanVega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm^2.

Выделены основные 4 последовательные стадии рудообразования, первые три из которых продуктивны: щелочная, кислотная, ультракислотная и позднещелочная (рис. 1). Некоторые исследователи [1], отмечают в рудах и метасоматитах медно-порфировых месторождений бороалюмосиликатную стадию, появление которой на разных месторождениях может быть приурочено к различным этапам развития. На Центральном участке Малмыжского месторождения такой стадии выявлено не было.

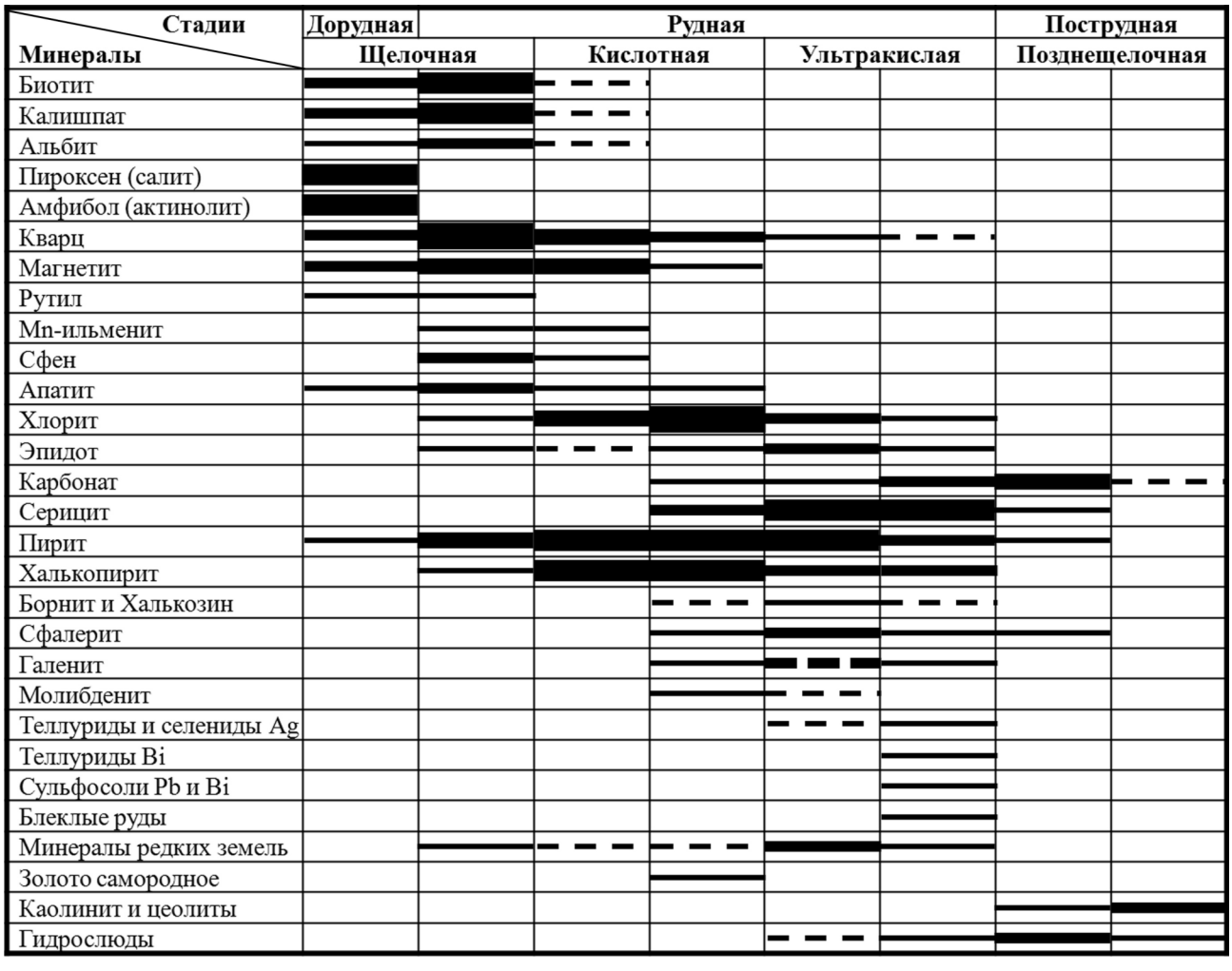


Рис. 1. Схема последовательности минералообразования (толщина линий пропорциональна интенсивности процесса).

Первая, щелочная стадия характеризуется окварцеванием, биотитизацией и калишпатизацией пород. Здесь выделяется несколько характерных парагенетических минеральных ассоциаций: биотит-магнетитовая±апатит, кварц-хлорит-пиритовая, кварц-кпш-халькопириовая±эпидот, кварц-халькопирит-борнитовая.

С кислотной стадией связаны хлоритизация, серитизация и окварцевание породы. Здесь широко развиты кварц-хлорит-халькопиритовая + сфалерит + галенит ± молибденит, кварц-хлоритовая ± магнетит/гематит, серицит-кварц-пиритовая ассоциация.

Продукты ультракислой стадии представлены вторичными кварцитами с пиритом и окружающими их аргиллизитами, где развита серицит ± халькозин-каолинитовая ассоциация с сульфосолями, халькопиритом, теллуридами и селенидами.

В позднещелочную стадию происходит карбонатизация и цеолитизация пород, содержащих реликтовые или переотложенные сульфиды и не представляют промышленного интереса.

Основные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, реже встречаются галенит, сфалерит, борнит и халькозин. Они наблюдаются в виде тонко-дисперсной рассеянной вкрапленности в метасоматитах, образуют скопления и гнезда в местах замещения темноцветных силикатов, а также формируют сульфидные и кварц-сульфидные прожилки.

Пирит – сквозной и наиболее распространенный сульфидный минерал, наблюдается в продуктах всех стадий. Представлен зернами различного размера от нескольких десятков

микрон до нескольких миллиметров. Наиболее ранние его выделения, связанные с щелочным этапом, представлены крупными корродированными кристаллами и псевдоморфозами по магнетиту. Такой пирит практически не содержит примесей, редко отмечаются незначительные содержания титана. Пирит кислотной стадии тесно связан с процессами хлоритизации и серицитизации. Он образует рассеянную вкрапленность и скопления кристаллов, обычно это кубы, осложненные гранями пентагондодекаэдра и октаэдра. Часто они корродированны, а полости заполнены более поздними сульфидами и продуктами ультракислой стадии. В анализах таких кристаллов отмечаются примеси меди, реже цинка и свинца, вероятно, из-за присутствия микровключений других сульфидов. Более поздний пирит ультракислой стадии часто образует колломорфные агрегаты, реже кубические кристаллы, и иногда содержит примесь мышьяка (от 0.30 до 1.77 мас. %).

Халькопирит, как и пирит, относится к сквозным минералам, преобладая в продуктах кислотной и ультракислой стадий. Часто наблюдаются ассоциации халькопирита с пиритом и магнетитом. Он представлен зернами от первых десятков микрон до нескольких миллиметров и образует тонкую вкрапленность в основной массе метасоматитов. Нередко отмечаются гнезда размерами до 3 см сложенные хлоритом, пиритом, халькопиритом и магнетитом. Халькопирит как самостоятельно, так и совместно с пиритом образует густую сеть тонких просечек (мощностью не более 3 мм) или входит в состав более мощных сульфидных и кварц-сульфидных прожилков (от 0.5 до 3 см). Иногда на участках брекчирования происходит цементация пород халькопирит-магнетитовым минеральным агрегатом, а также встречаются халькопирит-магнетитовые прожилки и жилы, мощность которых достигает 10 см. Наряду с пиритом более ранний халькопирит, как правило, корродирован и в полостях происходит отложение более поздних сульфидов, сульфосолей, теллуридов, селенидов и других минералов.

Борнит и халькозин относятся к продуктам ультракислой стадий. Они заполняют каверны в раннем магнетите или пирите, образующем псевдоморфозы по магнетиту. В большинстве случаев борнит или халькозин замещают халькопирит, образуя реакционные каймы вокруг его кристаллов. Реже отмечается частичное или полное замещение борнитом эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите. Отдельные более крупные кристаллы халькозина ассоциируют с каолинитом, где он может замещать пирит или халькопирит. В борните и халькозине установлена примесь серебра (до 1.54 и 0.44 мас. % соответственно) и до 3.40 мас. % висмута в халькозине. Борнит и халькозин часто тесно ассоциируют и с другими продуктами ультракислой стадии, такими как блеклые руды, селенсодержащий галенит, селениды серебра, сложные сульфиды и теллуриды висмута и серебра.

Галенит встречается в виде скоплений крупных кристаллов (до 2 см) и мелкозернистых агрегатов. Выделяются две генерации галенита. Более ранние его выделения связанны с кислотной стадией формирования руд. Такой галенит образует крупные кристаллы, встречается в сульфидных и кварц-сульфидных прожилках, не содержит примесей, корродирован. Поздний галенит ультракислой стадии заполняет поры с сульфидах, образуя многочисленные выделения, размер которых редко превышает 10 мкм. Его характерной особенностью является изоморфная примесь селена. нередко он образует. Реже присутствуют примеси теллура (до 0.68 мас. %) и серебра (до 2.69 мас. %). Нередко встречаются галенит-клаусталитовые твердые растворы.

Молибденит слагает мелкие чешуйки (размером до первых сотен мкм) часто формирующие скопления в виде гнезд в хлорит-серицитовых метасоматитах, образует единичные несовершенные кристаллы или заполняет трещины и поры в кварце. В серицитовых метасоматитах его крупные кристаллы имеют неоднородное пористое строение со следами окисления. В молибдените отмечается примесь рения до 1.5 мас. %. Вероятно, его отложение происходило в конце кислотной и начале ультракислой стадий.

Блеклые руды – продукты ультракислой стадии, представлены главным образом теннантитом, реже встречаются тетраэдрит и фрейбергит. Обособленно от сульфосолей меди и серебра встречаются сульфоарсениды, сульфоантимониды и сульфовисмутиды свинца, лишь иногда образуя с ними двойные соединения.

Серебро и золото относятся к числу типоморфных элементов-примесей медно-порфировых руд. Накопление серебра происходит в течении всего рудного процесса увеличиваясь в поздних кислотной и ультракислой стадиях. Серебро установлено как примесь в сульфидах, так и в виде соединений с золотом, теллуром, селеном и серой. Часто встречаются селениды, сульфоселениды и сложные сульфиды серебра. В рудах Центрального участка включения самородного золота и электрума встречаются редко и рассеяны среди пирита или халькопирита в тонкодисперсном самородном состоянии.

Теллур и селен относится к типоморфным элементам ультракислой стадии рудообразования. Установленные соединения теллура и селена с серебром, золотом, свинцом и висмутом имеют микронные размеры зерен. Некоторые исследователи также отмечают присутствие соединений теллура и палладия [2].

Минералы редкоземельных элементов представлены как собственными минеральными формами, так и присутствуют в виде изоморфной примеси в силикатах. Минералы с редкоземельными элементами представлены безводными фосфатами (монацитом, ксенотимом, апатитом), силикатами (алланитом, хаттонитом), фтор-карбонатами (синхизитом) и оксидами (давидитом).

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №15-I-2-095).

ЛИТЕРАТУРА

1. Герцен Л.Е., Левин В.Л. Геохимия и минералогия золота и серебра на медно-порфировых месторождениях Казахстана // Известия НАН РК: Геологическая серия. 2007. № 1. С. 17-29.

2. Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Материалы Всероссийской конференции: VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». 2013. С. 258-261.

3. Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И. и др. Малмыж – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65-69.

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Вах А.С.[1,2], Гвоздев В.И.[1], Горячев Н.А.[3], Авченко О.В.[1], Зиньков А.В.[2]

[1]ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vakh@fegi.ru

[2]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: vakh.as@dvfu.ru

[3]ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: goryachev@neisri.ru

Для гранитогенных месторождений орогенных поясов, генетически связанных с формированием разнотипных гранитоидных комплексов коллизионного типа, характерна тесная геохимическая связь Au и Bi [2, 4]. В этой связи особый интерес представляет рассмотре-

ние минералогических особенности проявления висмутовой минерализации в золоторудных месторождениях верхнеамурского сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса, как одного из важных индикаторов их гранитогенной природы.

Верхнеамурский сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса, расположенный на территории Верхнего Приамурья, представляет собой восточное окончание золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, который проявлен преимущественно к северу от центрального шва Монголо-Охотского пояса. К этой области приурочен крупный линейный субширотный пояс развития рудной и россыпной золотоносности в западной части Приамурской золотоносной провинции [5], который протягивается вдоль северной границы Монголо-Охотского пояса на расстоянии более 300 км.

Типичным представителем месторождений гранитогенного типа рассматриваемой территории, с ярко проявленной Au-Bi спецификой руд, является Кировское месторождение [6], которое находятся в эндо- и экзоконтактовой части крупного Джалиндинского гранитного массива, сложенного монцодиоритами и гранодиоритами раннемелового буриндинского комплекса. Рудные тела месторождения представлены кварц-сульфидными жилами и штокверковыми минерализованными зонами с вкрапленно-прожилковыми сульфидными рудами. Для жильного золото-кварц-сульфидного оруденения характерен многостадийный процесс рудогенеза [3].

Висмутовая минерализация на месторождении тесно ассоциирует с золотом и широко развита в кварц-сульфидных жильных рудных телах и обособленных от них прожилково-вкрапленных асенопиритовых рудах минерализованных зон. Основные висмутовые минералы представлены висмутином, тетрадимитом и кобеллитом. Установлено, что типоморфными примесями висмутина Кировского месторождения являются Sb, Pb, Se [3]. Причем, в висмутинах ранних генераций из кварцевожильных образований количество Sb варьирует от 8-9 до 12 мас.%, при устойчивых содержаниях Pb – 2-3 мас. %. Аналогичные особенности состава характерны и для висмутинов из прожилково-вкрапленных руд зоны «Приразломной» Кировского месторождения. В составе висмутинов поздних генераций, проявленных в кварцевожильных рудах месторождения, отмечается уменьшение содержаний Sb (не более 2.5 мас. %), и появление Se (0.77 мас. %). Висмутовые сульфосоли более сложного минерального состава (виттихенит, павонит и др.) развиты в рудах незначительно и характерны для ассоциаций завершающей стадии рудного процесса.

Висмутовая минерализация относительно широко проявлена и в рудах Березитового месторождения, для которого характерна пространственная совмещенность разновозрастного полиметаллического и золотого оруденения. Золотое оруденение месторождения характеризуется пространственной совмещенностью микровкрапленной золото-сульфидной минерализации, проявленной в полиметаллических рудах, а также наличием секущих жильных золото-сульфидных, золото-гранат-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых тел.

Au-Bi минерализация наиболее контрастно фиксируется в секущих прожилковых золото-сульфидных и золото-кварц-сульфидных рудах, развитых как в пределах рудной зоны с полиметаллической минерализацией, так и во вмещающих ее гранитоидах. Наиболее широкое развитие висмутовой минерализации установлено в рудах глубоких горизонтов северной части месторождения, где золото-висмутовая минерализация пространственно и генетически совмещена с золото-теллуридной [1].

В золотосодержащих рудах Березитового месторождения выявлена большая группа сложных по составу минералов висмута, тесно ассоциирующих с самородным золотом: самородный висмут (до 2.4% Sb), сульфовисмутиты Pb (матильдогаленит, козалит, лиллианит, канниццарит, ашамальмит), сульфовисмутиты Pb и Ag (хейровскиит-викингитовый ряд), сульфовис-

мутиты Pb и Sb (висмутовый менегинит, якульскиит), теллуриды Bi (теллуровисмутит,), сульфотеллуриды Bi (тетрадимит, жозеит B), сульфотеллуриды Bi и Pb (алексит-саддлебакитовый ряд). Основной особенностью проявлений висмутовой минерализации в золотоносных рудах Березитового месторождения является широкое развитие минералов висмута в виде продуктов распада твердых растворов. Это находит свое отражение в наличии сложных гомологических рядов сульфосолей висмута, которые образуют квазинепрерывные ряды твердых соединений, которые крайне неоднородны по своему составу.

На других золоторудных объектах рассматриваемой территории висмутовая минерализация установлена в рудах Au-Mo-порфирового проявления (Перевальное), генетически связанного с формированием позднеюрских гранитоидов амуджиканского комплекса. Она локально проявлена в убогосульфидных кварцевых жилах Березитового рудного поля, где на более раннюю шеелит-кварцевую минерализацию наложено Au-Bi оруденение. Основной минеральной формой проявления висмутовой минерализации в золоторудных объектах являются сульфовисмутиты свинца (преимущественно козалит), реже – сульфотеллуриды Bi (Pb-сульфоцумоит, ингодит).

Таким образом, для основных золоторудных объектов рассматриваемой территории важной особенностью является ассоциация самородного золота с разнообразными минералами висмута. Если рассматривать такую ассоциацию как важнейший индикатор гранитогенной минерализации, то с учетом пространственно-хронологической связи золотого оруденения с позднемезозойскими гранитными комплексами, можно полагать общую гранитогенную природу золотого оруденение верхнеамурского сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Выявленная закономерность отражает общую металлогеническую специфику рудоносности восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса и однотипные геодинамические условия формирования мезозойской золотой минерализации в областях коллизии и скольжения литосферных плит.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 16-05-00283 и № 15-05-00809, а также гранта ДВО № 15-I-2-003о

ЛИТЕРАТУРА

1. Вах А.С., Гвоздев В.И., Авченко О.В., Горячев Н.А., Карабцов А.А., Можаров О.В. Минералогия золото-галенит-теллуридных руд Березитовго месторождения Верхнего Приамурья. Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всерос. науч. конф.: сб. докладов. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН. 2012. С. 83-86.

2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Савва Н.Е. Рудно-магматические системы и металлогения золота и серебра Северо-Востока Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 11. С. 1176-1188.

3. Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Вах А.С. и др. Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 6. С. 40-51.

4. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Висмут в орогенных золоторудных месторождениях Северо-Востока Азии. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В. Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». Москва. ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 159-161.

5. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., и др. риамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ. НИГТЦ ДВО РАН. 2008. 323 с.

6. Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposit and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geology Reviews. 2014. V. 59. P. 123-151.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ

Гамянин Г.Н.

Государственное бюджетное учреждение Институт геологии рудных месторождений, петрографии, и минералогии РАН, г. Москва.

Адыча-Тарынская металлогеническая зона протягивается на 600 км в северо-западном направлении при ширине 150 км, пространственно совпадая с Адыча-Эльгинским антиклинорием. Последний сложен в основном верхне-триасовыми преимущественно сланцевыми отложениями. В сводах некоторых структур обнажаются среднетриасовые, а в мульдах нижнеюрские породы. С северо-запада на юго-восток в пределах антиклинория происходит смена брахиформных, коробчатых и арочных складок на плоские сундучные, разделенные узкими щелевидными синклиналями Основным структурным элементом зоны является Адыча-Тарынская зона разломов, которая является границей резкой смены фаций триасовых и нижнеюрских отложений. По современным геодинамическим представлениям она разделяет Кулар-Нерский сланцевый и Верхоянский складчато-надвиговый пояса. Магматизм в пределах зоны развит слабо. В основном это небольшие массивы гранитоидного состава, за исключением крупного Нельканского гранитоидного и Тарынского субвулканического массивов на юго-восточном окончании зоны, которые, располагаясь поперек зоны в виде Тас-Кыстабытского магматического пояса, как бы «сшивают» две крупные структуры. Помимо массива гранитоидов отмечаются дайки диоритового состава. Ориентировка даек преимущественно северо-восточная и они трассируют поперечные разломы. Подавляющее большинство гранитоидных массивов также располагается среди дайковых свит. Геохронологический возраст магматических образований достаточно широк, но в целом выделяется две группы возрастов. К первой, охватывающей интервал 152-124 млн. лет, относятся магматические породы Тас-Кыстабытского пояса и ряд мелких массивов в пределах зоны, которые и отражает раннеколлизионные процессы. Вторая группа возрастов 80-100 млн. лет относится к мелким гранитоидным штокам и субвулканических дайкам гранит-порфиров, которые связаны с завершением субдукционных явлений Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирской платформой и началом новой Охотской субдукции.

Основу металлогении зоны определяют месторождения золота, относящиеся в подавляющем большинстве к малосульфидному золото-кварцевому и, в редких случаях, к золото-висмутовому типам. Они достаточно равномерно распределены в пределах зоны, как по ее ширине, так и по простиранию, формируя широкую и протяженную полосу. Золотое оруденение является производным рудно-магматических систем раннеколлизионных гранитов. С малоглубинными камерами массивов гранитоидов связаны золото-редкометалльные месторождения (Эргелях), а с их промежуточными камерами, которые на современном срезе фиксируются по дайкам диорит-порфиритов, – малосульфидные золото-кварцевые месторождения. Последние относятся к основному промышленному типу коренных месторождений, с которыми связаны многочисленные россыпи золота. Наиболее крупные объекты представлены рудными телами типа минерализованных зон дробления (Малтан, Кинясь, Туора-Тас), кварцево-жильными телами простой линзовидной формы (Сана, Имтачан, Эргелях) или стратифицированными жилами в полостях отслоения брахиформных складок (Дора-Пиль, Талалах, Жданное). В минерализованных зонах дробления на зототорудные тела нередко накладывается поздняя масштабная антимонитовая минерализация, которая производила интенсивное коррозионное воздействие на ранние минералы с переотложением и разнообразием новообразованных минералов. Вещественный состав жил месторождений на 95-98%

представлен кварцем. На долю карбонатов приходится 1-4%, сульфидов около 1%. Однако именно скопления сульфидов являются индикаторами наиболее богатых участков рудных тел. Продуктивные сульфидные ассоциации в малосульфидном золото-кварцевом типе представлены пирит-арсенопиритовой, халькопирит-сфалерит-галенитовой и тетраэдрит-сульфосольной ассоциациями, а в золото-висмутовом – леллингит-глаукодот-арсенопиритовой и висмутин-сульфотеллуридной ассоциациями. Пробность золота охватывает широкий интервал от 700 до 1000‰. На пробность золота влияет распространенность той или иной продуктивной ассоциации и она повышается от пирит-арсенопиритовой к тетраэдрит-сульфосольной, а также прямая зависимость от удаленности от выходов массивов гранитоидов. Крупность золота также варьирует в широких пределах, но наиболее мелкое золота характерно для минерализованных зон дробления и для интервала пробности 840-900‰. Крупных и уникальных месторождений этого типа в зоне нет. Большинство разведанных и эксплуатирующихся объектов относятся к месторождениям среднего класса. Имеется значительное число мелких месторождений, а основная масса объектов относится к неоцененным рудопроявлениям, среди которых несомненно могут быть объекты средней и малой категории масштабности. В пределах зоны можно выделить ряд рудно-россыпных районов – Тарынский, Эльгинский, Имтачанский, Джолокагский, Лазовский.

Вторым по распространенности металлом данной зоны является олово. В пределах зоны оловорудные месторождения группируются в узлы, которые пространственно локализуются в северо-восточных частях поперечных к складчатости северо-восточных разломов. Месторождения представлены касситерит-кварцевыми (Бургавлийское), касситерит-силикатными (Куранах-Сала), касситерит-силикатно-сульфидными (Аляскитовое) и касситерит-сульфидными (Капризное, Барыллыэлахское) типами. Месторождения приурочены к экзо – эндоконтактовым или надапикальным роговиковым частям гранитоидов поздне-мелового возраста (100-80 млн. лет). Характерной примесью в рудах оловорудных месторождений являются вольфрам и серебро. С повышением сульфидности месторождений снижается роль вольфрамита и повышается серебра, которое в касситерит сульфидных месторождениях становится промышленно важным компонентом. Среди структурно-морфологических типов рудных тел преобладают простые линзовидные тела и штокверки. Реже встречаются минерализованные зоны дробления, часто вмещающие касситерит-сульфидное оруденение. Помимо повсеместно распространенного кварца, существенную роль в составе рудных тел играет турмалин, в меньшей степени хлорит. Из сульфидов в большей степени распространены галенит и сфалерит, существенную роль играет арсенопирит. Второстепенная роль принадлежит пириту, пирротину, халькопириту, минералам висмута, врейбергиту, серебро-свинцовым и серебросурьмяным сульфосолям. Содержания олова в рудах варьируют от 0,1 до 1%. Приводимые в примерах месторождения относятся к категории средних, ранее уже эксплуатировавшихся. Большинство выявленных проявлений не оценены и составляют перспективный прогнозный ресурс олова и вольфрама. В пределах зоны можно выделить Бургавлийский, Аляскитовый и Тарын-Ейемюнский рудные узлы.

В пределах Адыча-Нерской комплексной зоны можно выделить Адыча-Тарынскую шовную серебро-золото-сурьмяную зону, контролируемую одноименным разломом. Вдоль этой зоны распространены золото-сурьмяные и серебро-сурьмяные месторождения. Минерализация этой зоны связана с реактивизацией данного разлома в связи с Охотской субдукцией. В позднемеловое время этот разлом функционировал как сдвиговая структура глубокого проникновения. Вдоль этой структуры, в ее наиболее проработанных участках формировались близповерхностные телетермальные месторождения, которые нередко совмещены с ранее сформированными золото – или оловорудными месторождениями, образуя сложные комплексные

полигенные месторождения. Наиболее ранним здесь является серебро-сурьмяное оруденение, частота проявлений которого возрастает в юго-восточном направлении. Максимальная концентрация серебро-сурьмяных рудопроявлений (Дичек, Серп) отмечается в пределах Тарынского субвулкана. Рудные тела месторождений представлены минерализованными зонами и линзовидными кварцевыми жилами. Месторождения убогосульфидные. Концентрации серебра в рудных телах связаны с распространенностью фрейбергит-серебро-сульфоантимонитовой ассоциацией, которая местами формирует богатые (>>1кг/т) бонанцевые руды. Этот тип оруденения накладывается на ранние золоторудные (Эргелях) и оловорудные (Купольное, Аляскитовое) месторождения. Все выявленные месторождения относятся к категории мелких.

Вдоль этой же зоны выявлена целая серия золото-сурьмяных месторождений (Сарылах, Сентачан), относящихся к категории крупных. Антимонитовая минерализация относится к числу наиболее молодых и по данным А.А. Оболенского относится к палеогеновой, так как рассекает базальтоидные дайки палеогенового возраста. Наложение сурьмяного оруденения на золоторудные минерализованные зоны дробления, характерные для этой структуры, привело к формированию комплексных полигенных золото-сурьмяных месторождений. Вещественный состав золото-сурьмяных месторождений характеризуется сочетанием минеральных ассоциаций, отмечаемых для малосульфидных золото-кварцевых месторождений, наложенной бертьерит-антимонитовой ассоциацией и возникшими в связи с этим реакционными минералами – халькостибитом, ульманнитом, сурьмянистым пиритом, никельсодержащим арсенопиритом, аурostибитом и горчичным золотом. В процессе наложения антимонитовой минерализации раннее золото дезинтегрировалось, растворялось и переотлаглось. По этой причине самородное золото золото-сурьмяных месторождений мелкое (<<0,25мм), с большой долей кристаллов, относится к типу не образующего россыпей. В связи с дезинтеграцией золота происходило перераспределение его концентраций в рудных телах – расширение контура рудных столбов с уменьшением доли повышенных концентраций и более равномерным (8-12 г/т) его распределением в пределах рудных тел. Переотложение золота приводило к его облагораживанию и повышению пробности до 950-1000‰. В пределах зоны существует значительное число неразведанных и неоцененных золото-сурьмяных проявлений и рудных точек.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-17-00465

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЛЮЧА АЛЕКСАНДРА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Гвоздев В.И.[1], Вах А.С.[1], Федосеев Д.Г.[1], Садкин С.И.[2], Гришин Г.К.[1]

[1]ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, gvozdev@fegi.ru
[2]ОАО «Таежная экспедиция» п. Рощино.

Mo-W месторождение ключа Александра находится в центральной части Скрытого рудного узла Малиновского рудного района Центральной минерагенической зоны Сихотэ-Алиньской минерагенической провинции [Найденко, 2007 г.]. В геологическом строении рудного района месторождения ключа Александра принимают участие породы олистостромовой толщи Самаркинской аккреционной призмы: матрикс – алевролиты, песчаники, сланцы (преобладают актинолит-биотитовые, менее кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-биотит-мусковитовые), туфопесчаники, вулканогенные породы юрского возраста; олистолиты – блоки, пластины карбонатно-кремнистых пород пермского возраста. Вмещающие породы прорваны интрузивным телом (площадь – около 2 км^2) биотитовых гранитов второй фазы Тати-

бинского комплекса и дайками предположительно вулканического комплекса (84-87 млн. лет). Молибден-вольфрамовая минерализация в рассматриваемом регионе пространственно ассоциирует с гранитоидами Татибинского комплекса.

Рудные тела месторождения локализованны в гранитах (протяженность до 900-2000 м) и ороговикованных вмещающих осадочных породах. Они представлены линейными сближенными зонами грейзенов (протяженность до 450-1450 м), которые содержат многочисленные кварцевые жилы небольшой мощности или серии сближенных прожилков. По минеральному составу прожилков можно выделить молибденит-кварцевые, вольфрамит-шеелит-кварцевые, молибденит-шеелит-кварцевые, арсенопирит-кварцевые (со сфалеритом), халькопирит-пирротин-кварцевые, галенит-кварцевые и пирит-кварц-карбонатные.

Молибденит-кварцевые жилы и прожилки пространственно локализованы среди интрузивного тела гранитов и редко выходят за его пределы. Мощность прожилков редко превышает 2-3 см. Они сложены серо-белым кварцем (80%), молибденитом (13-15%), сульфидными минералами (3-5% – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит). Присутствуют в небольшом количестве карбонат, полевые шпаты, мусковит и хлорит. Хлорит пространственно тяготеет к скоплениям (гнездам) пирротина и халькопирита. Молибденит обычно сконцентрирован в зальбандах прожилков. Околожильные метасоматиты сложены преимущественно кварцем, мусковитом и хлоритом, количество которых варьирует в широком диапазоне.

Вольфрамит-шеелит-кварцевые жилы наблюдались только среди ороговикованных сланцев. Контакты жил четкие, тектонические, перпендикулярно слоистости вмещающих пород. Жилы сложены преимущественно кварцем (80-85%), вольфрамитом и шеелитом (10-15%); в небольшом количестве наблюдаются мусковит, хлорит (в сумме 2-5%) и единичные зерна сульфидов. Сульфиды имеют ксеноморфный облик и представлены пирротином, халькопиритом и пиритом с размером зерен менее 0.03 мм (наблюдались в прожилках и вмещающей породе только под микроскопом). В составе околожильного метасоматита преобладают кварц, хлорит, мусковит и рудный минерал.

Молибденит-шеелит-кварцевые жилы наиболее распространены на месторождении. Они сложены крупно-, гигантозернистым (размер зерен часто превышает 0.5 см. в поперечнике.) кварцем – 25-60%, мусковитом – 5-7%, шеелитом – до 5-7% и сульфидными минералами (пирротин – преобладает, халькопирит, сфалерит, пирит, марказит, галенит, станнин; идиоморфные зерна до 0.8 см; часто корродируются кварцем и сульфидами). Околожильные грейзены по минеральному составу похожи на околожильные породы молибденит-кварцевых прожилков, но отличаются присутствием в них небольшого количества шеелита, апатита и сульфидных минералов.

Арсенопирит-кварцевые (со сфалеритом) жилы сложены молочно-белым кварцем и содержат в среднем около 15% сульфидов. Минеральный состав: кварц –10-15%; хлорит и мусковит – 2-3%; арсенопирит – 80-85%; пирит и марказит – 2-3%; халькопирит и пирротин – не более 1%. В существенно кварцевых прожилках кроме халькопирита иногда наблюдаются сфалерит (165.1 г/т In), галенит, станнин и висмутовые минералы.

Халькопирит-пирротин-кварцевые жилы сложены: кварцем – 30-35%, мусковитом – 60-65%, хлоритом 1-3%, апатитом – единичные зерна, минералами титана (рутилом) – 1%, сульфидами – 2-3%; пирротин – преобладает, есть халькопирит (41 г/т In), сфалерит и пирит. Скопления хлорита часто пространственно тяготеют к вкрапленникам сульфидов. В сфалерите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, реже пирротина и станнина. Очень редко в жилах наблюдаются идиоморфные зерна (менее 0.01 мм) арсенопирита и ксеноморфные галенита (часто по границам зерен сфалерита совместно с пирротином и халькопиритом). Интересно отметить, что в рутиле из околожильных грейзенов присутствует примесь олова.

Галенит-кварцевые жилы встречаются редко и в самостоятельный тип эти жилы выделены условно из-за присутствия в них 4-5% галенита. По минеральному составу они наиболее близки к арсенопирит-кварцевым прожилкам и сложены кварцем – 75-80%, и сульфидами – 20-25%. Из сульфидов преобладают арсенопирит (8-12%) и пирит (5-9%); менее распространены галенит (4-5%), халькопирит и сфалерит (2-3%); редко встречаются станнин и касситерит. В околожильных метасоматитах присутствуют кварц (преобладает), хлорит и мусковит. Судя по взаимоотношениям минералов, здесь первым кристаллизовался арсенопирит (часто зональный за счет вариаций в его составе содержания мышьяка и серы) и касситерит; чуть позднее пирит, халькопирит и сфалерит; самый последний – галенит (по микротрещинам в арсенопирите).

Пирит-кварц-карбонатные жилы и прожилки встречаются часто. Они рассекают все перечисленные выше прожилки, завершая процесс минералообразования на месторождении. Минеральный состав варьирует в широком диапазоне: от мономинерального карбонатного (кальцитового, редко сидеритового-?) до мономинерального кварцевого. Из сульфидных минералов (не более 2-5%) присутствуют пирит, редко марказит, галенит и сфалерит. Висмутовая минерализация на месторождении ключа Александра представлена двумя группами ассоциаций: Pb-Bi и Pb-Ag-Bi.

Pb-Bi группа ассоциаций имеет подчиненное распространение и отмечается только в кварцевых прожилках с молибденитом и шеелитом, которые локализованы среди гранитов. Из минералов установлены висмутин, сульфотеллуриды висмута (группа жозеитов, иногда с примесью Se не более 1 мас. %), самородный висмут, икунолит, матильдит (в сростках с галенитом или выполняет микротрещины в пирротине). Изредка фиксируются реликты минералов лиллианит-густавитовой серии (ширмерит), которые часто развиваются по спайности молибденита.

Pb-Ag-Bi группа ассоциаций широко распространена на месторождении и встречается в кварцевых прожилках практически всех минеральных типов, локализованных как в гранитах, так и во вмещающих ороговикованных породах. В ассоциациях этой группы наблюдались самородный висмут, икунолит, канфильдит, сульфотеллуриды висмута, аргентит (срастания с аргенопиритом или микровкрапленники в пирротине), аргентопирит (от 9 до более 40 мас. % Ag; выполняет трещины в халькопирите, пирротине и сфалерите), самородное серебро. Все перечисленные выше минералы образуют тесные срастания с галенитом (селена до 1.03 мас. %, серебра до 1.92 мас. %, висмута до 5.22 мас. %), станнином, сфалеритом (с эмульсионной вкрапленностью станнина). В отдельных случаях атомные отношения серебра к висмуту в галенитах близки к 1:1, что может указывать на присутствие в нем включений матильдита ($AgBiS_2$), кристаллизация которого по экспериментальным данным происходит в интервале температур 220-270 ^oC [3].

Минералого-петрографическое изучение метасоматических пород и руд позволяет предполагать, что месторождение ключа Александра было сформировано в три этапа: дорудный (стадии: роговиков и скарнов), рудный (стадии: грейзеновая и сульфидная) и пострудный. Второй рудный этап является наиболее продуктивным на модибден-вольфрамовое оруденение и сопутствующую висмутовую минерализацию.

Грейзеновая стадия начиналась с образования грейзенов мусковит-кварцевого состава (часто встречаются в гранитах в виде самостоятельных зон) небольшой мощности без видимой рудной минерализации), ассоциирующих с молибденит-кварцевыми, вольфрамит-кварцевыми и шеелит-кварцевыми прожилками, являющимися основным источником молибдена и вольфрама в рудах месторождения. Типоморфной особенностью минерального состава грейзенов является присутствие в них рутила с повышенными (более 2 мас. %) концентрациями воль-

фрама, а в ильмениту – микровкрапленности шеелита. Сульфидные минералы (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) характерны как для грейзенов, так и для жил. Как правило, они кристаллизовались позднее молибденита и шеелита, часто выполняют в них микротрещины и сопровождаются комплексом минералов-попутчиков (самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, висмутин, сложные сульфосоли лиллианит-густавитовой серии). По экспериментальным и литературным данным можно предположить, что кристаллизация минералов этой стадии происходила в диапазоне температур 410-380-220 ^{0}C, при pH растворов 6.5-7.7 (P-T условия кристаллизации: шеелита – более 300 ^{0}C, pH – 7.0; вольфрамита – 300 ^{0}C, pH – 6.5; самородного висмута – 280 ^{0}C, pH – 7.7; халькопирита, с эмульсионной вкрапленность сфалерита – 350 ^{0}C [2, 4, 5, 6]). Отличительной особенностью гидротермального флюида, продуцировавшего Mo-W минерализацию, является (как и в скарновых месторождениях региона) повышеная фтороносность и фосфороносность, определившая широкоу развитие F-апатита как в жилах, так и в околожильных грейзенах. В целом, формирование W-Mo минерализации на месторождении происходило в восстановительных условиях, при последовательном увеличения роли железа, углекислоты и серы в гидротермальном флюиде.

В ***сульфидную стадию*** образовались кварц-сульфидные жилы и прожилки, которые сопровождаются одинаковыми по минеральному составу хлорит-мусковит-кварцевыми околожильными метасоматитами. Типоморфной особенностью состава кварц-сульфидных прожилков является присутствие в них галенита, минералов олова (касситерита, станнина) и серебра (аргентопирита, аргентита, самородного серебра, Te-канфильдита). Сульфидная стадия характеризуется диапазоном температур от 400 ^{0}C до 180 ^{0}C (на это указывают эмульсионные структуры распада твердого раствора халькопирита и станнина в сфалерите), предположительно из высокосернистых, восстановленных (много пирротина) растворов [2, 6].

Сопоставляя результаты изучения вещественного состава руд и типоморфных особенностей минералов месторождения ключа Александра можно сделать вывод о различной геохимической специализации рудогенерирующего флюида ранней и поздней стадий рудного процесса. ***Грейзеновая стадия*** характеризуется W-Mo (P, F, Fe, Bi, Pb) специализацией, а ***сульфидная стадия*** – Sn (As, Fe, Cu, Zn, Pb, Ag). Особо следует отметить высокие концентрации индия, кадмия, олова и серебра в халькопирите и сфалерите изученного месторождения. Это обусловлено тем, что в сфалерите присутствуют микровключения минералов олова (станнин, касситерит), меди (халькопирит) и свинца (галенит). Причем, серебро часто изоморфно входит в состав галенита или слагает самостоятельные минеральные формы (аргентит, аргентопирит, карфильдит и др.), образующие с ним тесные срастания. Такая же ситуация и с халькопиритом: в нем наблюдается эмульсионная вкрапленность сфалерита, галенита, станнина и др. минералов. Выявленные в процессе исследований основные типоморфные особенности минералов сульфидной стадии очень характерны для олово-полиметаллических месторождений (типа Силинского) Прибрежного вулканогенного пояса, что расширяет перспективы поисков такого оруденения как на площади изученного месторождения ключа Александра, так и на прилегающих к нему территориях.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 15-I-2-003о, РФФИ № 16-05-00283 и № 14-05-00191.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 1. С. 70-75.

2. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2010. 338 с.

3. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли // М.: Наука. 1972. 303 с.

4. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре.V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск. Наука. 1971. С. 15-25.
5. Ненашева С.Н. Экспериментальные исследования природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените // Новосибирск: Наука. 1975. 126 с.
6. Sugaki A., Yamae N. Thermal studies in the intergrowth of chalcopyrite and sphalerite // Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai. 1952. P. 103-110.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАДЖАЛЬСКОЙ И МЯО-ЧАНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ЗОН ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

Гоневчук В.Г.[1], Чугаев А.В.[2], Раткин В.В.[1], Гореликова Н.В.[2], Гоневчук Г.А.[1]

[1]Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток, email: Gonevchuk@fegi.ru; ratkin@mail.ru; SBI@ya.ru
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, email: vassachav@mail.ru, ngor@igem.ru

Введение. Баджальская и Мяо-Чанская вулкано-плутонические зоны – часть ранний мел-сеноманского Хингано-Охотского вулканогенного пояса или ареала [1]. С этими зонами связаны самые масштабные по запасам оловорудные районы юга Дальнего Востока РФ. В силу этого, их рудно-магматические системы (РМС) многие годы были предметом детального изучения и описаны в многочисленных публикациях. Однако отсутствие высокоточных геохимических, изотопно-геохимических и геохронологических данных ограничивало возможности корректного построения рудно-магматических моделей. Полученные нами детальные Sr-Nd изотопно-геохимические данные для различных пород вулкано-плутонических комплексов в значительной мере восполняют указанный недостаток.

Геология и геодинамика формирования пояса. Формировался пояс в раннем мелу-сеномане в косо ориентированной к краю материка полосе, которая отвечает региональной системе разломов Тан Лу. По данным В.В. Ярмолюка [5] эта полоса трассирует линейную зону возмущенной мантии. Наибольшее число обособленных вулкано-плутонических зон было сформировано в Приамурском сегменте пояса непосредственно в краевой части материка, где в раннемеловое время располагались фрагменты юрской аккреционной призмы в виде Баджальского, Хабаровского и Самаркинского террейнов [2] (рис.1).

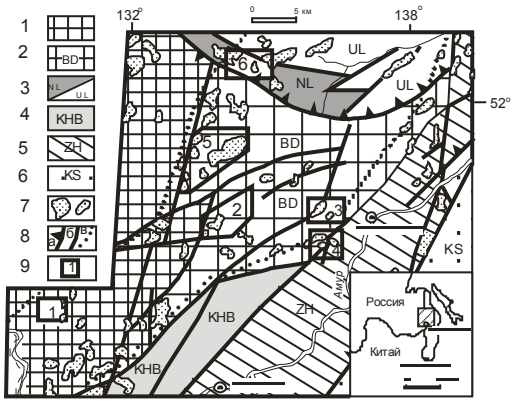


Рис. 1. Объекты исследования в схеме террейнов Приамурья

1 – Буреинский супертеррейн (палеозойский континент); 2 – Баджальский террейн юрской аккреционной призмы; 3 – Галамский и Ульбанский террейны: палеозойская аккреционная призма и юрский турбидитовый бассейн; 4 – Хабаровский террейн юрской аккреционной призмы; 5 – Журавлевско-Амурский террейн раннемелового турбидитового бассейна; 6 – Киселевско-Маноминский террейн среднемеловой аккреционной призмы; 7 – интрузивные тела; 8а – сутурные зоны, 8б – разломы, 8в – границы Хингано-Охотского пояса (ареала); 9 – вулканические зоны (рудные районы): 1 – Малохинганская (Хингано-Олонойский), 2–Баджальская (Баджальский), 3–Мяо-Чанская (Комсомольский), 4 – Харпийская (Верхне-Курский), 5 – Дуссе-Алинская (Дуссе-Алинский), 6 – Эзопская и Ям-Алинская (Эзоп-Ямалинский)

Непосредственно к востоку от аккретированных к материку юрских террейнов находился океанический бассейн, где в течение раннего мела в синсдвиговом режиме проскальзывания литосферных плит накапливалась многокилометровая толща турбидитов. Раннемеловые вулкано-плутонические зоны, перекрывающие складчатый фундамент юрской аккреционной призмы, формировались как дуплексные структуры растяжения на участках, где субширотные разломы, оперяющие систему Тан Лу, пересекались с субмеридиональными разломами Сихоте-Алинской системы левых сдвигов. Только на завершающем альб-сеноманском этапе режим проскальзывания литосферных плит, определивший условия заложения вулкано-плутонических зон и их развитие, сменился на режим сжатия. Изменение режима явилось отражением финального аккретирования раннемеловых террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса и непосредственно предшествовало началу формирования постаккреционного субдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Баджальская вулкано-плутоническая зона расположена в краевой западной части юрской аккреционной призмы Баджальского террейна на границе с раннепалеозойским Буреинским супертеррейном. В магматической ассоциации зоны выделяются четыре магматических комплекса. С этапом инициального магматизма связан Даянский комплекс щелочных габброидов и базальтоидов (K-Ar возраст – 142-117 млн. лет). Более поздний Лакский комплекс представлен андезито-дацитами и гранитами (K-Ar возраст эффузивов –135-100 млн. лет, гранитоидов – около 100 млн. лет). Рудоносный Баджальский комплекс сложен известково-щелочными риолитами и гранитами пониженной калиевости (K-Ar возраст эффузивной фации – 98-105 млн. лет, интрузивной, по Rb-Sr и U-Pb определениям, – 91-96 млн. лет. Силинский комплекс завершает магматизм. Он объединяет породы габбро-гранодиорит-гранитного ряда и комагматичные им андезиты. Возраст гранодиорит-гранитов, по амфиболу и биотиту, – 91.4-92.5 млн. лет.

Высокие значения отношения Ti/V при низких отношениях Rb/Ba отвечают генерации расплава, сформировавшего даянский комплекс, на «подлитосферном» уровне. Особенности распределения РЗЭ фиксируют сходство даянских базитов с породами «внутриплитных» рифтоподобных структур [4]. На это же указывают начальные изотопные отношения: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7058-0.7061, $\varepsilon_{Nd(T)}$ = +3.4 и Pb-Pb данные [3] (рис. 2)

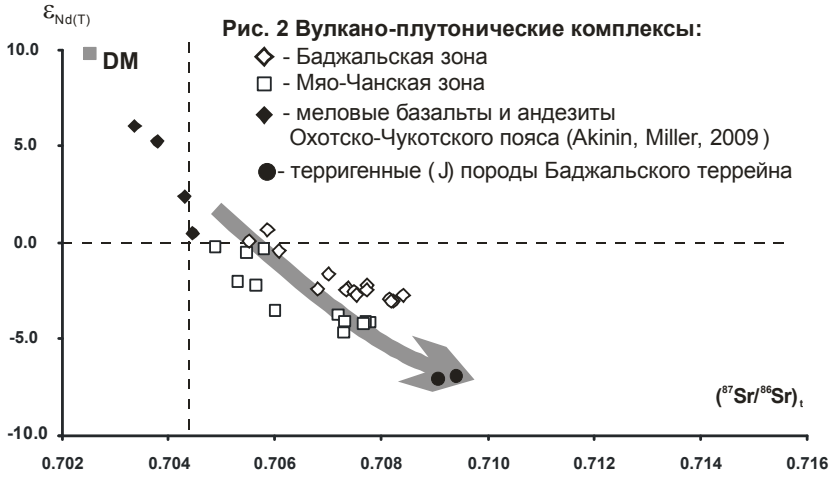


Рис. 2. Sr-Nd диаграмма для пород меловых вулкано-плутонических комплексов восточной части Монголо-Охотского пояса (наши данные), меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса (по данным Akinin et.. al., 2009), а также терригенных пород юрского аккреционного комплекса Баджальского террейна. Значения рассчитаны на возраст 100 млн. лет.

Для пород Лакского комплекса расчетные начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = (0.7055 ÷ 0.7075) и $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ = 0.51247-51253 (или $\varepsilon_{Nd(T)}$ = -2.4 ÷ +0.7).

Для рудоносного Баджальского комплекса характерны выдержанные содержания Rb, Sr, Sm и Nd, при значениях изотопных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ в интервале от 3.8 до 8.1 и от 0.123 до 0.138, соответственно. Рассчитанные с учетом геологического возраста пород, значения изотопных отношений лежат в интервале: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.7068 до 0.7084 и $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ от 0.51237 до 0.51240 (или $\varepsilon_{Nd(T)}$ = -2.7 ÷ -2.1). В целом, начальные Sr-Nd характеристики магматических пород, а также рассчитанные величины модельных возрастов ($T_{(DM)}$ = 1.1-1.4 млрд. лет) близки соответствующим характеристикам и расчетному возрасту протолита песчаников и алевролитов юрской аккреционной призмы. Указанное дает основание предполагать преобладание в магмах, из которых кристаллизовались породы Баджальского комплекса, вещества осадочных пород Баджальского террейна.

Интрузивные породы Силинского комплекса, локализованные в пределах Баджальского террейна, отличаются высокой однородностью начальных Sr-Nd характеристик: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.7082 и $\varepsilon_{Nd(T)}$ = -2.9.

Мяо-Чанская вулкано-плутоническая зона находится в восточной части Баджальского террейна и связана с Баджальской субширотными разломами системы Тан Лу. В магматической ассоциации зоны представлены четыре магматических комплекса. Самый ранний – возрастной аналог Даянского комплекса (125-135 млн. лет) – сложен дайками и силлами диабазов. Следующий – Пурильский плагиориолит-плагиогранитный комплекс (K-Ar, от 130 до 95 млн. лет) имеет изотопно-геохимические характеристики аналогичные Лакскому и рассматривается как его аналог. Рудоносный Силинский комплекс в эффузивной фации представлен андезитами (трахиандезитами), в интрузивной – рядом пород от диоритов (97±5 млн. лет) до монцогранитов (92.4±0.8 млн. лет) и лейкогранитов (≤85 млн. лет). По петрохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам комплекс близок к одновозрастному и одноименному с ним комплексу Баджальской зоны. Однако полученные для его пород начальные Sr-Nd характеристики весьма неоднородны: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.7060-0.7078 и $\varepsilon_{Nd(T)}$ = -4.6 ÷ –3.5. Это указывает на разную степень контаминации материнских расплавов веществом пород аккреционных комплексов. Завершают магматизм Мяо-Чанской зоны гранитоиды Чалбинского комплекса. K-Ar возраст 90 ± 2 млн. лет, U-Pb по циркону – 91,4±0,8 млн. лет. От вероятного аналога – баджальских гранитов – отличается низкими – «субмантийными» значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.7050.

Выявленные Sr-Nd изотопно-геохимические особенности пород пурильского, лакского, баджальского, силинского, чалбинского комплексов позволяют предполагать, что в их петрогенезисе преобладающая роль принадлежала коровому источнику вещества, в качестве которого могли выступать метаморфизованные породы юрской аккреционной призмы Баджальского террейна.

Выводы. Полученные результаты, с учетом данных предшественников, позволяют рассматривать формирование Баджальской и Мяо-Чанской зон как цепь процессов преобразования мезозойской континентальной коры Сихотэ-Алиня под влиянием базитовых подкоровых магм. Конечным результатом этих процессов стало формирование гранитоидов, с которыми генетически связаны олово-полиметаллические месторождения региона. Выявленные различия в Sr-Nd характеристиках гранитоидов могут быть обусловлены как исходной изотопно-геохимической неоднородностью коры, которая подвергалась плавлению, так и разной степенью контаминации материнских расплавов коровым веществом.

Появление рудоносных магматических комплексов по времени совпадает со сменой режима скольжения литосферных плит на режим аккреции раннемеловых террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Последнее обусловило снижение проницаемо-

сти породных комплексов верхнекорового уровня и реализовалось в увеличении доли ассимилированных расплавами обогащенных оловом и бором осадочных пород Баджальской аккреционной призмы.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 книгах)/ Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 332-349.

2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / Владивосток: Дальнаука. 2006. 234 с.

3. 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/

4. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез (типизация, магматизм, геодинамика) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3-20.

5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. 5. С.1-27.

6. **Akinin V.V. & al**.. Petrology and Geochronology of Crustal Xenolits form Bering Strait Region // Geological Society of America Special publ. 2009. P. 39-68.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ОЦЕНКА ИХ РУДОНОСНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Гореликова Н.В.[1], Чижова И.А.[1], Дербеко И.М.[2], Гоневчук В.Г.[3], Раткин В.В.[3], Бычкова Я.В.[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, email: ngor@igem.ru

[2]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, email:derbeko@mail.ru

[3]Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток, email:Gonevchuk@fegi.ru

Среди различных методов прогнозирования рудных месторождений одним из наиболее эффективных является магматический, в основе которого лежит представление о связи разной эндогенной минерализации со «специализированными» магматическими комплексами. При его использовании исследователь должен оперировать большими массивами геохимических данных, характеризующих породы сложных по составу магматических тел, комплексов и ассоциаций. С целью их анализа применяются различные математические методы. Нашей задачей являлось выявление с использованием логико-информационного анализа критериев связи промышленной оловянной минерализации с магматическими комплексами изученных нами вулкано-плутонических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса (ХОВП): Баджальской, Малохинганской, Эзоп-Ямалинской и Селитканской. В качестве эталонных объектов с продуктивным оловянным оруденением были выбраны: Баджальская с крупным Право-Урмийским месторождением и Малохинганская с не менее крупным месторождением Хинганское. Как эталон объектов не промышленного типа представлена Селитканская зона, в которой не выявлено промышленной оловянной минерализации. Эзоп-Ямалинская зона, промышленная значимость рудопроявлений олова которой не определена, рассматривалась как объект, продуктивность которого должна быть определена на основании сравнительного анализа с эталонными объектами промышленного и не промышленного типа, проведенного с применением логико-информационного анализа.

Вулкано-плутонические зоны ХОВП

Баджальская вулкано-плутоническая зона расположена в центральной части Хингано-Охотского вулканогенного пояса в краевой западной части Баджальского террейна юрской аккреционной призмы на пересечении субширотных разломов, оперяющих сдвиги системы разломов Тан Лу, и меридиональных сдвигов Сихотэ-Алинской системы. В магматической ассоциации зоны, фиксирующей её эволюцию, выделены четыре генетических группы [1]: щелочные и субщелочные габброиды и базальтоиды *Даянского комплекса* (K-Ar, 142-117 млн. лет); «субтолеитовые» кали-натровые известково-щелочные андезиты и андезито-дациты и комплементарные им гранитоиды *Лакского комплекса* (K-Ar, 135-100 млн. лет); известково-щелочные риолиты и граниты пониженной калиевости и повышенной кальциевости *Баджальского комплекса* (K-Ar, 91-105 млн. лет); породы габбро-гранодиорит-гранитного ряда и комагматичные им андезиты *Силинского комплекса* (K-Ar, 101,7-79-млн. лет). В работе использованы петрогеохимические данные рудоносного Баджальского комплекса, с которым связано Sn оруденение. Породы комплекса однородны по величинам начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$. Рассчитанные на возраст пород значения этих отношений лежат в относительно узком интервале: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7068 до 0.7084 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ от 0.51246 до 0.51248 (или $\varepsilon_{Nd(T)}$ = -3,0 – -2.1) и характеризуют эти породы как «преимущественно коровые». Источником коровой компоненты, вероятнее всего, могла быть неопротерозойская земная кора (Анализы по Sr-Nd изотопии выполнены к.г.-м.н. А.В. Чугаевым (ИГЕМ РАН)).

Малохинганская вулкано-плутоническая зона расположена на южном фланге ХОВП: вблизи границы Баджальского террейна и Бурея-Цзямусинского супертеррейна. По петрохимическим и геохимическим данным, результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования вулканические и плутонические образования кислого-щелочного составов, с которыми связана оловянная минерализация, объединены в солонечный вулкано-плутонический комплекс высококалиевой известково-щелочной серии (101-99 млн. лет) [2]. Магматические ассоциации Малохинганской зоны характеризуются повышенными содержаниями Nb, Y, Zr, Hf, Rb, при пониженных – Sr и Ba. По начальным Sr-Nd изотопным характеристикам породы солонечного комплекса весьма однородны: $(^{87}Sr/^{86}Sr)0$ = 0.7056-0.7057 и $\varepsilon(T)$= +1.7 – +2.2.

Селитканская вулкано-плутоническая зона (105-101 Ma) – крупная региональная структура, локализованная вдоль северной границы восточного фланга Монголо-Охотского пояса. Магматическая ассоциация состоит из лав, брекчий и туфов средне–основного и кислого составов [2]. В ней выделяются два комплекса пород: преимущественно андезитового состава с возрастом 105 млн. лет и кислых образований с возрастом 101 млн. лет. Вулканиты бедны щелочами, Ti и принадлежат к известково-щелочной серии. Все разновидности пород бедны Nb, Ta, Hf, Zr, и Sr и обогащены Rb, Ba, Th. Андезиты Селитканской зоны характеризуются инициальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)t$ = 0.7070, которое сходно со значениями магматических пород Эзоп-Ямалинского комплекса, в то время как $\varepsilon_{Nd}(T)$= -1.9 значительно выше, чем для этих пород. В образованиях Селитканской зоны не обнаружено оловянной минерализации, хотя она характерна для большинства вулканитов ХОВП, таких зон, как Малохинганской и Баджальской.

Эзоп-Ямалинская вулкано-плутоническая зона расположена вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса и представлена комплексом риолитов–дацитов нормального–субщелочного рядов, туфами, игнимбритами и комагматичными гранитоидами, возраст которых 95-90 Ma [2]. Породы принадлежат высококалиевой известково-щелочной серии; умеренно обогащены Ba, Rb, Ce, Th, REE и относительно обеднены Nb, Ta, Sr, что характерно (исключение Sr) для пород надсубдукционных обстановок. Для них также типичны весьма выдер-

жанные начальные значения Sr-Nd, в целом более высокие отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ (от 0.7076 до 0.7079) и пониженные величины $\varepsilon_{Nd(T)}$: от -4.3 до -4.7, относительно пород Селитканской зоны.

Математическая обработка аналитических данных

Для математической обработки аналитических данных использован оригинальный метод логико-информационного анализа [3]. Вначале определен общий диапазон изменения первичных значений всей выборки, состоящей из 4-х зон. База данных представлена петрогеохимическими данными (62 анализа) магматических и вулканических пород, проанализированных на основные элементы (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) и микроэлементы (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ga, Pb, REE, Y, Th, U, Zr, Hf, Sn, Mo, Ta, Zn, Cu, Co, Ni, Sc, V, Cr). В пределах этого диапазона для каждого класса (промышленные – не промышленные) по каждому признаку (элементу) выделен свой интервал-индикатор, который является информативным (по значениям разделяющих весов) для отличия этого класса от других. На основе полученных оценок проведено вычисление значений функции принадлежности проб классам по составу данной породы – в виде суммы разделяющих весов признаков (компонентов), попадающих в интервал-индикатор для конкретного класса. Объект относится к тому классу, для которого значение функции принадлежности принимает максимальное значение.

Идентификация вулканогенных зон

На основании математической обработки аналитических данных выявлены интервалы-индикаторы для каждой зоны, и установлено, что они не перекрываются, т.е. могут быть использованы для идентификации любых объектов. Наиболее информативными являются следующие элементы: Mg, Ba, Li, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Zr. На основании эталонных объектов промышленного типа (Баджальской и Малохинганской) и не промышленного (Селитканской) проведена идентификация слабо разведанной Эзоп-Ямалинской зоны. Установлено, что Эзоп-Ямалинская зона идентифицируется как перспективная на олово.



Рис.1. Идентификация вулкано-плутонической зоны Эзоп-Ямалинь.
Зоны: 1-промышленные; 2 – не промышленные

Выводы

Сравнительный математический анализ магматических пород четырех изученных вулканических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса выявил как черты сходства в составе пород, так и существенные черты различия. В то же время установлена специфика промышленных и не минерализованных зон, отражающаяся в интервалах-индикаторах элементов (признаков) пород. Нами установлено, что эталонные объекты, представляющие зоны с крупными промышленными месторождениями (Баджальская с крупным месторождением Право-

Урмийское и Малохинганская с не менее крупным месторождением Хинганское), и зоны без рудной минерализации (Селитканская) значительно различаются между собой по ряду породообразующих элементов и микроэлементов – признаков. Из них наиболее значимыми являются Ba, Li, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Zr, Th, характеризующие особенности генезиса оловоносных и не оловоносных магм. Они могут быть использованы для прогнозного анализа слабо разведанных зон в пределах ХОВП Анализируя состав информативных элементов, можно заключить, что в нем преобладают элементы «мантийной» группы, которые, очевидно, характеризуют особенности генерации магм «оловоносных» и «неоловоносных» зон. Большинство из этих элементов не образуют самостоятельных минералов и устойчивы при постмагматических преобразованиях пород. Следовательно, выявленные особенности их распределения имеют генетическую природу и могут быть использованы для прогнозного анализа слабо разведанных зон в пределах Хингано-Охотского пояса, в которых ещё не выявлены зоны постмагматического метасоматоза, так и в других районах, аналогичных по геологическому строению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез / Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.

2. Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса) / Германия, Саарбрюккен: LAMBERT. A. P. GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.

3. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. Выпуск 4: М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 59-84.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ МАСШТАБНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ И ЮГО-ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Горячев Н.А.[1,2], Будяк А.Е.[2], Михалицына Т.И.[1], Соцкая О.Т.[1]

[1]Северо–Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Магадан, Россия, goryachev@neisri.ru

[2] Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск, Россия

В докладе рассмотрена позиция основных продуктивных на золото стратиграфических подразделений во всем их возрастном диапазоне – от раннего протерозоя (Байкало-Патомское нагорье) до мезозоя (Верхоянье и Яно-Колымский пояс), для южного и восточного секторов обрамления Сибирского кратона. Здесь известно более десятка стратиграфических уровней и горизонтов, обогащенных золотом, и ряд масштабных месторождений золота (Чертово Корыто, Сухой Лог, Нежданинское, Дегдекан, Наталка, Павлик). Это масштабное промышленное оруденение локализовано в палеопротерозойском – кевактинском (Чертово Корыто), неопротерозойском – дальнетайгинском (Сухой Лог), позднепалеозойском – пермском (Нежданинское, Дегдекан, Наталка, Павлик) стратиграфических уровнях.

Общей спецификой этих уровней является обогащенность органикой и благородными металлами. Петрохимические и минералогические особенности рудовмещающих пород указывают на формирование благоприятных горизонтов в обстановках пассивной континентальной окраины с привносом ювенильного вещества процессами рифтогенеза (палеопроте-

розой и поздний палеозой) или в задуговых бассейнах в связи с эксгаляционной деятельностью зон задугового спрединга (неопротерозой и поздний палеозой). Эти условия явились важным рудопродуцирующим фактором при последующих орогенных событиях. Собственно, само формирование масштабного оруденения происходило в этапы палеозойских (Чертово Корыто, Сухой Лог) и позднемезозойских (Нежданинское, Дегдекан, Наталка) орогенных событий, приведших к перераспределению благородных металлов в руды.

Приведены модели формирования масштабного оруденения для Байкало-Патомского, Южно-Верхоянского фрагментов пассивной окраины и для Яно-Колымского орогенного пояса, основанные на закономерном сочетании процессов осадконакопления, метаморфизма погружения, орогенных зонального метаморфизма и гранитоидного магматизма.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Гракова О.В., Уляшева Н.С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Породы, содержащие углерод, благодаря своей уникальной металлоносности, на протяжении нескольких десятилетий привлекают к себе пристальное внимание. Углеродсодержащие сланцы характеризуются повышенными концентрациями многих металлов, редких и рассеянных элементов, в связи с этим их изучение представляет большой практический интерес.

На территории Центрально-Уральской зоны Полярного Урала нами изучены черные сланцы в породах няровейской серии (R_2). Они расположены вдоль руч. Няршор и Графитовый, а также по безымянным притокам р. Ингилоръеган. Углеродсодержащие сланцы залегают в виде пластов и тонкоплитчатых образований мощностью до 2 м среди клиноцоизит-хлорит-мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-хлорит-кварцевых пород [4, 5]. По данным В. А. Душина [2] углеродистые сланцы няровейской серии имеют надкларковые значения серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов и др.

Черные сланцы няровейской серии Полярного Урала имеют хлорит-мусковит-кварцевый и мусковит-кварцевый составы. По данным рамановской спектроскопии графитовые частицы в исследуемых образцах характеризуется присутствием основной полосы G графита 1569-1586 $см^{-1}$. На половине высоты полосы G (FWHMG) колеблется в пределах 21-43 $см^{-1}$. Полоса D1 имеет значение 1324-1337 $см^{-1}$. Размер кристаллитов La [3] составляет 4-9 нм, следовательно, можно сделать вывод, что углеродное вещество представлено нанокристаллическим графитом по классификации [7]. На основе величины R2 = D1/(G+D1+D2), используя геотермометр максимальных температурных условий графитизации, достигнутых при региональном метаморфизме, можно оценить температуру с точностью до ±50 °С в диапазоне 330-650 °С [6]. С помощью величины R2 = D1/(G+D1+D2), которая соответствует отношению интегральных интенсивностей соответствующих рамановских полос (площадей пиков) в спектрах в области первого порядка (1100–1800 $см^{-1}$), также можно оценить и степень организации углеродного вещества [1]. В углеродистых сланцах няровейской серии рассчитанная величина R2 составляет 0.29-0.30, что характеризует низкую степень упорядоченности углеродного вещества [6]. По рамановскому термометру: T °C = -445·R2+641 [6], рассчитана возможная температура образования углеродного вещества в углеродистых сланцев няровейской серии, она составляет около 500 ±50 °С. Также установлено содержание С орг. в черных сланцах, которое составляет 0.2–4.11%.

С целью характеристики редкоземельной минерализации в углеродсодержащих сланцах породы изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик С. С. Шевчук) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Монацит в графитовых сланцах выделяется в виде образований неправильной формы и виде зерен удлиненной формы размером 5–100 мкм (рис. 1 а–в). Наблюдаются срастания монацита с ксенотимом (рис. 1 г). Нами рассчитана формула монацита: $(Ce_{0,28-0,36}La_{0,18-0,24}Nd_{0,11-0,15}Pr_{0,02-0,04}Sm_{0,00-0,03}Th_{0,01-0,03}Gd_{0-0,02}Sr_{0-0,002}Ca_{0,01-0,05}K_{0-0,01}Fe_{0-0,08}U_{0-0,003}S_{0-0,03}Y_{00,07})_{0,8-0,89}(P_{0,79}Si_{0,39})_{1,14-1,2}O_4$.

Ксенотим представлен изометричными зернами и образованиями неправильной формы размером 10-30 мкм (рис. 1 д, е). Формула ксенотима из углеродсодержащих пород няровейской серии имеет вид $(Y_{0,79-0,96}Gd_{0,00-0,04}Ce_{0,00-0,01}Dy_{0,03-0,07}Ho_{0,00-0,02}Er_{0,03-0,05}Yb_{0,02-0,05}Tm_{0,00-0,01}Th_{0,00-0,01}U_{0-0,0}Ca_{0,00-0,03})_{0,87-0,99}(P_{0,88}Si_{0,00-0,17}Ti_{0-0,28})_{0,99-1,14}O_4$.

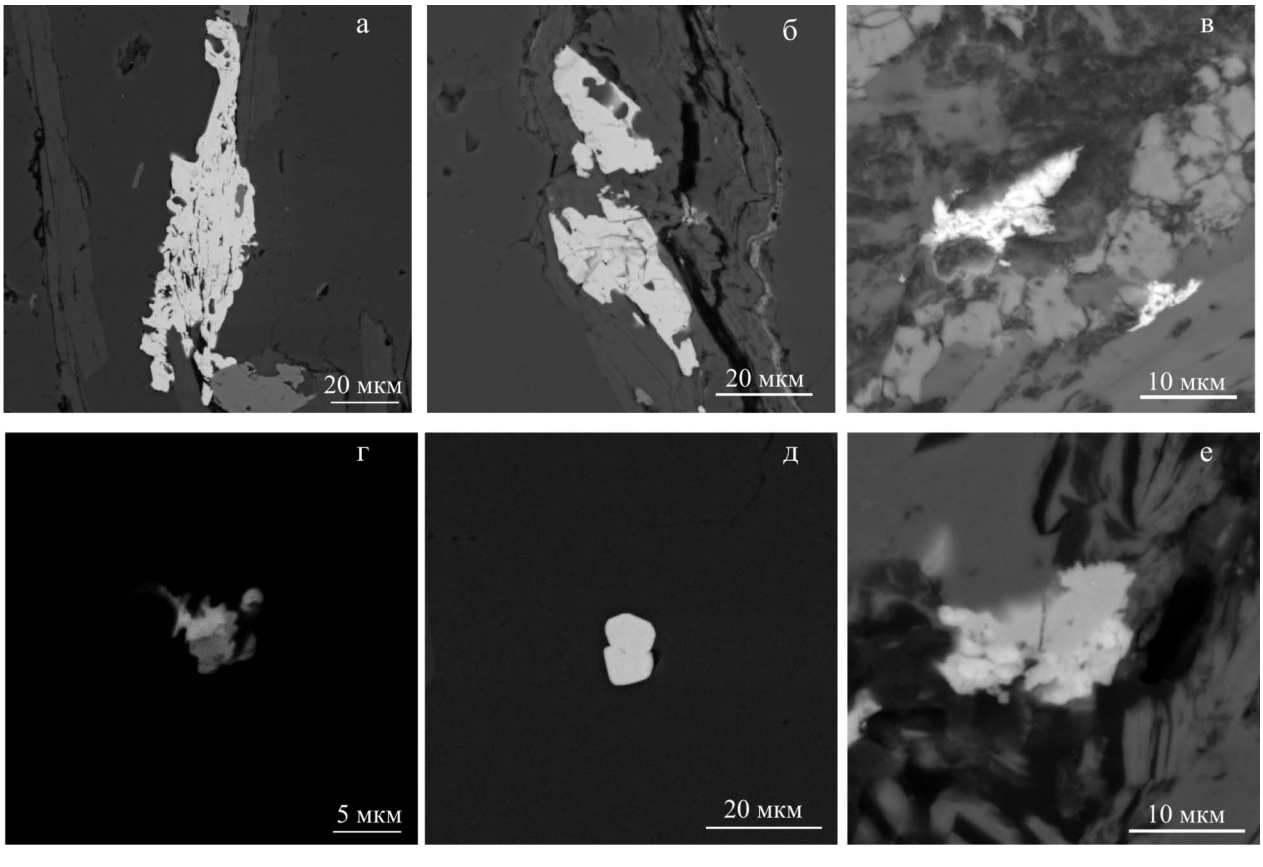


Рис. 1. Морфология зерен минералов REE из черных сланцев няровейской серии: а-в – монацит, г– сросток монацита (светло-серого цвета) и ксенотима (темно-серого цвета), д-е – ксенотим.

В результате проведенных исследований в черных сланцах няровейской серии установлена редкоземельная минерализация, в основном представленная монацитом и ксенотимом. В монаците содержаться легкие редкоземельные элементы, отмечается присутствие урана, тория, стронция, серы, кальция и железа. В ксенотиме присутствуют тяжелые лантаноиды, торий, уран и титан.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данилова Ю. В., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Оценка условий флюидогенной углеродизации // Доклады РАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 446-450.

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

3. Уляшев В.В., Исаенко С.И. Структурное преобразование шуньгита при импульсном лазерном воздействии // Материалы 24-ой научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента», Сыктывкар. 2015. С. 157-160.

4. Уляшева Н.С. Геохимические особенности метабазитов няровейской серии Харбейского выступа (Полярный Урал) // Вопросы естествознания (Иркутский государственный университет путей сообщения), 2015. № 4. С. 132-134.

5. Уляшева Н.С., Гракова О.В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24-35.

6. Beyssac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. D. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph.Geol. 2002. V. 20. № 9. P. 859-871.

7. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 2004. V. 362. P. 2477-2512.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ РУД СРЕДНЕ-ГОЛГОТАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гребенникова А.А.[1], Вах А.С.[1], Гвоздев В.И.[1], Горячев Н.А.[2], Федосеев Д.Г.[1]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, anylotina@mail.ru
[2]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Забайкалье – один из ведущих горнопромышленных регионов России уже более 300 лет. Здесь известны (кроме Sn, Pb, Mo, Cu и др.) месторождения золота разных формационных типов, в которых сосредоточено около 7% общероссийских запасов. К их числу относятся месторождения средних глубин золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, сосредоточенные в Балейско-Дарасунской рудной зоне: Балейское, Тасеевское, Воскресенское, Шундуинское, Казаковское, Любавинское, Средне-Голготайское, Майское, Сосновское и др. [4].

К одному из перспективных объектов относится Средне-Голготайское месторождение, для которого установлена парагенетическая связь золотого оруденения с интрузивными телами гранитоидов юрского возраста. В структурном плане месторождение приурочено к пересечению разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Особенность и промышленная ценность руд этого месторождения определяются связью золотого оруденения с висмут-теллуровой минерализацией.

Месторождение расположено в юго-западной части Балейского рудного узла в бассейне реки Средний Голготай, где гранитоиды палеозойского ундинского комплекса прорваны интрузивным телом (штоком) монцодиоритов (175 млн. лет) и дайками гранит-порфиров, лампрофиров, диориовых и диабазовых порфиритов шахтаминского комплекса средне-позднеюрского возраста [1, 7].

Рудные тела (более 80 жил) на месторождении представляют собой жилы разного состава: полевошпат-кварцевые, молибденит-кварцевые, золото-кварцевые (турмалина до 10-15%), золото-сульфидные (турмалина до 50-60%) и карбонатно-кварцевые. Протяженность жил достигает 680 метров при мощности до 3 метров, вертикальный размах оруденения составляет около 800 метров. Продуктивными на золото-висмутовую минерализацию считаются золото-

кварцевые (преобладает северо-восточное простирание) и золото-сульфидные (преобладает северо-западное простирание) жилы [7].

Жилы золото-кварцевого состава являются наиболее продуктивными на золото-висмутовое оруденение и характеризуются более высокими концентрациями Au, по сравнению с золото-сульфидными. Их минеральный состав варьирует в широком диапазоне: от жил мономинеральных кварцевых или полевошпатовых до полевошпат-кварцевых, турмалин-полевошпат-кварцевых. В них количество рудных (шеелит) и сульфидных минералов редко превышает 2%. Сульфиды представлены молибденитом (присутствует практически во всех жилах, но преобладает в молибденит-кварцевых, менее в полевошпат-кварцевых), арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом и др. (более характерны для турмалин-полевошпат-кварцевых жил). Из редких минералов наблюдались висмутин, Sb-висмутин, хоробетсуит (реликты в Sb-висмутине), самородные висмут и золото, сульфотеллуриды висмута (тетрадимит, сульфоцумоит, протожозеит и др.). Для перечисленных минералов характерны следующие типоморфные особенности: практически во всех сульфидах висмута отмечается примесь сурьмы (4-11 мас. %), реже свинца (до 2.54 мас. %); в сульфотеллуридах – примесь свинца (0.40-4.67 мас. %), селена (до 1.47 мас. %); преобладает золото высокой (более 900‰) пробности (содержания серебра от менее 2 мас. % – парагенезис с самородным висмутом и сульфотеллуридами висмута, до 5 мас. % – парагенезис с Sb-висмутином).

Жилы золото-сульфидные менее распространены на месторождении. По минеральному составу наблюдались турмалиновые, турмалин-кварцевые и турмалин-сульфидные (до более 50% турмалина) жилы, которые сопровождаются околожильными метасоматитами по минеральному составу похожими на березиты (кварц, хлорит, мусковит, пирит). Количество сульфидных минералов в жилах варьирует от 5-7 до 25-50%. Из сульфидных минералов во всех жилах преобладают арсенопирит (до 15%; иногда с примесью никеля до 1.52 мас.%) и пирит (часто марказита до 30%); присутствуют сфалерит (до 10%), халькопирит (до 5%), галенит (до 2%; иногда с примесью висмута до 5.58 мас. % и селена до 1.01 мас. %), пирротин (до 1%) [7]. Из редких минералов наблюдались блеклая руда (тетраэдрит; 0.78-3.71мас. % Ag), бурнонит, свинцово-висмутовые сульфосоли (Sb-лиллианит и Sb-козалит – до 1.27мас. % Sb), кобеллит, свинцово-сурьмяные сульфосоли (джемсонит, буланжерит; примесь марганца до 0.94 мас. %), висмутин (до 2.59 мас. % Pb; до 0.35 мас. % Ag), сульфотеллуриды висмута (группа жозеитов), самородные висмут и золото, мальдонит и др. [2, 3, 5, 6]. Следует отметить, что здесь было установлено самое низкопробное (более 16 мас. % Ag; по периферии вкрапленников отмечается золото более высокой пробы – 5.3 мас. % Ag) золото в ассоциации с Sb-висмутином (3.6-5.3мас. % Sb), протожозеитом и самородным висмутом, которые совместно с турмалином и арсенопиритом выполняют микротрещины в золото-кварцевых жилах. Здесь же установлены мальдонит (микровключения в арсенопирите) и наиболее высокопробное (0 мас. % Ag) золото, которое образует мирмекитоподобные срастания с самородным висмутом (вероятно результат распада мальдонита ?).

Изучение взаимоотношений жил разного минерального состава и типоморфных особенностей минералов позволило выделить ассоциации трех элементных групп: 1 – Pb-Bi; 2 – Pb-Sb-Bi; 3 – Pb-Sb.

В ассоциациях всех групп прослеживается одинаковая последовательность кристаллизации минералов свинца, висмута и сурьмы: сложные сульфосоли (беегерит, лиллианит, галенобисмутит, бурнонит) – простые сульфосоли (козалит, кобеллит, хоробетсуит; буланжерит, цинкеит, джемсонит, антимонит и др. с галенитом) – сульфиды (висмутин, икунолит) – сульфотеллуриды висмута (ингодит, тетрадимит, жозеиты) – далее интерметаллические соединения (мальдонит) и самородные элементы (висмут, золото).

Ассоциация первой (Pb-Bi) группы имеет подчиненное распространение и наблюдалась в полевошпат-кварцевых, молибденит-кварцевых, реже золото-кварцевых и турмалин-полевошпат-кварцевых жилах. Из рудных минералов кроме молибденита здесь присутствуют шеелит, арсенопирит, пирит, пирротин; реже халькопирит, сфалерит и галенит; из висмутовых минералов преобладают висмутин и самородный висмут; редкие минералы – лиллианит, галеновисмутит, козалит и др.

Типоморфными особенностями минералов этой группы ассоциаций являются: присутствие в Pb-Bi сульфосолях (лиллианите, галеновисмутите, козалите) повышенных концентраций сурьмы и серебра (до 4.60 мас.% Sb и до 0.85 мас.% Ag); в сульфотеллуридах (до 2.3 мас. % Pb в жозеите-А, до 9.5 мас. % Pb ингодите) и в висмутине (до 4.12 мас. % Pb) – свинца; в галените – висмута (до 3.85 мас. %), серебра (до 0.89 мас. %); самородное золото – высокой пробности (менее 2.0 мас. % Ag) [2, 3, 7].

Ассоциация второй (Pb-Sb-Bi) группы преобладает в золото-кварцевых, реже турмалин-сульфидных жилах. Типоморфной особенностью жил можно считать присутствие практически во всех турмалина (до 15 об. % в золото-кварцевых и более 50% в турмалин-сульфидно-кварцевых жилах), молибденита и часто шеелита (до 2%). Сульфидные минералы (редко более 4-5% в золото-кварцевых и до 50% в турмалин-сульфидных жилах) представлены арсенопиритом, халькопиритом, блеклой рудой (тетраэдритом), пиритом; встречаются галенит, сфалерит, иногда станнин. Висмутовые минералы крайне неравномерно распределены в жилах и составляют не более 1% от их объема. Типоморфной особенностью этой группы ассоциаций является широкое развитие свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей: кобеллита, висмутового джемсонита, Sb-козалита, яскульскиит (до 1.45 мас. % Ag), айзоклейкит (0.11 мас. % Ag); присутствуют и менее распространены бурнонит, хоробетсуит, висмутин (содержит примесь сурьмы 4-14 мас. %), жозеит-B, тетрадимит, блеклая руда (тетраэдрит – от 0.36-3.35 до 10-13мас. % Ag); золото имеет высокую пробность с вариациями содержаний серебра от 2-5 (преобладает) до 16 мас. %.

Ассоциация третьей (Pb-Sb) группы имеет подчиненное распространение. Она наблюдалась в турмалин-сульфидных и кварц-карбонатных жилах. В турмалин-сульфидных жилах из рудных минералов присутствуют буланжерит, цинкеит, джемсонит, галенит, редко, арсенопирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин, блеклые руды (Ag-тетраэдрит) [2, 3, 7]. В кварц-карбонатных жилах наряду с халцедоновидным кварцем и карбонатом (кальцит, анкерит) присутствуют флюорит, десмин и незначительное количество сульфидов – марказита, пирита, арсенопирита, бертьерита, антимонита. По данным Н.С. Бортникова с соавторами [3] в сульфоантимонитах свинца (буланжерите, цинкеите, джемсоните) примесей висмута не установлено. В то же время, в местах наложения этих прожилков на золото-кварцевые жилы, в джемсоните установлены содержания висмута более 20 мас. %, в буланжерите – до 5.56 мас. %; появляются такие минералы как тинтинаит (до 6.86 мас. % Bi), овихиит (до 5.0 мас. % Bi) и др. [2].

Сопоставляя полученные результаты по вещественному составу жил, их взаимоотношениям и продуктивности на золото-висмутовое оруденение, типоморфным особенностям минералов можно сделать следующие выводы:

– стадийность минералообразования Средне-Голготайского месторождения отражает общую направленность процесса эволюции рудно-магматической системы, генетически связанной с гранитоидным магматизмом, продуцирующим золото-редкометальную минерализацию;

– разные стадии минерализации сближены во времени, а их продукты - в пространстве; последние характеризуются разным минеральным составом и относятся к трем группам по

набору сопутствующих элементов (Pb-Bi, Pb-Sb-Bi, Pb-Sb), минералы которых имеют разные типоморфные особенности;

– продуктивными на золото-висмутовую минерализацию являются жилы с комплексом минералов Pb-Bi и Pb-Sb-Bi элементных групп (Pb-Sb группа может быть перспективной только в местах ее наложения на две предыдущие группы), которые характерны и для месторождений других генетических типов (например, скарново-вольфрамовых Восток-2, Лермонтовское, Агылки и др.).

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 15-I-2-003о и РФФИ № 16-05-00283.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б.Н. Условия формирования, минералого-геохимические особенности пород и руд Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) //Известия высших учебных заведений: Геология и разведка. 2012. № 3. С. 79-82.

2. Бортников Н.С., Цепин А.И. Сурьмяно-висмутовые сульфосоли Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Серия геологическая. 1987. № 1. С. 86-95.

3. Бортников Н.С., Мозгова Н. Н., Некрасов И. Я., Розов Д. Н., Тупяков В. Е., Цепин А.И. Особенности висмутовой минерализации золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье // Минералогический журнал. 1982. Т. 4. № 4. С. 45-48.

4. Петровская Н.В. Самородное золото. М. 1973. 348 с.

Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений. 1970. Т. XII. № 4. С. 56-70.

5. Сахарова М.С. Типоморфизм ассоциаций минералов висмута и теллура в золотых месторождениях Восточного Забайкалья. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра. 1972. С. 233-240.

6. Тупяков В. Е., Широкий О. И., Колдина В. М. Условия формирования сложных жил на золоторудном месторождении Средний Голготай. В сб. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, Чита 1968. 208 с.

РОЛЬ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА В ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ТИШИНСКОГО И РИДДЕР-СОКОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (РУДНОГО АЛТАЯ)

Зиновьев С.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: zinoviev61@mail.ru

В данной работе интерес автора представляют те типы месторождений, формирование рудных тел в которых обусловлено перераспределением «in situ» уже существующего в породной матрице рудного компонента. Такие месторождения обособлены в деформационно-метаморфических зонах (зонах смятия, региональных сдвиговых зонах, коллизионных швах и т.п.), а также в областях слабо измененных пород, где хотя бы в локальных объемах имели место интенсивные динамометаморфические преобразования исходного породного субстрата, содержащего или рассеянную рудную минерализацию, или рудные тела, сформировавшиеся до деформационного воздействия. Для формирования подобного рода месторождений традиционные критерии прогноза (стратиграфический, метасоматический и вулканический) уходят на второй план, а главным является геодинамический критерий, благодаря которому

в деформационно-метаморфических зонах происходит перераспределение рудного вещества «in situ» с концентрацией в практически значимых количествах.

Для Рудного Алтая считается, что рудообразующие процессы протекали здесь в течение среднедевонского синвулканического (гидротермально-осадочного) и позднепалеозойского плутоногенного (гидротермально-метасоматического) этапов. Однако современная морфология и положение рудных тел месторождений зон смятия связаны не столько с вышеуказанными процессами, сколько с динамометаморфическим перераспределением вещества, в том числе и рудного, в условиях сдвигового течения.

Долгое время динамометаморфизм не рассматривался в качестве самостоятельного структурообразующего процесса, способного на существенные и масштабные преобразования породных комплексов. Соответственно недооценивалась рудоконцентрирующая и рудолокализующая роль динамометаморфизма, хотя вопрос о метаморфоргенном (в том числе динамометаморфическом) перераспределении рудного вещества в процессе формирования месторождений в деформационно-метаморфических структурах поднимался и обсуждался в ряде работ [Викентьев, 2004; и др.].

Основную роль на Тишинском месторождении, обособленном в Кедровско-Бутачихинской сдвиговой зоне, играют новообразованные породные комплексы тектонитов преимущественно сланцевого и бластомилонитового типов, сформированные в результате динамометаморфизма и метасоматоза палеозойских пород. Первично стратиграфические или магматические формации и их контактные соотношения практически не наблюдаются, а слабо преобразованные породы встречаются редко [Чиков и др., 2008; Зиновьев, 2016].

После образования в среднедевонское время рудных концентраций и рудных тел в вулканогенно-осадочных породах Тишинской рудной зоны произошло формирование Кедровско-Бутачихинского регионального сдвига. Динамометаморфические процессы, происходившие в условиях наложения деформации сдвига на высокое всестороннее (литостатическое) давление, существенно преобразовали исходный породный субстрат и способствовали перераспределению и переотложению первичного рудного вещества механизмами сдвигового течения «in situ». В результате этих процессов на основе рассеянного в породе рудного вещества и рудных тел среднедевонского возраста сформировались новообразованные рудные тела в той морфологии и ориентировке, которая наблюдается в современной структуре месторождения.

На основании Ar/Ar датирования рудовмещающих тектоносланцев (Зиновьев и др., 2009) установлено два импульса динамометаморфического воздействия на породный субстрат с возрастом 294-301 и 279-288 млн. лет. Их можно сопоставить с возрастом формирования рудных тел, наблюдаемых в современном структурном плане месторождения. Он соответствует не среднему девону, как это традиционно представляется в научных публикациях (Рудообразующие системы…, 1986; Попов, 1995; и др.], а раннепермскому времени.

Риддер-Сокольное полиметаллическое месторождение обособлено в слабо деформированных толщах и имеет ярко выраженное зональное строение (Викентьев, 2004). Наибольший интерес с точки зрения динамометаморфического преобразования породных и рудных тел месторождения представляет верхний уровень, характеризующийся линзовидными рудными телами, субсогласными с перекрывающими их пологозалегающими толщами, которые, в свою очередь, осложнены пологими срывами. По мнению автора, существенное значение для перераспределения и концентрации рудных элементов, а также формирования линзовидных рудных тел современного облика представляют позднепалеозойские разломы, к которым относятся северный надвиг и серия малоамплитудных послойных срывов надвигового типа, нарушающих рудовмещающие толщи. В зоне развития надвиговых структур, характерных для верхнего уровня месторождения, осадочно-вулканогенные отложения претерпели существен-

ные динамометаморфические преобразования, в результате чего произошла утрата первичных структурно-текстурных характеристик, присущих слоистым толщам. Породные комплексы представлены здесь полосчатыми и линзовидно-полосчатыми тектоносланцами, вмещающие линзовидные рудные тела.

В результате Ar/Ar определения возраста рудовмещающих тектонитов (Зиновьев, Травин, 2012) верхнего уровня Риддер-Сокольного месторождения установлено позднекаменноугольное динамометаморфическое событие (307.7±3.4 млн. лет), с которым связано перераспределение рудного вещества «in situ» в процессе преобразования первичных осадочно-вулканогенных пород в тектоносланцы вдоль надвиговых зон и его концентрация в виде тел линзовидной морфологии.

Кроме рассмотренных выше существует множество примеров подобных месторождений, локализованных в других деформационно-метаморфических зонах земной коры, в которых также формирование рудных тел обусловлено динамометаморфическими процессами. Причем этот эффект не зависит от рудной специализации и в одинаковой мере проявляется как при формировании полиметаллических, так и месторождений других металлов (золоторудных, железорудных и пр.).

В этом отношении показательными являются полиметаллические месторождения, приуроченные к Иртышской сдвиговой зоне (Иртышское, Белоусовское, Карчига и др.). В других регионах к подобному типу относятся Холоднинское месторождение в Прибайкалье, Ускандинское на Салаире и др. Из золоторудных месторождений, существенную роль в процессе рудообразования которых сыграли процессы динамического воздействия, известен ряд месторождений Байкало-Муйского и Яно-Колымского коллизионных поясов в Забайкальской части Монголо-Охотского коллизионного шва, а также Бадранское и Токичанское месторождения, обособленные в Куларо-Нерском сланцевом поясе, который образовался в результате коллизии Колымо-Омолонского террейна с Верхоянской континентальной окраиной. А в Криворожском бассейне и на Кольском полуострове известны примеры месторождений богатых железных руд, на формирование которых также существенное влияние оказали деформационно-метаморфические процессы.

Совокупными индикаторными характеристиками рудных тел динамометаморфической природы являются следующие: 1) линзовидная и линзовидно-полосчатая морфология; 2) их ориентировка совпадает с общим простиранием деформационной зоны; 3) рудовмещающими породами всегда являются тектониты (динамокластиты, тектоносланцы и пр.); 4) рудам и рудовмещающим породам присущи структуры течения в ламинарных и турбулентных формах. Они могут рассматриваться в качестве критериев поисков рудных концентраций в деформационно-метаморфических структурах земной коры.

Динамометаморфические процессы изменяют не только морфологию рудных тел, преобразуют структурно-текстурные особенности руд и являются причиной регенерации рудного вещества, но и благодаря им происходит рафинирование вещества и, как следствие для рудных зон, природное улучшение качества руд. В литературе известны примеры очищения кварца от примесей (рафинирование) в процессе стресс-метаморфизма, очищения основной массы сфалерита от тонкой эмульсии халькопирита и других примесей на Белоусовском месторождении и месторождении Анисимов ключ в Восточном Казахстане, а также геохимической самоочистки и повышения пробности золота.

Формирование рудных тел с высокой концентрацией рудных элементов в зонах региональных сдвигов обусловлено перераспределением рудного вещества in situ механизмами сдвигового течения. Привнос рудного вещества эндогенным флюидом, а также тепловая и химическая энергия внешних источников дополнительно обогащают рудообразующие системы этих зон.

На месторождениях, локализованных в деформационно-метаморфических зонах земной коры, динамометаморфические процессы приводят к переотложению рудного вещества, его концентрированию и локализации в виде новообразованных рудных тел, наблюдаемых в современной структуре месторождений. Следовательно, рудоконцентрирующая и рудолокализующая роль динаметаморфизма несомненна.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ (14–05–00117).

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир. 2004. 339 с.
2. Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. К проблеме возраста рудных масс Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 358-363.
3. Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 539-544.
4. Зиновьев С.В. Роль динамометаморфизма в формировании рудных месторождений (на примере колчеданных Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 521-536.
5. Попов В.В. Геологические условия локализации крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудн. Месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 371–389.
6. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай) / Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. / Новосибирск: Наука. 1986. 191 с.
7. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И., Олейник Ю.Ф. О деформационно-метаморфической природе зон смятия (на примере Кедровско-Бутачихинской структуры; Рудный Алтай) // Геология и охрана недр. 2008. Т. 28. № 3. С. 25-33.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Ивин В.В.[1], Медведев Е.И.[1], Родионов А.Н.[2], Фатьянов И.И.[1]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, ivin_vv@mail.ru
[2]ОАО «Приморгеология», г. Владивосток, Россия

1. Широко развитое в Приморье золотое и серебряное оруденение связано с формированием складчато-надвиговых структур Тихоокеанского подвижного пояса. Согласно современным моделям плитовой тектоники на территории Приморья выделяются Лаоелин-Гродековский составной террейн и две аккреционные системы – Ханкайская (Матвеевско-Нахимовский, Спасский, Вознесенский, Сергеевский террейны) и Сихотэ-Алинская (Самаркинский, Таухинский, Журавлевский, Кемский террейны), образовавшиеся в разное время и в различных геодинамических обстановках [1]. В пределах выделенных геотектонических структур расположено большое число месторождений и рудопроявлений благородных металлов.

2. Исследование благороднометалльной минерализации, а также изучение опубликованных [1, 2, 4, 6, 7] и фондовых материалов позволили классифицировать золотое и серебряное оруденение Приморья по формационным признакам [1]. Все золото-, и сереброносные объекты края принадлежат шести формационным типам: золоторудному, золото-серебряному, серебряному, золото-редкометалльному, золото-полиметалльному и золото-меднопорфировому. Их распределение в геотектонических структурах Приморья весьма неравномерно и отличается характерными особенностями (рис.).

3. Объекты золоторудной формации присутствуют во всех террейнах, кроме Кемского. Известны 9 месторождений и 59 рудопроявлений. Центры концентрирования проявлений золота приурочены к Сергеевскому и Журавлевскому террейнам. Перспективными считаются месторождения Глухое, Герасимовское, Гордеевское, Софье-Алексеевское и Первомай-

ское. Наиболее крупное по прогнозным ресурсам золота месторождение Глухое расположено в Журавлевском террейне. Вмещающими оруденение породами являются мезозойские черносланцевые толщи. Терригенные породы прорваны меловыми диоритами, диоритовыми порфиритами, реже гранодиорит-порфирами. Оруденение пространственно тяготеет к мелким штокам габбро-диоритового состава, возраст которых составляет 103 млн. лет [3]. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны смятия, дробления и милонитизации с обильной тонкой вкрапленностью пирита и арсенопирита, насыщенные кварцевыми прожилками. Содержание золота – от 1,5 до 3,8 г/т.

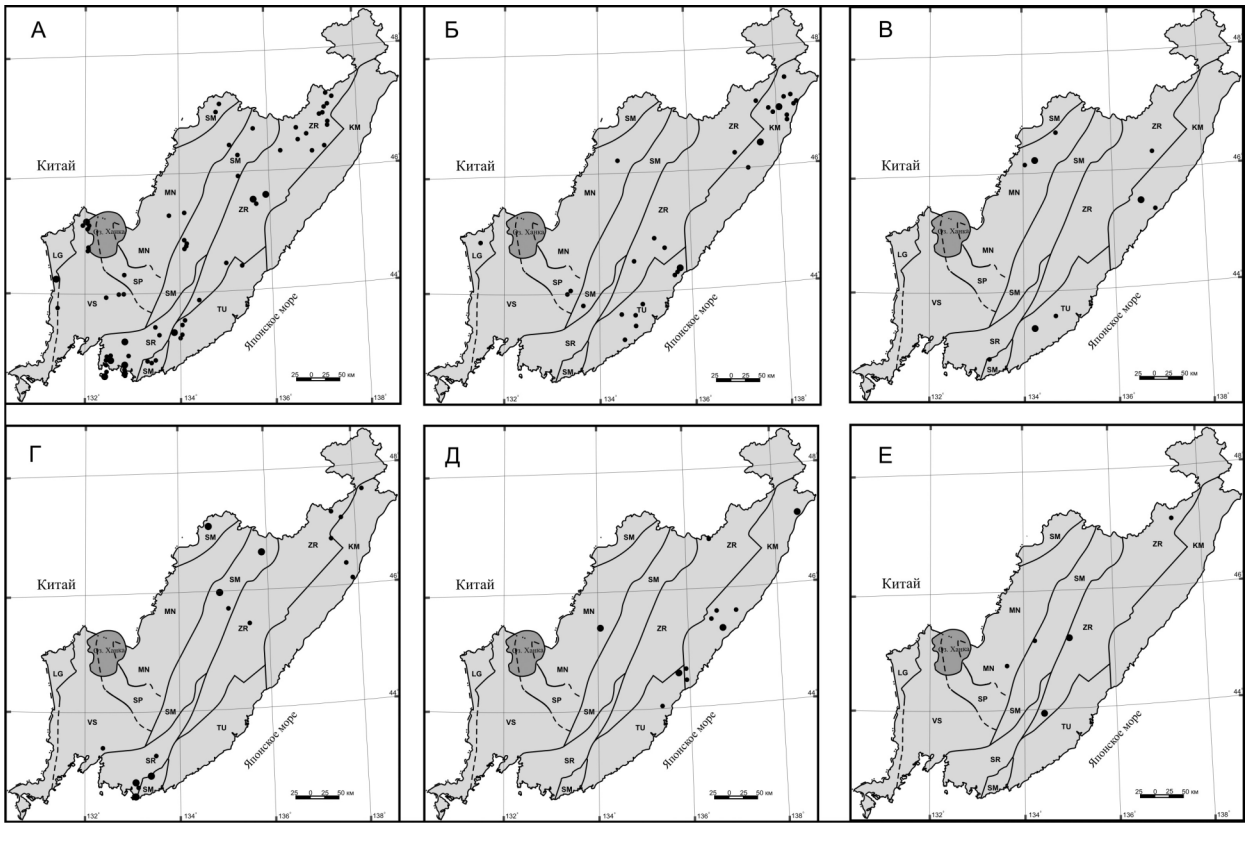


Рис. Схема размещения месторождений и рудопроявлений: А – золоторудной, Б – золото-серебряной, В – серебряной, Г – золото-редкометалльной, Д – золото-полиметалльной, Е – золото-медно-пофировой, формаций.

4. Золото-серебряная формация проявлена в Лаоелин-Гродековском, Журавлевском, Матвеевско-Нахимовском, Таухинском и Кемском террейнах. Известны 3 месторождения и 26 рудопроявлений. Типичными представителями этой формации являются Приморское и Васильковое месторождения. Приморское месторождение, расположенное в Кемском террейне, приурочено к вулкано-тектоническому грабену. Рудное поле сложено раннепалеогеновыми кислыми и умереннокислыми игнимбритами и туфами. Кварцевые и адуляр-карбонат-кварцевые жилы размещены в метасоматических зонах серицит-каолинит-гидрослюдистого состава. Мощность жил – от 0,7 до 4,7 м, содержание золота – 7,0-16,3 г/т, серебра – 129,2-154,4 г/т.

5. Оруденение серебряной формации зафиксировано в Кемском, Таухинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Оно представлено четырьмя месторождениями (Салют, Таежное, Силанское, Союзное) и шестью рудопроявлениями. Характерным представителем этой формации является месторождение Салют, расположенное в Кемском террейне среди позднемеловых кислых туфов приморской и левособолевской свит. Вулканиты прорваны дай-

ками долеритов, андезитов и андезито-дацитов. Оруденение концентрируется в минерализованных зонах с флюорит-кварцевыми, кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами. Выявлено порядка 40 рудных тел протяженностью от 60 до 1400 м, мощностью от 1,8 до 3,8 м. Содержание золота – 1,8-5,2 г/т, серебра – 326-738 г/т.

6. Месторождения и рудопроявления золото-редкометалльной формации присутствуют в Самаркинском, Журавлевском, Кемском и Сергеевском террейнах. Наиболее перспективными объектами этой формации являются Незаметное и Порожистое золото-вольфрамовые месторождения, расположенные в Самаркинском террейне. Незаметное месторождение приурочено к меловому штоку гранит-порфиров, который прорывает толщу палеозойских терригенных пород. Золото-редкометалльное оруденение представлено кварцевыми жильно-прожилковыми зонами, размещенными в штоке. Содержание золота в рудных телах колеблется от 0,1 до 10,0 г/т.

7. Основные месторождения и рудопроявления золото-полиметальной формации сосредоточены в Кемском, Таухинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Перспективными объектами являются месторождения Кумирное, Ягодное и Курнахское. Кумирное месторождение находится в Кемском террейне. Оруденение пространственно приурочено к Малиновскому гранитоидному массиву позднемелового-палеогенового возраста [5]. Рудные зоны размещены среди вулканических накоплений приморской свиты: убогосульфидные зоны – среди вулканитов верхней пачки, а умеренносульфидные – нижней [2]. Мощность рудных зон составляет 10-20 м, протяженность достигает 1,5 км, содержание золота и серебра не превышает соответственно 2,5 и 200 г/т, соответственно.

8. Объекты золото-меднопорфировой формации выявлены в Журавлевском, Самаркинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Основные прогнозные ресурсы сосредоточены в Малиновском и Лазурном месторождениях. Рудопроявления Короед, Озерное и Конторское изучены слабо. Малиновское месторождение расположено в Журавлевском террейне у пересечения Центрального Сихотэ-Алинского разлома с Малиновско-Колумбинским [4]. Оно представлено крутопадающими прожилково-жильными зонами. Протяженность рудных тел от 100 до 225 м, мощность – до 20 м. Руды имеют сульфидно-кварцевый состав, среди сульфидов наиболее распространены арсенопирит, пирит и халькопирит. Присутствуют также пирротин, сфалерит, марказит, магнетит, минералы висмута (висмутин, кобеллит, жозеит, самородный висмут), молибденит, шеелит и золото.

9. Размещение благороднометального оруденения в геотектонических структурах Приморья характеризуется следующими особенностями. Наиболее широкое распространение получили объекты золоторудной формации. Они присутствуют во всех террейнах, кроме Кемского. Наибольшая их концентрация отмечается в Журавлевском и Сергеевском террейнах. Оруденение золото-серебряной формации приурочено в основном к Таухинскому и Кемскому террейнам. Месторождения серебряной и золото-полиметалльной формаций сосредоточены в Матвеевско-Нахимовском, Кемском и Таухинском террейнах. Основные рудные объекты золото-редкометалльной формации тяготеют к Самаркинскому и Сергеевскому террейнам, а золото-меднопорфировой – к Журавлевскому. Характер размещения оруденения обусловлен совокупным влиянием структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и магматогенных факторов, в частности, связью месторождений и проявлений с разновозрастными флюидно-магматическими источниками и наличием благоприятной для рудоотложения вмещающей среды. Перспективными для обнаружения благороднометалльных проявлений золоторудной и золото-редкометалльной формаций следует считать Сергеевский, Самаркинский и Журавлевский террейны, золото-серебряной, серебряной и золото-полиметалльной – Кемский и Таухинский, золото-меднопорфировой – Журавлевский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х книгах. Под. ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006.
2. Ивин В.В., Медведев Е.И. Минералого-геохимические особенности полиметалльно-золото-серебряного Кумирного месторождения (Северное Приморье) // Фундаментальные исследования. 2014. № 8 (часть 5). С. 1100-1106.
3. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Баринов Н.Н. и др. Монцонитоидный магматизм золоторудного месторождения Глухое: изотопное датирование (U–PB, SHRIMP), петро- и микроэлементный состав и особенности благородно-металльной минерализации (Приморье) // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 3. С. 329-337.
4. Сахно В. Г., Степанов В. А., Гвоздев В. И., Доброшевский К. Н. Малиновская золоторудная магматическая система центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Доклады академии наук. 2013. Т. 452. № 1. С. 61-69.
5. Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (K-Ar метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестник Томского государственного университета. 2010. № 331. С. 214-218.
6. Эйриш Л.В. Металогения золота Приморья (Приморский край). Хабаровск. 2003. 148 с.
7. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote–Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 120. P. 117-138.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЬЕКТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ В СТРУКТУРАХ ЛИТОСФЕРЫ

Иволга Е.Г

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск,
e-mail: ivolga@itig.as.khb.ru

Введение. Изученная охотоморская окраина континента охватывает главным образом Ульинскую ВТС Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающие территории. Согласно [1] она представляет собой сложный структурный узел, где сочленяются Верхоянно-Колымская, Монголо-Охотская складча¬тые области, Джугджуро-Охотская орогенно-магматическая система на которые наложен Охотско-Чукотский вулканический пояс. В геологическом отношении она достаточно детально изучена геологическими съемками масштаба 1:1000000 – 1:200000 и крупнее. В металлогеническом отношении территория относится к Охотско–Чукотской металлогенической провинции [3,4]. Последняя простирается в северо-западном направлении более чем на 3600 км, имеет ширину 150 – 450 км. Граница провинции отвечает границам одноименного вулкано-плутонического пояса (ОЧВП). Сам пояс разбит на 9 вулканических зон. В пределах рассматриваемой площади выделяются: южная оконечность Куйдусунской вулканической зоны; полностью Ульинская вулканическая зона; северная оконечность Удской вулканической зоны. Рудоносность провинции определяет мезозойская металлогеническая эпоха, где главной по продуктивности являются раннемеловая золоторудная и позднесенонская золото-серебрянная минерализации. В целом металлогеническая специализации провинции определяется как золото-серебро-олово-полиметаллическая.

В качестве главных рудоконтролирующих факторов выделяются: глубинные и региональные разломы, зоны разуплотнения (гранитизации) литосферы, разнопорядковые интрузивно-купольные и депрессионные структуры, резкие изгибы простирания ОЧВП и сочленений отдельных элементов пояса, наследованное развитие позднемелового оруденения в участках наложения его на районы с предшествующей (раннемеловой) металлогенической стадии [3,4,6].

Ульинская металлогеническая зона охватывает одноименную вулканическую зону (460х100км). Фундаментом зоны служат архейские метаморфиты Охотского массива и частично терригенные формации Южно-Верхоянского прогиба (C-P, T-J). Слагают зону вулканичес-

ские комплексы раннего и позднего мела, позднего мела и палеогена при ограниченном участии гранитоидных интрузий валанжина – готериева (120 млн. лет), апта-альба (114-104 млн. лет), а также позднего мела. Основное золото-серебряное оруденение связано с позднесенонской металлогенической стадией, находится в парагенетической связи с интрузиями диорит-монцонит-гранодиоритовой формации и субвулканическими риодацитовыми телами (джугжурский, ульбейский, уракский комплексы), геохимически специализированными на Au,Cu,Pb,Zn,Bi,As,W. В рассматриваемой МЗ установлено более 211 проявлений золото-серебряной формации в том числе 3 месторождения, 116 золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации, в том числе 3 месторождения.

Цель настоящих исследований – выделить особенности глубинного контроля золоторудных объектов путем составления новой глубинной основы по петрофизическим и геофизическим данным.

Методика. Для этого были созданы петроплотностная и петромагнитные карты, позволяющие проследить связь оруденения с петрофизическими неоднородностями на поверхности. Глубинные особенности изучалась на основе качественной и количественной интерпретации карт гравитационного и магнитного полей масштаба 1:2500000, созданные на основе съемок 1:1 000 000 – 1:200 000 по ранее отработанной методике [2]. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [5].

Результаты выполненных исследований сводятся к следующему:

1. Главным рудоконтролирующим элементом золотого оруденения на рассматриваемой площади являются разноуровневые разломы. Выделены магмопродуцирующие и рудопродуцирующие мантийно-коровые разломные системы. В первую очередь это выделенные по гравиметрическим данным Джугджуро-Охотская, Юдомо-Ульинская, Улья – Кетандинская системы, Нетский разлом, а также разломы корового уровня, выделенные по гравитационному и магнитному полям: Тоттинский, Секчинский, Муликанский (Рис.)

2. Установлено, что известные месторождения золота – Гырбыканское, Хоторчанское, Юрьевское и Чачика размещаются в узлах пересечения Джугджуро-Охотской мантийной си

стемы с северо-западными структурами в основном корового уровня.

3. В трансформированном гравитационном поле в пределах Ульинской ВТС выделяются две интрузивно-купольные структуры гранитоидного состава, в разной степени эродированные, меньше – северная и больше – южная. Они контролируют ареалы золоторудной минерализации с высокой долей золото-кварцевых объектов.

4. В трансформированном магнитном поле на пересечении Джугджуро-Охотской и Юдомо-Ульинской разрывных систем выделяется кольцевая аномалия средне-верхнекорового уровня, которая имеет радиально-зональное строение и высокую степень насыщенности золоторудными проявлениями золото-серебряного типа.

5. В наблюденном магнитном поле выделяются две положительные кольцевые аномалии на юге и на севере, которые соответствует субвулканическим структурам. Южная явно имеет рудоконтролирующее значение, в то время как роль северной, для рудообразования, не ясна.

6. Месторождения золото-кварцевой формации Огонек и Лот Аллах-Юнской тектонической области четко контролируются локальным гравитационным минимумом, т. е. предполагаемой гранитоидной интрузией.

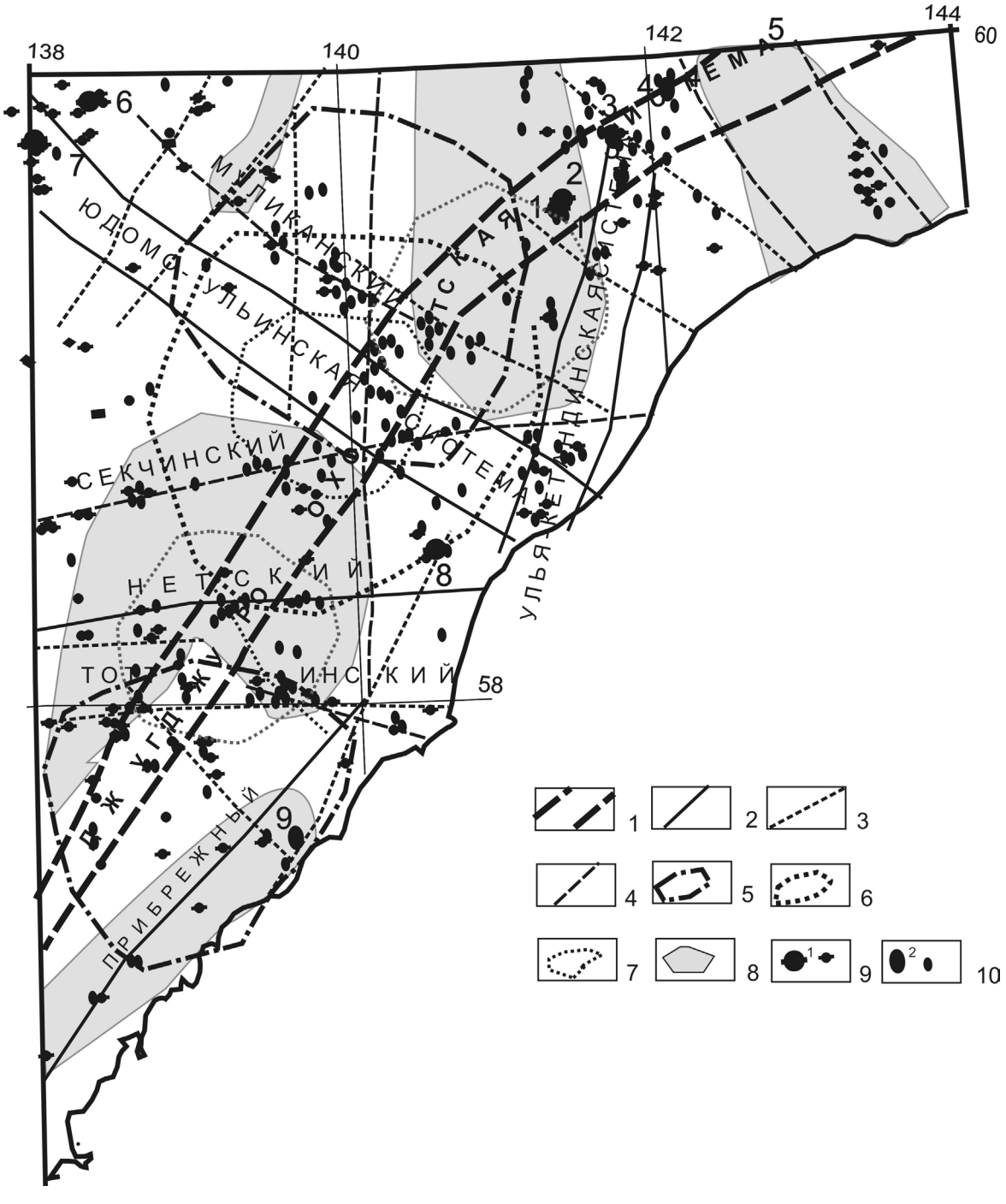


Рис. Положение рудных объектов относительно разрывных структур
Основные тектонические разломы территории: 1– мантийные; 2 – магмоконтролирующие нижнекоровые; 3 – среднекоровые; 4 – верхнекоровые; 5 – верхнекоровые интрузивно-купольные структуры; 6 – радиально-зональная кольцевая структура, выделенная по трансформациям магнитного поля; 7 – локальные положительные аномалии наблюденного магнитного поля; 8 – региональные магнитные аномалии; месторождения и рудопроявления золота :1 – Гырбыканское; 2 – Хоторчанское; 3 – Юрьевское; 4 – Чачика; 5 – Хаканджинское; 6 – Лот; 7 – Огонек; 8 – Колюклинское; 9 –Тукчинское; 9 – золото-кварцевой формации; 10 – золото-серебряной формации.

Полученные результаты показывают, что основной магмо и рудоконтролирующей структурой территории является Джугджуро-Охотская система нарушений. К ней приурочено около половины известных рудных обьектов, в том числе 4 из 9 месторождений. В ее пределах сосредоточено три крупных рудных узла: на пересечении с Улья-Кетандинской системой, с Юдомо – Ульинской, и с Нетским и Тоттинским разломами. Если в пределах первого узла месторождения уже имеются, то два последних имеют высокие перспективы на их выявление.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54 – Охотск. М-б 1: 100 000 (Новая серия). Объяснительная записка (отв.ред. А.Л.Ставцев). Л. 1986. 127 с.

2. Иволга Е.Г. Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и северо-восточного Китая / Руды и металлы №1, 2013 С.13-24

3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: из-во ДВИМСа, 2000. с.217

4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России Владивосток: Дальнаука, 1996. 332с

5. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании».2010.114с.

6. Эйриш Л.В. О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений.2009.Т.51.№3.С.250-260.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВКАХ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ АЛАЗЕЙСКО-ОЛОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Кара Т.В.

АО «Полюс», г. Москва, Россия, e-mail: KaraTV@Polyusgold.com

Одним из важных вопросов тектоники Восточной Арктики является история развития океанического бассейна, разделявшего в мезозое Сибирь и Северную Америку. Пока остаются неясными важные моменты: с какого времени существовал бассейн, в какие интервалы времени на его периферии существовали конвергентные границы, а также этапность тектонических деформаций и динамика коллизии ограничивавших его континентальных масс.

Анюйско-Чукотская складчатая система (АЧСС) возникла в результате коллизии северо-восточной окраины Евразии с микроконтинентом Чукотка-Арктическая Аляска. Южно-Анюйская сутура разделяет АЧСС (на севере) и Алазейско-Олойскую складчатую область на юге, маркируя след океанического бассейна (рис.). Большинство исследователей придерживается мнения о позднемезозойском существовании Южно-Анюйского океана [2,3]. Работы последних лет свидетельствуют в пользу более древнего возраста [1,4]

Изучаемая площадь расположена в пределах крайней восточной части Олойской мегазоны, южнее стыка с Южно-Анюйской сутурой. Территория на юго-востоке граничит с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). В Алазейско-Олойской складчатой области выделяются структурно-формационные зоны, связанные с определенными этапами геодинамического развития.

Алазейско-Олойскую область представляют позднемезозойские впадины – Ненканская и Вукваамская структурно-фациальные зоны, которые разделены Алучинским террейном меридионального простирания. Нембондинское лавовое поле рассматривается как ранняя трансформная ветвь субмеридионального Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса.

В ходе работ на Бургахчанских площадях получены новые данные о глубинном строении, вещественном составе и возрасте магматических и вулканогенно-осадочных комплексов территории, которые позволяют сделать некоторые предположения об истории их формирования и взаимодействия.

Данные, полученные при изучении месторождения Песчанка, позволяют интерпретировать Баимскую зону как глубинную структуру правого сдвига, в которой медно-порфировые месторождения расположены кулисообразно и приурочены к локальным структурам растяжения (сбросам, отрывам) преимущественно меридионального простирания [5,6]. Аналогичный) характер размещения рудных объектов прослеживается далее к юго-востоку, в районе массива Вукней. Впервые полученные U-Pb методом для данной территории значения абсолютного возраста магматических пород позволяют провести корреляцию рудоносных массивов месторождения Песчанка и потенциально перспективных на обнаружение крупнообъемных медно-порфировых месторождений одновозрастных интрузивов Вукнейского и Ничанского массивов.

Также впервые были датированы U-Pb методом породы Нембондинской зоны. Полученные результаты позволяют сделать выводы о ее принадлежности к ОЧВП и, совместно с геофизическими данными, – о характере взаимоотношений структур ОЧВП и Алазейско-Олойской складчатой области. Интерпретация аэрогеофизических данных позволяет проследить погружение структур Нембондинской зоны под Ненканскую структурно – фациальную зону и сделать вывод о возможном наличии обстановок субдукции на границе ОЧВП и Алазейско-Олойской складчатой области.

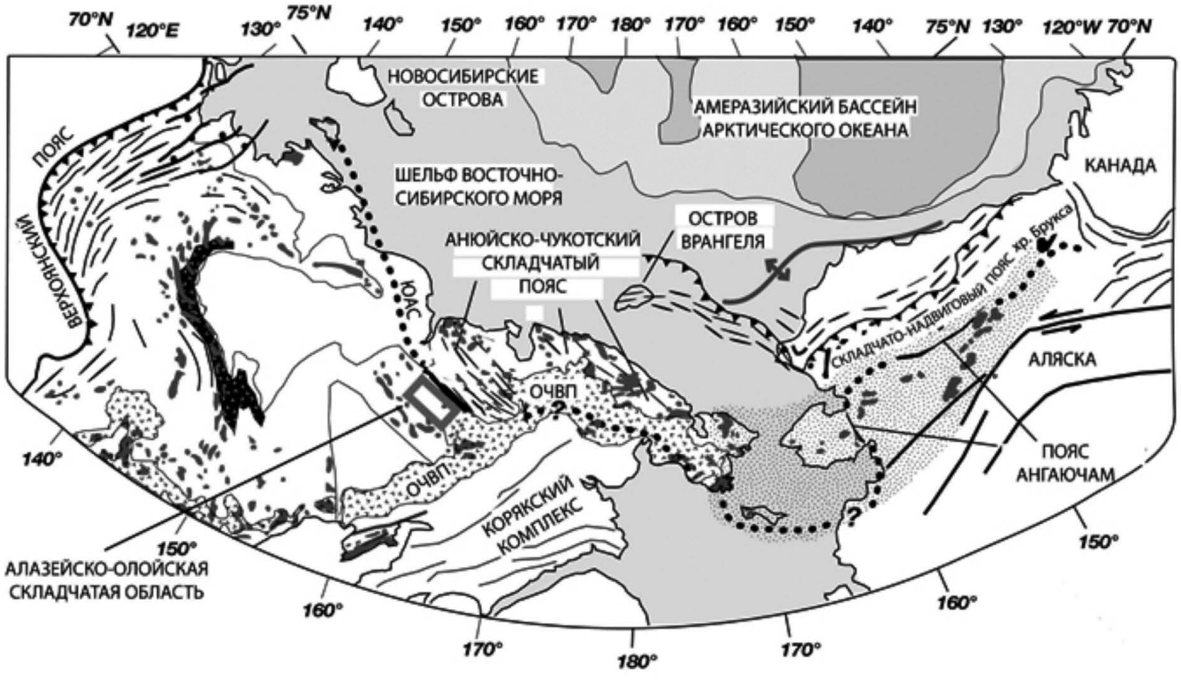


Рис. Обзорная карта основных мезозойских структурных поясов СВ России и северной Аляски (по материалам Miller et al, 2006; Катков, 2010).

Район исследований обозначен квадратом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры северо-западного обрамления Пацифики // Геотектоника. 2002. № 1. С . 59-71

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука. 1990. Т. 2. 327 с

3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Наука, Новосибирск: 1984. 192 с.

4. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 7-11

5. Читалин А.Ф, Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6.

6. Chitalin A., Fomichev E., Usenko V. et al. Structural Model of Peschanka Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Western Chukotka, Russia. // Structural Geology and Resourses. 2012.

РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАГИОПЕРИДОТИТ-ГАББРОНОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЮГ Сибири)

Колотилина Т.Б., Мехоношин А. С.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, mekhonos@igc.irk.ru

В истории докембрийского базитового магматизма Сибири выделяются три главных импульса, связанных с основными этапами геодинамической эволюции Сибирского кратона: палеопротерозойский, мезопротерозойский и неопротерозойский [1]. При этом в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона ранее были установлены проявления мезопротерозойского (1350±6 млн. лет) и неопротерозойского (750±10 млн. лет) магматизма [1, 2]. В результате проведения геохронологических исследований нами было установлено присутствие палеопротерозойских (1863±1 млн. лет, Малозадойский массив) и мезопротерозойских (1258±5 млн. лет, Среднечеремшанский массив) слабо дифференцированных дайкообразных плагиоперидотит-габброноритовых интрузий [7] в Иркутно-Китойском блоке Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона, который сложен архейскими и протерозойскими магматическими и метаморфическими комплексами. Внутренняя структура Иркутно-Китойского блока в значительной степени определяется широким развитием гранито-гнейсовых куполов. Как и во многих других схожих структурах, относящихся к типу гранит-зеленокаменных комплексов, общий тектонический план блока характеризуется преобладанием овальных гранито-гнейсовых куполов, расположенных примерно на равных расстояниях друг от друга и разделенных звездообразными, преимущественно синформными зонами.

Малозадойский массив расположен в юго-западной части Иркутно-Китойского блока. Он имеет дайкообразную форму, протяжённость около километра при мощности 120-150 м. Массив сложен серией пород, меняющих свой состав от плагиоперидотитов до лейкократовых габброноритов и рудных анортозитов, кумулятивной, реже пойкилитовой структуры. Макроскопически расслоенность в массиве выражена чередованием меланократовых габброноритов и плагиоперидотитов, она сопровождается ритмическим изменением содержаний как петрогенных, так и редких элементов – Ni, Cr, Co и Cu. По соотношению содержаний SiO_2 и суммы щелочей породы массива относятся к низкощелочному ряду основных-ультраосновных пород, но для них характерны высокие содержания Rb, Cs, Ba и значительное обогащение легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым.

В разрезе массива выделяется шесть рудных горизонтов, в пределах которых развиты вкрапленные и густо вкрапленные сульфидные руды. Сульфидные минералы представлены пирротином и пентландитом, находящимися в соотношении 3:1. Халькопирит встречается значительно реже и приурочен к периферическим частям пентландит-пирротиновых сростков. Сульфидные парагенезисы тесно ассоциируют с агрегатами флогопита. Сегрегационный характер скоплений сульфидов, форма зёрен, отсутствие прожилков указывают на их раннемагматическую природу.

Суммарное содержание ЭПГ во вкрапленных рудах достигает 100 мг/т, а в густо-вкрапленных – 550 мг/т. Обнаруженные минералы ЭПГ по составу отвечают теллуридам палладия.

Среднечеремшанский массив также имеет дайкообразную форму, но по сравнению с Малозадойским более протяженный, что во многом определяет его внутреннее строение. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 6 км. и имеет мощность от 100 до 200 м. Падение массива на запад под углами 75-80°. Вмещающими породами являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Массив сложен габбро, габброноритами, оливиновыми габбро, оливиновыми норитами, плагиоперидотитами. В отличие от Малозадойского массива в разрезе Среднечеремшанского смена пород происходит монотонно, без образования ритмов.

Петрохимический и редкоэлементный состав пород Среднечеремшанского массива во многом близок таковому Малозадойского, в отличие от которого характеризуется меньшим разбросом содержаний TiO_2, Cr и Ni и более низким уровнем содержаний тяжелых РЗЭ.

Рудная минерализация, представлена желваками вкрапленных пирротин-пентландитовых руд. Мощность зоны около 0,5 м, размер желваков 5х5 см. В пентландите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, частично замещенного самородной медью. В некоторых зернах медь не связана с сульфидами, а по трещинам спайности располагается в плагиоклазе. В Среднечеремшанском массиве повышенные содержания платиноидов приурочены к сульфидному горизонту, расположенному в висячем боку массива и достигают в сумме 380 мг/т.

Полученная возрастная датировка для Малозадойского массива не является редкой для юга Сибири. В этот же в возрастной диапазон (1860-1880 млн. лет) попадают датировки для Чинейского и Луктурского массивов. Эти данные согласуются со временем формирования Каларо-Нимнырского роя даек (1865 млн. лет), территория развития которых рядом исследователей рассматривается в качестве одноименной крупной магматической провинции [1]. Более того, близкие по возрасту (1880-1870 млн. лет) дайковые рои и силлы отмечаются так же в Северной Канаде на Слейв кратоне [5].

Полученный возраст для оливинового габбронорита Среднечеремшанского массива (1258 ± 5 млн. лет) является уникальным магматическим возрастом, который ранее не был известен в Сибири. Однако этот возраст близок к хорошо датированным магматическим событиям в северной Канаде – 1267±2 млн лет, – времени образования радиального дайкового роя Макензи (Mackenzie), который охватывает территорию в 3 миллиона км^2 [2, 3]. Хотя возраст пород Среднечеремшанского массива приблизительно на 10 млн. лет меньше, он достаточно близок к этой отметке и, более того, все три фракции бадделеита лежат вдоль конкордии и эллипсы неопределенности достигают 1265 млн. лет. На реконструкции распространения роя даек Макензи (Mackenzie) LIP [7] на объединенной тектонической карте суперконтинента Nuna Среднечеремшанская интрузия ориентирована приблизительно по направлению к центру плюма. Поэтому с определенной долей осторожности можно предположить, что она может быть фрагментом этой крупной изверженной провинции. Следует отметить, что среди роя даек, распространенных в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона, относимых к нерсинскому комплексу [3], а также Приморском выступе фундамента Сибир-

ского кратона наблюдаются пикродолеритовые интрузии, сходные по геохимическим характеристикам с Малозадойским и Среднечеремшанским массивами, образование которых не имеет точной датировки.

Для оценки потенциала крупных изверженных провинций на обнаружение ЭПГ-Ni-Cu минерализованных интрузий надежными критериями являются состав и объем продуцированных магм, состав мантийного источника и характер взаимодействия с древней литосферной мантией. Это находит свое выражение в особенностях распределения и соотношения редкоземельных и редких элементов. Мы сопоставили некоторые геохимические параметры платиноносных массивов юга Сибири с известными рудоносными интрузиями. Не смотря на то, что как отмечалось выше, породы Малозадойского и Среднечеремшанского массива обладают однотипным распределением РЗЭ со значительным обогащением легкими, на диаграмме Th/Yb_{PM} и Nb/Yb_{PM} они демонстрируют совершенно противоположные тенденции. Для Малозадойского массива характерно постепенное увеличение значений Th/Yb_{PM} отношения при незначительных вариациях Nb/Yb_{PM} в пределах 1.2-1.9. Тогда как для пород Среднечеремшанского массива характерно увеличение Nb/Yb_{PM} от 2 до 9 при относительно постоянной величине Th/Yb_{PM} отношения – 8-10, что сопоставимо с данными по породам дайкового роя и габброноритовым дайкам Маскокского комплекса Макензи LIP [6], которая обладает большим экономическим потенциалом. При этом, такое же, как для Малозадойского массива соотношение величин Th/Yb_{PM} и Nb/Yb_{PM} отношений, при близком уровне содержаний РЗЭ, характерно для пород Главной дайки Удокана, относящихся, по нашим предположениям к фрагментам одной и той же LIP.

Таким образом, установлено, что в Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона проявлены все три этапа докембрийского базитового магматизма. Проведенные палеогеодинамические реконструкции [7] позволяют рассматривать плагиоперидотит-габброноритовые интрузии в качестве фрагментов крупных изверженных провинций, что повышает их перспективы на обнаружение промышленных руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-08843.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28-41.

2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Три этапа внутриконтинентального базитового магматизма в юго-восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона // Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли. Мат. межд. конференции. Иркутск: изд-во ИГ СО РАН. 2015. С. 20-21.

3. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона-индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника.2001. №. 6. С. 59-75.

4. Baragar W. R. A., Ernst R. E., Hulbert L., Peterson T. Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield // J. Petrol., 1996. V. 37. P. 317-359.

5. Buchan K. L., Ernst R. E. Dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions Geological Survey of Canada Map 2022A (scale 1:5,000,000) and accompanying booklet. 2004.

6. Day J.M.D., Pearson D.G., Hulbert L.J. Rhenium–osmium and platinum-group element constraints on the origin and evolution of the 1.27 Ga Muskox layered intrusion // J. Petrol., 2008. V. 49. P. 1255-1295.

7. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A. et. al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. DOI: 10.1038/NGEO2700.

КОЛЛИЗИОННЫЕ И СУБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ОЛОВА И ТИТАНА В ПРЕДЕЛАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Копылов М.И.

Акционерное общество «Дальгеофизика», г.Хабаровск E-mail-kopylov@dalgeoph.ru

Эволюция литосферы и рудоносных систем на Дальневосточном регионе на всем протяжении развития Земли как планеты, происходила и её эволюция, вместе с ней эволюционировала литосфера, сообщества элементов и рудоносных систем (РС). На первой стадии происходила гравитационная дифференциация химических элементов, более тяжелые проседали к центру сжимающего поля, более легкие поднимались к поверхности земли. Особенно интенсивно происходило движение газов к поверхности: O, H, S, Cl, F, C и других летучих. Механизм их образования, вероятно, носил в большей степени плюмовый характер, вплоть до появления тектоники литосферных плит. Об этом свидетельствуют и многомасштабные процессы гранитизации, дегазации охватывающие территории древних платформ. Это, в свою очередь, обусловило появление процессов метаморфизма, а с ними и метаморфогенных и метаморфических РС с образованием месторождений Au–Fe–C–U. Быстрый рост осадков в морских и континентальных условиях привел к образованию осадочных, метаморфогенно-осадочных РС с образованием месторождений Fe–Mn–Cu–Pb–Zn. Появление на континентах грунтовых вод, в значительной степени облегчило процесс рудоотложения, что сказалось на общем количестве РС и месторождений. При достижении значительной мощности литосферных плит, ведущую роль при процессах магматизма и метаморфизма, формирования РС стала, отводится плитной тектонике. В зонах субдукции, обдукции, коллизии появились вулканические, магматические пояса и связанные с ними золоторудные, оловорудные, меднорудные и титанорудные РС.

Область зарождения и формирования рудоносных систем

В условиях сжатия литосферных плит, как правило, возникают двухуровненные РС, продуцирующие пространственно разобщенные золото-кварцевое и золото-редкометальное оруденения. Для таких систем характерно широкое развитие метасоматических преобразований вмещающих пород, типоморфность рудных месторождений. В условиях растяжения литосферных плит в большинстве случаев формируются одноуровневые РС, для которых характерно зональное размещение золото-кварцевого и золото-редкометального оруденения с фациальными переходами, с низкой степенью метасоматических преобразований вмещающих пород.

Появление межплитных коллизионных и рифтовых систем повлекло за собой внедрение магматизма калиевого профиля. Как правило, обстановка коллизии способствовала плавлению не только коры, но и мантии. Рудоносные системы формирующиеся в пределах коллизионных и рифтогенных структур в большинстве случаев несут с собой редкоземельную минерализацию.

В современной геодинамике считается, что тектоника плит в основном обусловлена конвективными течениями в верхней мантии, а тектоника плюмов связана с термально-плотностными потоками, восходящими с границы ядра и нижней мантии [2]. Привлечение данных глубинных геофизических исследований, сейсмологии позволит дополнить и, в ряде случаев, осветить эту проблему с других позиций. Рои, пояса очагов землетрясений располагаются по краевым частям террейнов, микроплит и литосферных плит. Особенно четко по очагам землетрясений прослеживаются границы стыковки Евразийской и Амурской, Филиппинской и Китайской, Филиппинской и Тихоокеанской. Границы Амурской и Северо-Китайской, Китай-

ской и Индокитайской 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, в меньшей степени пассивный характер. Следует отметить на границах некоторых литосферных плит как Охотской, Тихоокеанской, отмечаются зоны повышенной сейсмичности в коровой области пространственно расположенных 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.

На геодинамику и металлогению Дальневосточного региона, определяющую роль оказывает движение плит. По данным GPS [1] Баджакло-Буреинский блок смещается на юго-запад относительно Северо-Китайской плиты. В результате такого движения, вдоль структур ССВ заложения Нижне-Зейской впадины, могут реализоваться правосторонние смещения. Охотоморская плита перемещается по направлению 150º ю.в. со скоростью 35 мм/год. Взаимодействие её с Евразийской, Тихоокеанской и Амурской плитами вероятно и определяют общую структуру геодинамического напряжения в этом регионе и металлогению. Золоторудные рудоносные структуры располагаются в коллизионной зоне в субширотном простирании по краевым частям Евразийской и Амурской литосферных плит, включая золоторудные районы (с запада на восток): Тас-Юряхский, Ларбинский, Брянтинский, Верхнетокский, Верхнезейский, Нюкжинский, Тындинский, Дамбукинский, Джагдинский, Березитовый, Кировский, Гонжинский, Октябрьский, Западно-Туранский и другие.

Под Гонжинским золоторудным районам по данным геофизических исследований фиксируются инверсные слои пониженных скоростей, пространственно формирующие столбообразные зоны. Наиболее четко они выделяются по волнам PSH. На построенных геоэлектрических моделях центральные части, золоторудных районов выделяются столбообразными аномалиями пониженных сопротивлений (100-500 Ом•м), уходящими на глубину более чем на 100 км. Пространственно они отвечают наиболее проницаемым и обогащенным сульфидной минерализацией метасоматически измененным породам. Периферические области отмечаются повышенными сопротивлениями (до 1999-5000 Ом•м), особенно вблизи поверхности и соответствуют зоны ороговикования, окварцевания, уплотнения. Эти столбообразные зоны низких сопротивлений и инверсных низкоскоростных зон, по-видимому, и являются нижней частью области переноса рудоносных систем.

Хингано-Оловорудный пояс включающий ряд известных районов: Ям-Алинский, Нимеленский, Дукинский, Дуссе-Алинский, Баджальский, Комсомольский, Хинганский, Сутаро-Биджанский формировался в условии косой субдукции палео- Тихоокеанической плиты под континентальную окраину. Многие особенности строения и процесса формирования Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса могут быть удовлетворительно объяснены с учетом реконструируемой в мезо-кайнозойской периоды эволюции геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины [4]. В обобщенном виде такая обстановка описывается как переходная от косой субдукции к латеральному скольжению плит друг относительно друга. В результате такого скольжения в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникают разрывы («slab-window»), по которым проникает вещество астеносферной мантии.

Следует отметить развития в этом направлении шовной зоны Танлу, которая играет важнейшую роль структурном и металлогеническом плане.

По данным МОВЗ и МТЗ по скоростям сейсмических волн и электропроводности в интервале глубин, соответствующих астеносфере и верхней мантии отмечается латеральная неоднородность Отмечено, что волноводы и зоны повышения проводимости прослеживаются

в тектонически-активных областях Дальневосточного региона. По данным исследований МОВЗ на глубинах 40–80 км под оловорудными–Комсомольским, Баджальским, Хинганским фиксируются инверсные слои пониженных скоростей, пространственно формирующие столбообразные зоны, связанные с крупным региональным поднятием астеносферы, которое, возможно, является «*slab-window*».

Титанорудные месторождения приурочены к выходам габбро-анортозитовых массивов, внедрение которых происходило в коллизионной зоне, возникшей в сдвиговом растяжении между Евразийской и Амурской литосферных плит. При смене сил растяжения на сжатия Амурской литосферой плиты с двух сторон, с севера Евразийской с юга Северо-Китайской, она начала выскальзывать, 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 Амурскую плиту, расходящиеся веерообразно с запада на восток [3]. 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 бескорневые формы. 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 кровле массивов. Одновременно происходило и отложение рудной минерализации (Fe, Ti, V, P).

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.

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.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашурков С.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А. и др. Современные движения на Амуро-Зейском геодинамическом полигоне. // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск. 2007. С. 26-27.

2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М. Геос. 2003. С. 127-128.

3. Копылов М.И. Перспективы и освоения титанорудных месторождений Дальнего Востока и Забайкалья. // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья. Улан-Удэ. 2007. 27 с.

4. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Тектоника, геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона. // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск. 2009. С. 116-119.

5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-33.

ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА

Коростелев П.Г.[1], Бакулин Ю.И.[2], Гоневчук В.Г.[1], Гореликова Н.В.[3], Касаткин С.А.[1], Крылова Т.Л.[3], Орехов А.А.[1], Семеняк Б.И.[1]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: kor.pg@yandex.ru

[2] Представительство НП «Горнопромышленники России» в ДФО, г. Хабаровск

[3] Институт геологии, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва

В комплексных оловорудных месторождениях Комсомольского района выделено два генетических типа вольфрамовой минерализации: 1 – ранние, высокотемпературные, безоловянные молибденит-шеелитовые руды с Bi и самородным Au (рис. 1) в биотит-адуляр-кварцевых жильно-прожилковых зонах (месторождение Солнечное; [1]); 2 - шеелит-вольфрамит-касситеритовые руды в зонах оловоносных (кварц-касситерит-турмалиновых) метасоматитов (месторождения Фестивальное, Солнечное., Перевальное и др.).

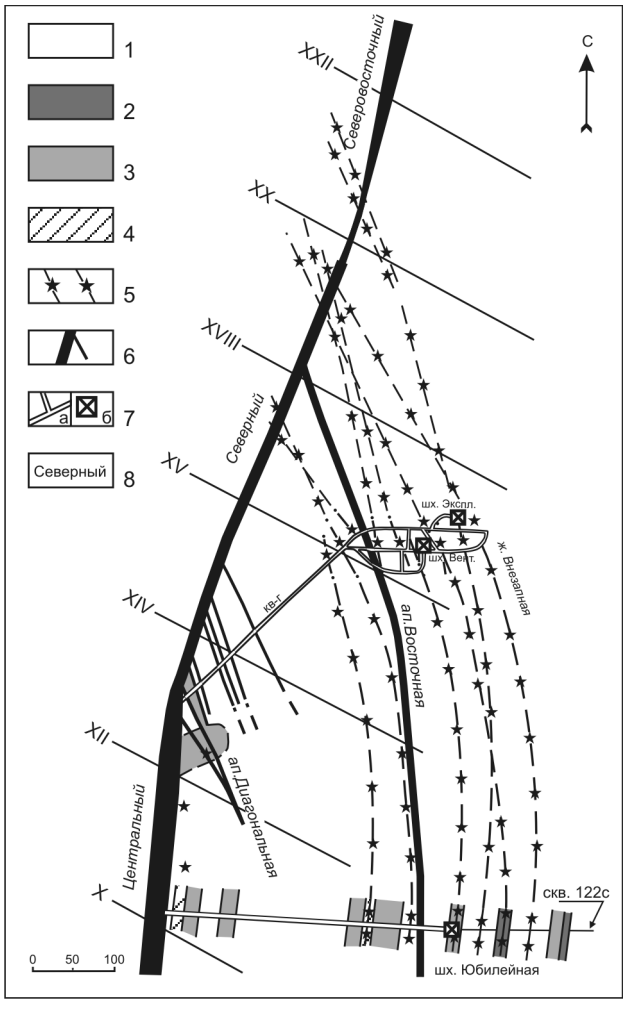


Рис.1. Схема размещения молибденит-шеелитовой и вольфрамит-касситеритовой минерализации Солнечного месторождения на горизонте 300 м .

1 – терригенно-осадочные породы; 2 – дайки мелкозернистых биотитовых и биотитовых с турмалином гранитов; 3 – дайки кварцевых диоритовых порфиритов; 4 – кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 – шеелит- и молибденитсодержащие жилы и прожилки с арсенопиритом и лёлленгитом; 6 – кварц турмалиновая с касситеритом и вольфрамитом зона Главная и ее апофизы; 7 – горные выработки (а), в том числе шахты (б); 8 – разные по продуктивности на олово интервалы зоны Главной.

Минерализация первого типа, как правило, пространственно связана с диоритоидами и обособлена от оловянной. Иногда она проявлена в эксплозивных брекчиях, где, также присутствуют шеелит-молибденитовые руды (Марсовое месторождение [3] и рудопроявления участка Капрал [2]).

Минерализация второго типа бывает обособлена от оловянной (рис. 2) в связи с “опережающим” развитием вольфрамоносных структур (зона Ягодная Фестивального месторождения), по отношению к оловоносным [5].

Правомерность выделения указанных типов подтверждает генетическая модель рудно-магматической системы Комсомольского рудного района [4]. Показано, что руды первого типа формировались с I-ой интрузивной фазой Силинского комплекса (монцодиориты,

кварцевые диоритовые порфириты) в интервале 96-95 млн. лет, а второго – с его II-ой, завершающей магматический этап развития РМС, фазой (монцограниты, гранодиориты) – около 85-80 млн. лет.

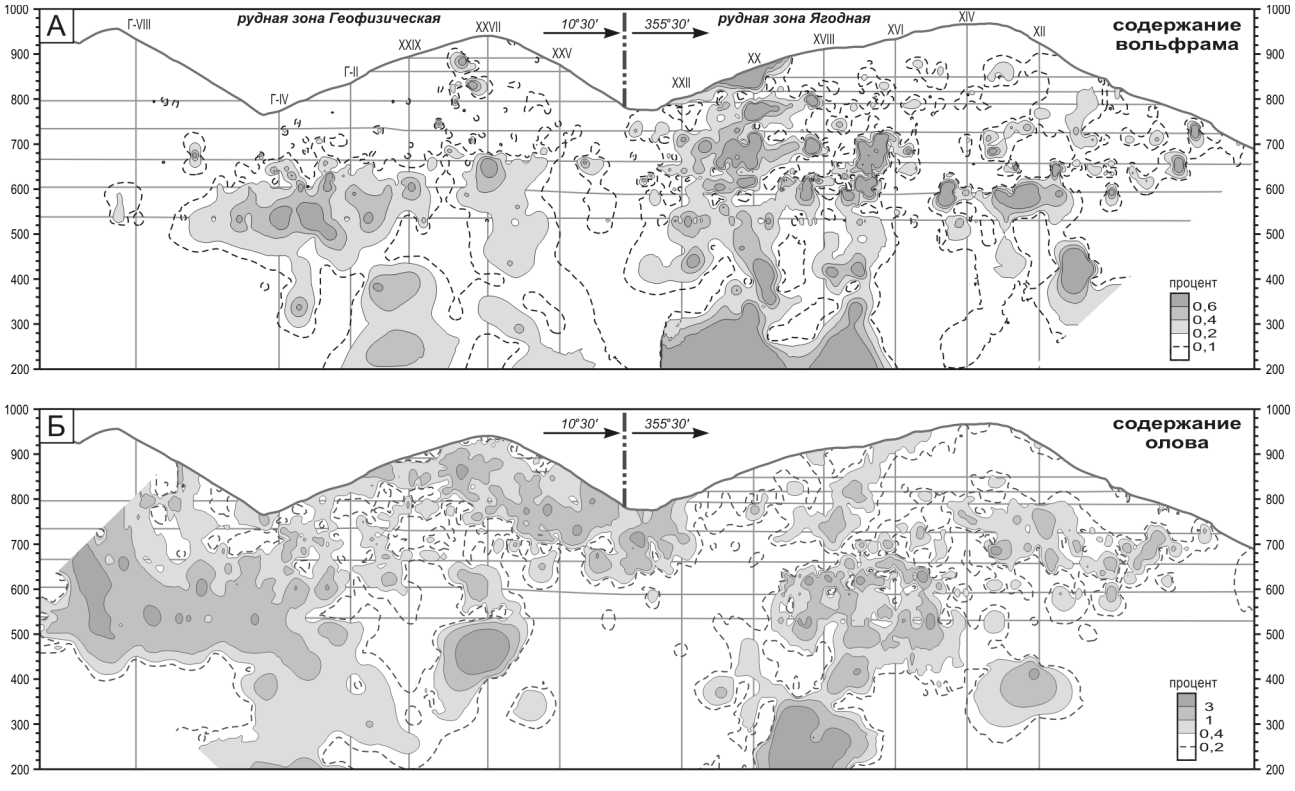


Рис.2. Распределение содержания вольфрама (А) и олова (Б) по рудным зонам Геофизической и Ягодной в проекции на вертикальную плоскость [5].

Не исключено, что рудная система района на раннем этапе развивалась как «ювенильная» – молибденовая или молибден-вольфрамово-редкометалльная, а позднее, при активной ассимиляции вмещающих терригенных пород, как комплексная – олово-вольфрамово-полиметалльная.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихоте-Алиня (Дальний Восток, Приморье) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537-570

2. Гагаев В.Н., Маркович Е.С. Перспективы поисков медно-вольфрамового оруденения на юге Комсомольского рудного района // Вестник Горнопромышленников Дальнего Востока: Хабаровск. 2007. Вып. 3. С. 54-69.

3. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Минерализованные эксплозивные брекчии Комсомольского рудного района // Геол. рудных месторожд. 1983. Т. ХХУ. № 1. С. 100-106.

4. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г Рудообразующая система Комсомольского района: некоторые особенности эволюции //Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Благовещенск. 2010. С. 11-12.

5. Касаткин С.А. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район). Автореферат дисс. на соиск. ученой степени к.г.-м.н.: Владивосток. 2011. 28 с.

ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ОЛОВА ПРИАМУРЬЯ, РОССИЯ

Крюков В.Г.

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Определение фаций глубинности рудных объектов может служить основой для оценки в первом приближении масштаба их перспектив. Общее состояние проблемы при изучении различных полезных ископаемых бассейна р. Амур находит отражение у различных исследователей в широкой вариации признаков и терминологии, глубин образования одних и тех же месторождений, отнесении объектов к какой-либо группе.

Целью работы является анализ проявленности различных особенностей оруденения, которые могут быть индикаторами фаций глубинности формирования золото – и оловорудной минерализации в Приамурье.

Фациальные условия рудообразования, наряду с другими факторами, сказываются на особенностях состава, строения и вертикального размаха оруденения. Учитывая представления Г.М. Власова, Н.И. Говорова, Д.С. Коржинского, В. Линдгрена, С.И. Набоко, Н.И. Наковника, Д.В. Рундквиста и других исследователей, применительно к рассматриваемой группе объектов возможно выделение близповерхностных (0-600м), субвулканических (200-1500м), гипабиссальных (600-2500 м) месторождений. «Перекрытия» фаций глубинности находят отражение в развитии новообразованных типоморфных минералов и парагенезисов в указанных интервалах (таблица).

Таблица. Глубины формирования месторождений золота и олова Приамурья.

Фации глубинности	Вертикальная протяженность, м		Минералогические факторы глубинности		Объекты
			Устойчивые минералы	Замещения	
Близповерхностная	0-600	200	Ad, Il, Kar	Tcl –> Ad	Белая Гора, Бухтянское, Полянка, Дыльменское, Маяк – Au; Джалинда, Таежное, Широкое – Sn
		400-600	Il, Gs, Kar, Ad, Chl, Ser, Tu	Ad –> Ab	
Субвулканическая	400-1500	400-600	Il, Gs, Kar, Ab, Chl, Ser, Tu	Ad –> Ab	Албазино, Дяппе, Нони, Покровское, Прогнозное – Au; Березовое, Мопау, Пионерское, Хинганское – Sn
		1200-1500	Ab, Ort, Chl, Gs, Ser, Tu, Trl, Ep, Act, Cs	Q-Kar –> Ep, Act	
Гипабиссальная	1200-2500	1200-1500	Ab, Ort, Chl, Ser, Tu, Trl, Ep, Act, Cs	Q-Kar –> Ep, Act	Бамское, Зимовьё, Многовершинное, Тырское – Au; Болторо, Перевальное, Правоурмийское, Фестивальное – Sn
		2200-2500	Tu, Trl, Ep, Act, Ab, Ort, Cs, Gr, Px, Olv, Kord,	Ep, Act –> Gr, Px	

Примечание: Ad – адуляр; Ab – альбит; Act – актинолит; Chl – хлориты; Cs – цоизит; Il – иллит; Ep эпидот; Gs – гидрослюда; Gr – гранаты; Kar – карбонаты; Kord– кордиерит; Olv – оливин;Ort– ортоклаз; Px – пироксены; Ser - серицит; Tcl – цеолиты; Trl – тремолит; Tu – турмалин.

Критические границы устойчивости типоморфных минералов или их ассоциаций, по Д.С. Коржинскому, 1952, 1954, свойственны двум уровням, связанным со структурой вхождения воды в минералы. Первый обусловлен сменой низкотемпературных кварц-карбонатных ассоциаций среднетемпературными эпидот- (актинолит или другой кальциевый алюмосиликат) содержащими новообразованиями на глубинах 1200-1500 метров. Второй уровень отвечает смене гидроксилсодержащих минералов безводными алюмосиликатами на глубинах 2200-2500 метров. Отмечаются, С.И. Набоко, 1963, и не столь четкие интервалы: на 200 м от поверхности цеолиты уступают место адуляру, на 400-600 м адуляризация сменяется альбитизацией.

Существенную роль в отнесении объекта к той или иной фации играют метасоматиты. В исследовании использовались подходы, сформированные автором при изучении вулканоплутонических структур различных регионов и выделении рудовмещающих и собственно околорудных метасоматитов.

Близповерхностные месторождения золота наиболее широко распространены в Нижнем Приамурье и Приморье. Оловорудные проявления этой категории фиксируются на Малом Хингане и в Приморье. Как эталон может рассматриваться Белая Гора. Анализ объектов этой группы свидетельствует о наличии общих с эталоном черт:

– локализуются они в вулканических поясах, в сводовых структурах, непосредственно в стратовулканах на гранитоидном основании;

– месторождения приурочиваются к ареалам интрузивных тел долерит-трахидацит-гранитового (монцонитоидного) комплекса. Оруденение накладывается на завершающие граниты, практически синхронно с дайками и штоками аплитов, брекчий, включая флюидолиты. Рудная минерализация совместно с жильными образованиями представляют верхний ярус магматогенно-рудной колонны;

– для объектов свойственны «ядра», сложенные кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами или гидротермальными кварцитами. Размещаются они в центральных частях вулканических построек;

– положение околорудных метасоматитов и руд определяется жерловинами аппаратов, радиальными и кольцевыми структурами, пологими срывами (отслоениями);

– в составе руд устанавливаются кварц, серицит, гидрослюда, адуляр, карбонаты, каолинит, диккит, самородные золото, электрум, серебро, сульфиды и сульфосоли серебра, меди, свинца, висмута, пирит (мельниковит), марказит, касситерит и колломорфный касситерит, станнин, вольфрамит (гюбнерит);

– типичны своеобразные ассоциации минералов золота с оловом, золота с сульфидами и сульфосолями меди и молибдена, теллура и висмута, сурьмы и ртути;

– характерно наличие «стратифицированных» горизонтов рудовмещающих метасоматитов, обогащенных пылевидным пиритом или марказитом.

Месторождения субвулканического уровня распространены очень широко. В качестве эталонного рассматривается золоторудное месторождение Дяппе. В пределах других объектов этой группы отмечаются сходные условия рудоносности:

– локализация в пределах периферийных частей и за пределами сводовых структур, либо в грабенах внутри сводов, в вулканоструктурах. Как правило, это полигенные вулкано-интрузивные постройки на гетерогенном основании. Характерной особенностью объекта является пространственное и временное совмещение разных типов минерализации (олово и золото, медь и молибден с золотом, олово и медь, вольфрам с золотом) и сложный характер вулканических, интрузивных и метасоматических процессов;

– приуроченность к ареалам интрузивных тел габбро-диорит-субщелочногранитового комплекса. Метасоматический процесс полихронный и гетерогенный. Брекчии разнообразны

по генезису, типичны гидротермально-эксплозивные разности, специфичны флюидолиты. Синингрузивные метасоматиты (аплитоподобные и монцонитоиды) и дайки надстраивают средний ярус магматогенно-рудной колонны;

– продукты околорудного гидротермального метаморфизма выражаются рядом комплементарных пар: ортоклазиты – актинолитовые метасоматиты, березиты – пропилиты, кварц-серицитовые породы – хлорититы или доломитизиты. Оруденение преимущественно концентрируется в березитах и кварц-хлоритовых породах;

– «ядра» представлены кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами или гидротермальными кварцитами. Локализуются в центральных частях построек. Нередко этим породам свойственна тонковкрапленная сульфидно-окисная минерализация, что обусловливает повышенный «фон» рудных элементов;

– распределение околорудных метасоматитов и руд определяется кольцевыми и радиальными структурами вулкано-интрузивных построек, пологими межформационными срывами (отслоениями);

– состав руд: кварц, серицит, хлориты, карбонаты, олигоклаз-альбит, адуляр, гидрослюда, биотит (сидерофиллит), топаз, турмалин, актинолит, эпидот, каолинит, самородные золото и серебро, электрум, пирит (мельниковит), марказит, сульфиды и сульфосоли мышьяка, серебра, меди, молибдена, свинца, висмута, станнин, касситерит (в том числе и колломорфный), вольфрамит (ферберит), шеелит, магнетит и др.;

– наличие «стратифицированных» горизонтов, обогащенных не только пиритом, но и другими рудными минералами.

Объекты гипабиссального уровня распространены довольно широко в Приамурье. Наиболее изученным является месторождение Фестивальное, геологические особенности которого рассматриваются в качестве эталонных. Объекты этой группы близки по геологическому строению эталону:

– локализация в пределах внутренних частей крупных сводов и по их периферии в горстовых структурах, в интрузивно-купольных, полигенных вулкано-интрузивных постройках на гетерогенном основании;

– приуроченность к ареалам интрузивных тел габбро-диорит-субщелочногранитного комплекса. Метасоматический процесс полихронный и гетерогенный. Брекчии разнообразны по генезису. Типичны гидротермально-эксплозивные разности. Синингрузивные метасоматиты (аплитоподобные и монцонитоиды) ассоциируют с дайками, надстраивая нижний ярус магматогенно рудной колонны;

– «ядра» выражены очень четко и представлены кварц-серицит-гидрослюдистыми (иллитовыми) метасоматитами. Локализуются в центральных частях построек. Часто на весь объём «ядер» накладывается тонковкрапленная сульфидно-окисная минерализация.

– характерен общий повышенный «фон» рудных минералов для магматитов малых интрузивных форм и метасоматитов;

– распределение околорудных метасоматитов и руд определяется, прежде всего, региональными разломами, а также кольцевыми и радиальными структурами, пологими межформационными срывами (отслоениями) интрузивно-купольных сооружений;

– в составе руд фиксируются кварц, серицит, хлориты, карбонаты, ортоклаз, альбит, сидерофиллит, биотит, турмалин, актинолит, эпидот, цоизит, щелочные роговые обманки, гранаты, пироксены, самородные золото и серебро, пирит, пирротин, сульфиды и сульфосоли мышьяка, серебра, меди, свинца, висмута, станнин, касситерит, вольфрамит (гюбнерит), шеелит, молибденит, магнетит и др.

– наличие «стратифицированных» горизонтов (плащеобразных залежей), обогащенных рудными минералами.

Таким образом, для месторождений Приамурья свойственны три уровня минералообразования: приповерхностный, 0-600 м, субвулканический, 400-1500 м и гипабиссальный, 1200-2500 метров. Фации глубинности находят четкое отражение в минеральном составе руд и околорудных метасоматитов. Ближе к поверхности характерны парагенезисы с адуляром, на глубине – с ортоклазом, либо с меланократовыми алюмосиликатами. Разноглубинные месторождения золота, как правило, характеризуются пространственной разобщенностью, в то время как оловорудные образования часто сближены в пространстве, формируя ареалы единых рудных узлов.

САМОРОДНОЕ МИКРО- И НАНОЗОЛОТО В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИАМУРЬЯ

Кузнецова И.В.[1], Сафронов П.П.[2]

[1] *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: kuzia67@mail.ru*
[2]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, e-mail: psafronov@mail.ru*

В последнее время все чаще звучат речи об истощении минерально-сырьевой базы золотоносных россыпей Амурской области, об отсутствии возможности прироста запасов россыпного золота и о приоритетности добычи рудного золота. Тем не менее, более 50 старательских артелей (недропользователей) в Амурской области продолжают добывать золото из россыпей. Поэтому расширение золотороссыпной минерально-сырьевой базы в Амурской области является важной народнохозяйственной задачей. Запланированное значительное увеличение золотодобычи в регионе требует пополнения сырьевой базы, что возможно при своевременной подготовке новых объектов, в том числе и нетрадиционных – к которым относятся коры выветривания.

Как правило, это крупномасштабные объекты, пригодные по горнотехническим параметрам, содержанию и запасам металла для разработки современной техникой. Одной из разновидностей кор выветривания являются элювиальные россыпи [1]. В Приамурье более развиты линейные коры выветривания, приуроченные к разломам и зонам повышенной трещиноватости, пространственно они часто совпадают с погребенными палеороссыпями. Такие древние россыпи различных морфогенетических типов давно известны в Амурской области, а некоторые из них с успехом разрабатывались в разное время (Петровская, Яснополянская, Журбанская, Нагиминская и др.). Формирование их существенно отличается от такового верхнечетвертичных-голоценовых россыпей по продолжительности, направленности и сложности флювиальных россыпеобразующих процессов. Происходило усиленное размывание наиболее обогащенных нижних горизонтов золотосодержащих палеогеновых кор выветривания и самих головок золоторудных тел, что предопределяет использование нетрадиционных методов прогнозирования, поисков и оценки, основанных на морфоструктурном и палеогеографическом анализе рельефа территории, на изучении типоморфных особенностей самородного золота и т.п.

В работе рассмотрено самородное золото палеороссыпей Октябрьского (участки Усть-Депский, Ясненский, Гарь-Калахтинский, Ултучинский, Левобережный, Усть-Гарьский) и кор выветривания Нижнеселемджинского (участок Майский) золотоносных узлов Зее-Селемджинского золотоносного района.

Изучение форм, структуры и состава первозданного самородного благородного металла проводилось без полировки и напыления углеродом методами аналитической растровой электронной микроскопии на приборах EVO 40XVP и 50XVP фирмы «Carl Zeiss» (Германия), оснащенных рентгеновскими энерго-дисперсионными спектрометрами INCA Energy фирмы «Oxford Instruments» (Англия). Было выполнено более 1000 определений по всем объектам.

Золото коры выветривания часто характеризуется неоднородным составом и бывает представлено как монозернами, так и сростками из нескольких зерен. Золотоносные агрегаты различаются размером, морфологией и составом минеральных фаз.

Усть-Дэп участок. Участок охватывает долину р. Зея выше устья р. Деп протяженностью около 20 км. Золото палеороссыпи этого участка желтого цвета, пластинчатое, с неровными очертаниями, слабо окатанное. Размер зерен от 100 до 700 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Многие зерна представляют собой сростки золота разной пробы (от 661 до 1000 ‰). На поверхности агрегатов наблюдаются глобулярные образования интерметаллидов Au, Cu, Zn, Ag и Hg. Большая часть золота – высокопробное (от 839 до 1000 ‰). Средняя проба – 959 ‰.

Ясненский участок. Участок расположен на левом берегу р. Деп (левый приток р. Зея) в междуречье ручьев Вечерний - Утренний. На приустьевом меридиональном участке р. Деп к востоку от его современной долины протягивается древняя долина, выполненная в верхних горизонтах раннебелогорскими суглинками и алевролитами.

Золото в отложениях тонкое, пылевидное, ярко желтого цвета, окатано, размеры от 100 до 650 мкм. Поверхность изъеденная, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Большая часть золота – высокопробное (до 1000 ‰). Встречаются зерна, поверхность которых состоит из слипшихся глобулярных микрочастиц размером 1.5-2 мкм, проба золота (от 690 до 860 ‰), для них характерно присутствие в составе ртути (8-24%).Основные примеси: Ag, Cu, Zn и Hg. По данным атомно-абсорбционного анализа средняя проба золота – 950 ‰.

Левобережный участок. Гарь в междуречье р. Джелтулак Б. и руч. Курганный (лп р. Гарь). Золото тонкое, пылевидное, тускло желтого цвета, хорошо окатанное. Размер зерен от 150 до 600 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и минералов – оксидов железа, титана, олова и марганца (размером до 20-30 мкм). Проба золота варьирует от 921 до 1000 ‰. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. Средняя проба, согласно атомно-абсорбционному анализу, 990 ‰.

Ултучинский участок. Участок работ охватывает средне-нижнюю часть бассейна р. Ултучи вплоть до смежных долин соседних рек Гарь, Джелтулак-1 и Бол. Джелтулак. По данным АРЭМ золото желтого цвета, как окатанное, так и слабо окатанное; пластинчатое с неровными загнутыми краями; комковатое, размер от 200 до 600 мкм. Поверхность неровная, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы. Большая часть золота – высокопробное (до 1000 ‰). Но встречаются слабо окатанные агрегаты, состоящие из зерен разной пробы (от 686 ‰ до 1000 ‰) и, по-видимому, разного генезиса. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. Средняя проба по атомно-абсорбционному анализу – 950 ‰.

Усть-Гарьский участок. Усть-Гарьский участок занимает бассейн среднего течения р. Орловка и нижнее течение р. Гарь. В бассейне р. Косматая (лп р. Орловка) установлены два фрагмента палеодолин. Золото мелкое от 70 до 600 мкм, высокопробное (до 1000 ‰), из примесей присутствует Ag (до 2.3%), Cu (0.28-0.64%); Zn (до 1.2%). Средняя проба золота по данным атомно-абсорбционного анализа – 964 ‰.

Гарь-Калахтинский участок. Гарь-Калахтинский участок располагается в верховьях р. Гарь и охватывает бассейны р. Гарь-3 и верхнего течения р. Калахта Большая. Золото тонкое,

пылевидное, размером от 50 до 250 мкм; окатанное и слабо окатанное; формы комковидные и веретенообразные; довольно однородное, проба варьирует от 823 до 1000 ‰. В составе присутствует серебро (от 2 до 18%) и медь (от 1 до 1.5%). По данным атомно-абсорбционного метода средняя проба золота – 867 ‰.

Майский участок. Майский золотоносный узел располагается на правобережье р. Селемджа в районе нижнего течения р. Орловка. Характерной особенностью участка является развитие здесь химических кор выветривания мощностью 6.0-31.0 м, представленных пестроцветными глинами с щебнем и дресвой. За счет этих кор образованы основные россыпи участка по р. Некля, ручьям Северный, Будаки Малые и Большие, Татарка и др. Золото тонкое, пылевидное, матово желтого цвета, окатано, размером от 70 до 500 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Многие зерна представляют собой сростки из золотин разной пробы (от 863 до 1000 ‰). В зернах встречаются включения золотосодержащих минералов: кварца, ильменита и рутила. Проба золота варьирует от 956 до 997 ‰. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. По данным атомно-абсорбционного анализа средняя проба золота – 957 ‰.

Таким образом, для золота зоны гипергенеза Приамурья характерно следующее: основная масса благородного металла представляет собой агрегаты из зерен разного состава и возможно генезиса. При этом большая часть зерен высокопробные (до 1000 ‰). Основные золотоносные минеральные фазы относятся к следующим системам элементов: Au; Au-Ag; Au-Ag(Cu,Zn), иногда фиксируются включения латуни (соединения Cu с Zn) [2]. Отмечаются единичные агрегаты, состоящие из ряда золотин, состав которых широко варьирует от электрума ($\sim Au_1Ag_1$) до высокопробного золота (1000 ‰). В некоторых образцах (участок Ясненский) присутствуют амальгамы с содержанием ртути от 17 до 24%. Судя по взаимоотношению данных ртутистых выделений золота в агрегате с породообразующими минералами, относящимися к вмещающей среде (первые и вторые находятся в тесном срастании друг с другом), эти выделения, скорее всего, являются природными амальгамами Au, которые и ранее устанавливались на месторождениях Приамурья [5].

На всех объектах в агрегатах золота присутствуют в тех или иных количествах фазы породообразующих минералов, как в виде монофракций, так и в виде тонких смесей нескольких минералов, включая углерод. Эта глинисто-углеродная масса с примесями ртути, оксидами и гидрооксидами железа и марганца, а также карбонатами кальция и магния нередко является матрицей, которая цементирует микро- и наноразмерные золотины в агрегаты. Иногда сложные фазы породообразующих минералов встречаются в виде наростов на зернах самородного золота или включений в последнем. В этих наростах и включениях рентгеновским энергодисперсионным (РЭД) спектрометром надежно фиксируется субтонкое золото, невидимое под электронным микроскопом даже при самых больших увеличениях. Предположительно размер этих частиц составляет от нескольких нанометров до нескольких десятков нанометров.

При исследовании золота в коре выветривания установлены широкие вариации содержаний в нем серебра. Его количество зависит, как от состава золота первичных руд, так и от физико-химических факторов в экзогенных условиях. Отложение электрума на некоторых зернах золота говорит о локальных (и/или временных) изменениях условий среды.

Формирование агрегатов нано- и микрочастиц золота происходило одновременно с процессами химического выветривания [3]. Под воздействием физико-химических и биохимических процессов в зоне гипергенеза разрушаются вмещающие породы и минералы-концентраторы золота. Высвобождение, вынос и переотложение микро- и нанозолота приводит к формированию новых активных центров роста самородного золота [4]. Таким образом,

в коре выветривания происходит как преобразование первичного золота, так и формирование его новых разностей (от нанообразваний до микро- и макроформ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин Ю.А. Геохимия рудоносных кор выветривания. М.: Недра. 1987. 28 с.
2. Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Харитонов В.И. Особенности самородного микро- и нанозолота в зоне гипергенеза (Приамурье) // Естественные и технические науки. 2015. № 11. С. 225-230.
3. Кузнецова И.В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Благовещенск. 2011. 151 с.
4. Моисеенко В.Г. От атомов золота через кластеры, нано и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: Амурское отделение РМО. 2007. 187 с.
5. Неронский Г.И., Сафронов П.П. и др. «Новое» золото в россыпях Приамурья // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Материалы Международного симпозиума. Ч. 3. Благовещенск. 1988. С. 55-56.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ТАНАДОНСКОГО AU-АРСЕНОПИРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ, РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ)

Лебедев В.А., Чугаев А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: leb@igem.ru

Танадонское Au-арсенопиритовое месторождение находится в горной части Северной Осетии (Ирафский район) в ущелье одного из истоков р.Урух – Танадон, на северном склоне горы Таймази (Большой Кавказ). Оно было открыто еще в 1897-1900гг, и на протяжении всего XX столетия на нем неоднократно проводились геологоразведочные работы. Однако, по результатам этих исследований месторождение было отнесено к категории мелких, а его разработка признана нерентабельной. Лишь в последние десятилетия после проведенного детального геохимического опробования [1] было доказано, что прогнозные запасы золота на этом объекте по категории Р2 составляют до 16 тонн, что позволяет отнести Танадонское месторождение к категории средних и рассматривать его в качестве перспективного объекта на извлечение золота из арсенопиритовых руд.

Общая площадь Танадонского месторождения составляет около 22 км^2. Вмещающими оруденение породами здесь являются, прежде всего, близкие по своему петрографическому облику каменноугольные гранитоиды уллукамского и белореченского комплексов. Обычно это светло-серые равномернозернистые (м/з-с/з) или редко порфировидные породы. По минеральному составу среди них можно выделить двуслюдяные и биотитовые разности. В истоках р. Танадон также известны малые тела и дайки мусковитовых лейкогранитов, которые ранее некоторыми исследователями [2] рассматривались как неогеновые, но, согласно нашим изотопным данным, также являются палеозойскими. В долине р. Елдырдон (правый приток р.Танадон) встречаются выходы небольшого массива крупнозернистых биотит-амфиболовых диоритов, прорывающего вмещающие белореченские граниты.

Метаморфические сланцы палеозоя (кти-тебердинская свита) имеют ограниченное распространение на площади месторождения и встречаются только на левобережье р. Танадон. Обычно они представлены серыми двуслюдяными сланцами, реже кварцитами и амфиболитами. В этом же районе распространены метаморфизованные образования раннеюрской садонской свиты, изученная нами нижняя часть разреза которой представлена углистыми сланцами.

Фактически на всей территории Танадонского месторождения распространены дайки раннеюрских диабазов и габбро-диабазов фиагдонского комплекса. Эти образования очень разнообразны по минеральному составу и своим структурным особенностям. Чаще всего они представлены темными мелкозернистыми плотными породами, иногда с порфировыми выделениями плагиоклаза. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до 25 м, их длина по простиранию (чаще всего З-СЗ) обычно не превышает первых сотен метров. Падение интрузивных тел – на ЮЗ с углами 45-70°.

Среди молодых магматических образований, изученных в пределах Танадонского месторождения и ранее относимых к теплинскому комплексу [1, 2], установлено два основных типа: поздние дациты трех некков с размерами в первые сотни метров (Елдырдон, Верхний Елдырдон и Таймази) и более ранние трахиандезиты многочисленных субмеридионально ориентированных даек. Дациты некков представлены массивными порфировыми породами с вкрапленниками зонального плагиоклаза (андезин-лабрадор), кварца, биотита и редко – полностью опацитизированного амфибола. Основная масса сложена лейстами полевых шпатов (анортоклаза и плагиоклаза), чешуйками биотита и микрокристаллами кварца, апатита и рудных минералов. Трахиандезиты даек имеют отчетливо порфировую структуру; вкрапленники занимают до 20% объема породы. Среди них преобладает зональный плагиоклаз (андезин-олигоклаз), отмечено присутствие кварца и амфибола. Крайне редко встречаются биотит, клинопироксен, псевдоморфозы вторичных минералов по оливину. Панидиоморфнозернистая основная масса пород сложена зернами плагиоклаза и амфибола. Акцессорными минералами являются сфен, апатит, магнетит. Дайки трахиандезитов имеют мощность от 1 до 20м и протяженность первые сотни метров; иногда они содержат гнезда и вкрапления сульфидной минерализации [1].

Именно с внедрением молодых субвулканических тел обычно связывается и возникновение рудной минерализации на Танадонском Au-арсенопиритовом месторождении [1], которая часто наложена непосредственно на трахиандезиты даек. На объекте известно до 180 жил, зон, мелких точек с различными типами рудной минерализации. По данным [1] здесь известны кварцевые жилы с молибденитом, пирротином, висмутином, кварц-арсенопиритовые рудные зоны и жилы с висмутином и золотом, минерализованные зоны дробления с висмутиновым и арсенопиритовым оруденением, кварц-арсенопирит-полиметаллические жилы. Наиболее богатыми на золото (до 14 г/т) являются кварц-арсенопиритовые жилы [1]. Околорудные образования представлены преимущественно кварцем и карбонатом (доломит). Мощность жил, их протяженность и условия залегания весьма различны.

Нами проведено изотопно-геохронологическое, петролого-минералогическое и изотопно-геохимическое изучение магматических пород и рудных жил Танадонского месторождения с целью определения возраста рудно-магматической системы этого объекта и установления источников вещества сульфидной минерализации.

Для палеозойских и мезозойских магматических и метаморфических образований, вмещающих оруденение на Танадонском месторождении, а также молодых магматических образований получены данные об их химическом составе. Принципиальным является тот факт, что оба вида изученных молодых изверженных пород существенно отличаются как по своему составу, так и многим геохимическим параметрам. В частности, дациты относятся к известково-щелочной петрохимической серии, являются умеренно-, или высококалиевыми образованиями и характеризуются пониженной магнезиальностью (0.21-0.44). В свою очередь, трахиандезиты принадлежат к K-Na умеренно-щелочной петрохимической серии и отличаются высокой магнезиальностью (0.66-0.65). Важно отметить, что трахиандезиты содержат повышенные концентрации некоторых рудных элементов (Cu – до 95г/т, Zn – до 85г/т, Cd – до 0.3г/т, Ag – до 0.3г/т).

С помощью микрозондового анализатора изучен минеральный состав сульфидной минерализации основных рудных жил на Танадонском месторождении. Главными рудными минералами являются арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, висмутин и тетрадимит [1]. Редко отмечается присутствие марказита. Основным концентратором золота (до 25г/т) является арсенопирит. Согласно результатам наших исследований, преобладающими в составе сульфидной минерализации жил являются следующие ассоциации: станнин-сфалерит-галенит-пирит-арсенопиритовая (жила Кубус), галенит-сфалерит-арсенопирит-пиритовая (жила Колта), халькопирит-пиритовая (жила Суарта), кобальтин-халькопирит-пиритовая (жила №19), сфалерит-галенит-арсенопирит-пиритовая (жила №20), арсенопирит-пиритовая (жила №21), кобальтин-тетрадимит-висмутин-сфалерит-халькопирит-пирит-пирротиновая безымянной жилы в штольне на левом берегу р.Урух у т/б «Ростсельмаш». Таким образом, на Танадонском месторождении можно выделить два основных типа сульфидной минерализации в рудных кварцевых жилах: (1) пирит-арсенопиритовая и (2) (пирротин)-халькопирит-пиритовая. Среди новых, ранее не описанных рудных минералов на Танадонском месторождении нами впервые обнаружены станнин и кобальтин.

Результаты изотопно-геохронологического изучения показывают, что молодые магматические образования Танадонского месторождения (трахиандезиты и дациты) образовались на двух различных этапах позднекайнозойской эндогенной активности Большого Кавказа. Согласно данным K-Ar датирования возраст даек трахиандезитов составляет около 4.8-4.7 млн. лет (ранний плиоцен). Соответственно, они относятся не к более позднему по времени образования теплинскому, а к цанскому интрузивному комплексу. Известные интрузивные тела цанского комплекса (Цурунгал, Кароби и ряд других) распространены именно в пределах центральной части горной системы Большого Кавказа, но преимущественно на ее южных склонах на территории Грузии. Их возраст, согласно нашим данным, составляет 4.8-4.1 млн. лет. При этом всего лишь в нескольких километрах к югу от Танадонского месторождения находится субвулканический массив дацитов Кароби, относящийся к цанскому комплексу, возраст которого составляет 4.8-4.7 млн. лет. Таким образом, дайки трахиандезитов на месторождении внедрились в раннем плиоцене, как отголосок более интенсивной магматической активности развивавшейся в это время на смежной территории на южном склоне Главного Кавказского хребта.

K-Ar датирование дацитов из двух некков (Елдырдон и Таймази) свидетельствует об их раннеплейстоценовом возрасте (калабрий, 1.45-1.35 млн. лет назад). Таким образом, формирование этих тел происходило на том же раннечетвертичном этапе магматизма, во временные рамки которого образовался субвулканический массив риодацитов Калква к востоку от вулкана Казбек, а также серия дацитовых штоков и даек на территории Верхней Рачи (Грузия). Очевидно, эти объекты относятся к поздним субвулканическим телам теплинского вулканоплутонического комплекса.

Изотопное датирование нескольких образцов серицита, выделенного из различных рудных жил Танадонского месторождения, дало значения возраста в диапазоне 5-4 млн. лет. Таким образом, очевидно, что рудная минерализация на этом объекте сформировалась одновременно с магматизмом цанского комплекса в раннем плиоцене. Более поздние проявления магматической активности в начале плейстоцена, следовательно, не участвовали в становлении рудно-магматической системы месторождения.

Изучен изотопный состав Pb в рудных минералах Танадонского месторождения (галенит, сфалерит, арсенопирит), молодых магматических породах, известных на этом объекте, а также вмещающих палеозойско-мезозойских магматических и метаморфических образованиях. Установлено, что разные сульфиды из крупных жил на объекте имеют фактически

идентичный изотопный состав Pb. Это говорит о гомогенности источника рудной компоненты гидротермальных растворов. При этом изотопный состав Pb руд идентичен таковому плиоценовых трахиандезитов: на изотопно-корреляционных диаграммах точки сульфидов и трахиандезитов формируют единое поле. Точки других изученных образований, включая четвертичные дациты, на тех же диаграммах отстоят от этого поля на значительное расстояние, что ограничивает их роль в формировании рудной минерализации на Танадонском месторождении. Таким образом, близкий возраст и идентичный изотопный состав Pb в раннеплиоценовых дайках и сульфидной минерализации на месторождении, однозначно свидетельствует о его вулканогенной природе и генетической связи рудного процесса с магматизмом конкретно цанского комплекса.

Важно отметить, что, по нашим данным, изотопный состав Pb рудной минерализации Танадонского месторождения аналогичен таковому в сульфидах из жил на месторождении Кароби на территории Грузии, скорее всего, также связанном генетически с расположенной на его площади интрузией дацитов цанского комплекса. Кроме того, с раннеплиоценовыми гранитоидами на территории Грузии связана целая серия арсенпиритовых месторождений разной величины, наиболее крупным из которых является месторождение Цана. Таким образом, интрузивный магматизм цанского комплекса в центральной части Большого Кавказа, очевидно, является рудоносным, а районы развития плутонических тел – перспективными на поиски золоторудной минерализации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00071а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов М.М., Лайпанов Х.Х., Данильченко В.А. и др. Геологическое строение и перспективы Танадонского золото-арсенопиритового месторождения. Геология и разведка недр. 2005. № 2-3. С. 2-10.

2. Ольховский Т.П., Тибилов С.М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Отчет СОГГП «Севосгеологоразведка. Владикавказ. 1998. 578 стр.

МАГМАТИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ЕРМАКОВСКОГО И ВОЗНЕСЕНСКОГО ФТОР-БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Лыхин Д.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, e-mail: liha@igem.ru

Проблема связи магматизма и редкометального оруденения является одной из наиболее востребованных в геологии и петрологии и этому вопросу посвящена весьма обширная литература. Формирование месторождений бериллия практически всегда связано с формированием щелочно-гранитных магм или их аналогов вулканических пород. Практически все щелочногранитные интрузии являются обогащенными F, Be, Zr, Nb и REE. В становлении хорошо изученных, крупных, фтор-бериллиевых месторождений – Ермаковского и Вознесенского – (несмотря на то, что бериллий относится к типичным коровым элементам) участвовали мантийные источники. Попробуем ещё раз подчеркнуть ведущую роль магматических процессов при формировании данных бериллиевых месторождений.

Геологическое строение и состав Ермаковского флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения (Западное Забайкалье) подробно описаны в работах [1, 2], в статье [5] получены данные по составу включений в рудах и магматических породах месторождения, в работе [4] приведены геохронологические, геохимические и изотопные характеристики для всех пород месторождения.

Вкратце остановимся на основных закономерностях Ермаковского месторождения. Оно приурочено к небольшому блоку осадочных пород зун-муринской свиты, представленных доломитами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками. Толща рассекается многочисленными дайками и более крупными телами магматических пород. Интрузивные породы на месторождении занимают более 60% всей площади. Выделенными в три магматических этапа: к *дорудному* этапу относится массив габброидов, дайки и малые тела гранитов и гнейсограниты заганского комплекса. К *синрудному* этапу отнесено образование различных по составу даек базитов, сиенитов–гранитов, штокообразных массивов щелочных кварцевых сиенитов (массив «Сиенит») и щелочных лейкогранитов (массив «Шток») малокуналейского комплекса. На этом этапе произошло также образование разнообразных по составу бериллиевых руд. *Пострудный* этап представлен дайкой трахириолитовых фельзит-порфиров кижингинского комплекса, заканчивающей магматическую деятельность на месторождении.

Оруденение на месторождении представлено несколькими минеральными и генетическими типами [1, 2]. Оно в основном приурочено к контакту алюмосиликатных сланцев с известняками и образует серию межпластовых тел, объединённых в рудные зоны, сложной в целом пласто- и линзовидной формы. Форма рудных тел во многом определяется строением всей толщи, слагающей синклинальную складку, перекрытую сверху линзовидным телом *дорудных* габброидов. Мощность рудных тел от единиц до первых десятков метров, протяженность от десятков до сотен метров и распространенность на глубину до первых сотен метров [1]. Главными рудными минералами в них являются фенакит и бертрандит, кроме того, присутствуют эвдидимит, мелинофан, лейкофан, бавенит, миларит и гельвин. Эти минералы слагают от 1-2 % до 10 % и более объема породы. Среднее содержание BeO в рудах – 1.28 %. Другим постоянным компонентом рудоносных пород является флюорит. В переменных количествах также присутствуют полевые шпаты, карбонаты, кварц, слюды, реже сульфиды, минералы титана, барит и апатит.

По проведенным изотопным исследованиям на месторождении [4] установлено, что изотопный (Sr-Nd) состав пород месторождения определяется тремя конечными компонентами, к которым по составу наиболее близки: дайки базитов, заганские гнейсограниты и вмещающие оруденение кристаллические сланцы. Некоторые базиты характеризуются, близки составами $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.7054$, $\varepsilon_{Nd} = 4$, с деплетированной мантией, тогда как сланцы и гнейсограниты следует рассматривать как коровые компоненты, относительно обогащенные радиогенным Sr (кристаллические сланцы) и обеднённые радиогенным Nd (гнейсограниты). Мы полагаем, что магматические породы месторождения были образованы при участии относительно деплетированного мантийного источника и компонентов континентальной коры. Изотопные составы Be руд месторождения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.7059\text{-}0.7083$, $\varepsilon_{Nd} = -2.48 + 0.54$, располагаются между полями составов синрудных магматических пород и вмещающих пород, в первую очередь известняков $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.7085$, $\varepsilon_{Nd} = -0.21$. Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении геохимических данных для этих пород. Таким образом, формирование Be оруденения было связано с взаимодействием производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, прежде всего карбонатными.

Проведенное нами комплексное исследование на Ермаковском месторождении [4] позволило предположить следующую модель его формирования: 1. Рудообразование на месторождении связано с эволюцией щелочно-гранитоидного расплава, ответственной за образование массива лейкогранитов массива «Шток». Об этом свидетельствует синхронность образования рудных тел и пород массива, соотношения изотопов стронция и неодима, пространственная близость, геохимические особенности руд и гранитов. 2. Щелочно-гранитные расплавы, по данным изотопных исследований, являлись производными мантийных базито-

вых магм, которые взаимодействовали с вмещающими породами коры. В результате фракционной кристаллизации щелочно-гранитной магмы расплавы обогащались фтором и редкими элементами, в том числе бериллием, несмотря на то, что он является типичным коровым элементом. 3. Формирование оруденения было связано со взаимодействием производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, о чем свидетельствуют как геологические соотношения, так и вариации изотопных и геохимических параметров между синрудными магматическими породами, вмещающими породами и собственно рудами. 4. Рудная специализация магм месторождения, а также щелочно-гранитоидного магматизма Западно-Забайкальской рифтовой зоны, по-видимому, определялась особенностями геологического развития территории. Можно полагать, что в результате неоднократного ее вовлечения в сферу воздействия мантийных плюмов в литосфере рифтовой зоны были сформированы магматические источники, определившие редкометальную бериллиевую специализацию продуктов их плавления.

Вознесенское и Пограничное месторождения отнесенные к апокарбонатным редкометально-флюоритовым метасоматитам слагают Вознесенский рудный район (ВРР), расположенный в Ханкайском мегаблоке Буреино-Ханкайской металлогенической провинции. Геологическое строение месторождений, минеральный состав, геохронологические и изотопные характеристики пород приведены в работах [1, 3, 6, 7].

ВРР представляет собой складчато-блоковую орогенную систему сложенную раннепалеозойскими осадочными породами. Неприемлемым условием возникновения и локализации крупных месторождений, является наличие четко выступа гранитоидов. Наиболее крупные – Вознесенское и Пограничное – месторождения сопровождают ордовикские биотитовые и протолитионитовые гранитоиды [7], в апикальной части которых локализованы Nb-Ta-залежи. Предшествовали им габбро-монцонит-сиениты, так же на месторождениях широко развиты более поздние дайковые серии диоритовых порфиритов и пикродолеритов. По данным [3] ВРР приурочен к пересечению глубинных и региональных разломов (продолжением Кавалеровско-Дальнегорского), своими корнями уходящими в верхнюю мантию. В узле пересечения этих разломов предполагается поднятие мантийного диапира, что подтверждается геофизическими данными.

Формирование Вознесенского и Пограничного месторождений протекало в несколько этапов [3]: альбитовый, грейзеновый и гидротермальный. Ранний, высокотемпературный этап, с которым связано Nb-Ta оруденение, был замкнут внутри гранитных массивов, и в ходе его альбитизация была проявлена шире, чем грейзенизация. Более поздний этап выходил за пределы гранитов, именно здесь развивалось крупномасштабное Li-Be-флюоритовое оруденение, а по интенсивности грейзеновый процесс значительно превосходил альбитовый. Заключительный импульс грейзенизации привёл к образованию своеобразных топаз-флюоритовых руд. Рудные тела [3] имеют форму послойных линз, столбов мощностью от первых до 250 метров, прослеживаются до глубины 800 метров при протяженности до – 1200.

По данным [3] редкометально-флюоритовые руды на ВРР характеризуются широкий диапазон изотопных характеристик $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.707 – 0.741$, $\varepsilon_{Nd} = -1.99 + 0.69$, указывающий на смешанный мантийно-коровый состав рудного вещества. Ранние генерации флюоритов имеют положительные значения $\varepsilon_{Nd} = 0.06–0.69$, такие значения близки к полученным данным по габбро-монцонит-сиенитам. На диаграмме $\varepsilon_{Nd} – (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ соответствующие им точки ложатся на поле обогащенной мантии EM-II. Более коровый состав флюорита на верхних горизонтах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.710 – 0.740$ по сравнению с нижними горизонтами (0.708–0.709), а также его поздних генераций $\varepsilon_{Nd} = -0.37-1.99$, скорее всего, обусловлен более полным воздействием вмещающих карбонатных пород.

Таким образом, общей предпосылкой возникновения уникально крупных редкометалльно-флюоритовых месторождений Забайкалья и Приморья является их благоприятная региональная позиция на территории микроконтинента для Вознесенского месторождения и Западно-Забайкальской рифтовой зоны для Ермаковского. Уникальная тектоническая позиция на пересечении региональных долгоживущих разломов. Благоприятные проницаемые вмещающие карбонатные толщи, в случае Ермаковского месторождлений зун-муринской свиты, для Вознесенского ещё и обогащенные фтором – волокушинской. А также наличие непроницаемых экранов служивших структурными ловушками для богатых флюоритовых руд, на Ермаковком месторождении таким экраном послужил массив габброидов, на Вознесенском – перекрывающие известняки плотные сланцы. Формирование долгоживущей рудной-магматической системы на месторождениях. На Вознесенского внедрение дорудных, габбро-монцонитов-сиенитов и развитие многочисленных позднерудных даек диоритовых порфиритов и пикродолеритов. На Ермаковском месторождении интенсивно проявленный *дорудный* магматизм – габброидов, гнейсогранитов и гранитоидов и *синрудный* – гранитный с внедрением большого количества даек различного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // М.: Недра. 1975. 248 с.

2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия) // М. ВИМС. 2009. С. 309.

3. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М. ВИМС. 2011. 353 с.

4. Лыхина Д.А., Ярмолюка В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М. 2015. 256 с.

5. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Be-носные сульфатно-фторидные рассолы – продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Be-месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096-1111.

6. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометальных гранитов Вознесеновского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 43-67.

7. Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.Е. и др. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометально-флюоритового оруденения Вознесеновского Рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 87-102.

ФЛЮИДНАЯ УГЛЕКИСЛОТНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ ПОРОД – ПРИРОДНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК

Максимов С.О., Сафронов П.П.

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

Происхождение железо-марганцевого оруденения в океанах исследуется уже более полувека. Несмотря на опубликованные тысячи работ, включая крупные монографии, существует значительная неопределённость в большинстве вопросов, включая главный – вопрос об источнике рудного вещества этих экзотических образований. Основным механизмом, обусловливающим накопление гидрооксидов Fe, Mn и редких металлов в корках и конкрециях считается чрезвычайно медленная (мм/млн. лет) их сорбция на точечные затравки на океаническом дне. Однако отсутствие прямых наблюдений, приближённый характер

принимаемых параметров процессов определяют практический и научный интерес к изучению их континентальных аналогов, позволяющему выяснить источник рудных элементов, механизм их концентрирования, а также факторы, обусловливающие сходство геохимических типов рудного вещества океанических железо-марганцевых корок и конкреций с континентальными корками, не содержащими вещества гидрогенной природы. При исследовании кайнозойского вулканизма в Приморье обнаружено широкое проявление процессов газовой (флюидной) углекислотной деструкции пород, с образованием первично коллоидных конденсатов гидроалюмосиликатного и оксигидрооксидного Fe-Mn состава в виде микрокорок и микростяжений [4]. Состав рудного вещества микрокорок подобен составу океанических корок. В нём обнаружены высокие концентрации типоморфных элементов океанического рудогенеза: Co, Ni, Cu, Ce. Настоящая работа посвящена исследованию их генезиса и геохимической характеристике состава.

Основными аналитическими методами являлись исследования с помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии на растровом электронном микроскопе EVO 40 XVP фирмы «Carl Zeiss». Состав массивных рудных корок изучался на электронном микроанализаторе JXA 8100 (Jeol, Япония).

При остывании базальтовых лав в ходе газотранспортных реакций с веществом оболочки газовой поры (расплавным или микролитовым базисом) на её стенках происходит рост плагиоклаза, санидина, слюд и амфиболов, резко неравновесных с веществом вмещающего, например, оливинового базальта. Затем последовательно отлагаются конденсаты алюмосиликатного гидрогеля, переходящие в скрытокристаллические агрегаты каолинита, монтмориллонита. Стенки газовых каналов инкрустируются идиоморфными кристаллами шабазита и филлипсита, выделяются фрамбоидальные, червеобразные конденсатные образования сидерита. На заключительной стадии на все образовавшиеся в ходе подобной флюидной деструкции фазы отлагается железо-марганцевый гидрогель с формированием микрокорок, слоёв, налётов. Такова общая картина процесса взаимодействия газов с остывающим расплавом в условиях относительно закрытых полостей и повышенной компрессии в результате проявления автоклавного эффекта в близповерхностных высокоокислительных условиях. Наиболее отчётливо она проявлена в лавах щелочных базальтов, что подчёркивает определяющую роль в этом процессе углекислотных флюидов. Деструкция близкого типа осуществляется и в низкотемпературной области при взаимодействии пород с высококонцентрированными углекислотными флюидными потоками уже в режиме фактически гидротермального процесса с проявлением кислотного выщелачивания, массовым образованием вторичной пористости, дырочных структур. В результате этих процессов силикатная основа пород трансформируется в гидроалюмосиликатные и предельно малоподвижные Fe-Mn гидрогели, селективно сорбирующие специфическую группу редких металлов. В составе окристаллизованных фаз рудного вещества, слагающего рудные микрокорки, стяжения, преобладает группа барий-марганцевых-гидрооксидов: псиломелан, голландит, романешит. Диагностируются также тодорокит, бернессит, пиролюзит, гидрогетит – минералы, типоморфные для океанических Fe-Mn корок. На модельных объектах изучены процессы газовой (флюидной) деструкции разнообразных пород-протолитов и определён элементный состав образовавшихся железо-марганцевых микрокорок. Аномальным он оказался для рудных конденсатов – продуктов газовой деструкции риолитовой тефры. Наряду с ведущей ролью Mn (до 40 мас. %) и Fe, в них фиксируются варьирующие высокие содержания Ba, Ni и Co (до нескольких мас. %, Co до 13%), при их концентрации (Ni и Co) в веществе протолита (риолитовых пеплах) – 1-5 г/т. Отмечаются ураганные содержания в рудном веществе микрокорок церия (до первых десятков мас. %) На отдельных участках наблюдается массовое скопление фосфатов LREE. Главной особенностью морфологии Fe-Mn и гидроалюмосиликатных конденсатов является преобладание наноглобулярных агрегатов. Распростра-

нены и наноразмерные спутанно-волокнистые, ячеистые, тонкопластинчатые формы, что отражает их газоконденсатный механизм роста.

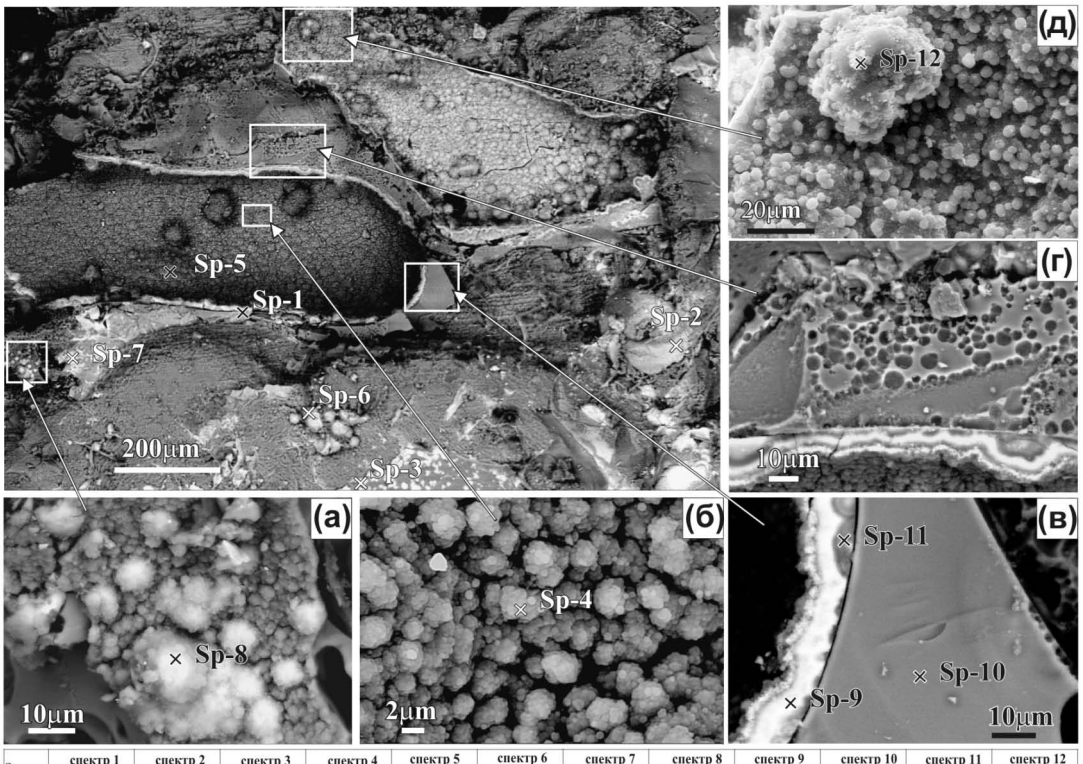
Продукты относительно высокотемпературной газовой деструкции оливиновых базальтов Борисовского вулкана представлены микрокорками, слитками Ni-Mn гидрооксидного вещества (до 8 мас. % Ni), обогащённого магнием, с варьирующими высокими содержаниями Co (до 3 мас. %). Преобразованная газовой деструкцией высокопористая базальтовая матрица насыщена новообразованиями флогопита и содержит скопления индигово-чёрных первично коллоидных оксиметаллических конденсатов размером до первых мм. Концентрирование в рудном веществе Ni и Mg отражает особенности состава их протолита- существенно оливиновый тип базальтов.

В первично коллоидных Fe-Mn конденсатах – продуктах углекислотной флюидной деструкции базальтов из вулканической жерловины Де-Фриз, также установлены высокие концентрации Ni (до 9 мас. %) и Co. В Ni-Mn рудном матриксе обнаружены конденсатные выделения ферроплатины. Присутствие в спектрах платины хлор-фтор-углеродистой компоненты предполагает участие подобного платинового транспортёра [2].

Процессы газовой высокотемпературной деструкции вулканической природы отчётливо фиксируются в жерловых образованиях палеовулкана Барановский. Здесь наблюдается густая сеть вертикально ориентированных газовых каналов. Продукты деструкции и сублимации отлагались только в газовых полостях и представлены нано-микроглобулярными конденсатами гидроалюмосиликатного и Ce-Ba-Ni-Co-Fe-Mn гидрооксидного состава (рис.). Концентрации Ce, Ba, Co, Ni в микрокорках достигают нескольких мас. %. Для рудного и гидроалюмосиликатного вещества микрокорок характерны уникально высокие концентрации микрофаз редкоземельных фосфатов, диоксидов и титанатов церия. Скопление этих минералов на отдельных участках обусловливает повышение валового содержания LREE, прежде всего, Ce до 10 мас. %. Широко проявлен цериевый парадокс (цериевый минимум в фосфатах LREE), определяемый селективной адсорбцией Ce^{+4} железо-марганцевым коллоидом с созданием его дефицита для фосфат-аниона.

Низкотемпературная флюидная деструкция олигоценовых базальтов масштабно проявлена на Гусевском месторождении кремнистых каолинов. Как показано нами ранее [3], в процессе углекислотной трансформации базальтового вещества в сидерит-барит-гидроалюмосиликатные аргиллизиты, обусловленной газификацией углистого вещества из залегающих в фундаменте триасовых углей, его окислением с формированием агрессивного сульфауглекислотного флюида, произошло массовое образование Fe-Ba-Mn коллоидного гидрооксидного вещества в виде микрокорок и стяжений. Обогащённые сидеритом апобазальтовые аргиллизиты содержат до 1,5 мас. % бария, распределённого в составе барита, бариевого цеолита и голландита. Следует особо подчеркнуть, что концентрирование бария является наиболее характерной геохимической особенностью всех продуктов флюидной деструкции с участием высокоуглекислотных флюидных систем при повышенной бариевости протолитов. В составе микрокорок преобладают барий-марганцевые гидрооксиды (романешит, голландит). Отмечаются повышенные концентрации (до первых мас. %) Ni, Cu, Pb, Zn при максимальном содержании Co (до 8 мас. %). Присутствуют микронные выделения Fe-Pt твердого раствора. В целом состав апобазальтовых микро ЖМК отвечает высокобариевому, кобальтоносному, существенно марганцевому типу.

Наиболее значительное развитие подобная кобальт-барий-марганцевая гидрооксидная минерализация газоконденсатного, переходного к гидротермальному типа получила в кайнозойских угленосных впадинах Юго-Западного Приморья, что сопряжено с масштабным проявлением здесь процессов углекислотной флюидной деструкции, (убрать запятую) и аргил-



Элемент	спектр 1		спектр 2		спектр 3		спектр 4		спектр 5		спектр 6		спектр 7		спектр 8		спектр 9		спектр 10		спектр 11		спектр 12	
	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%
O	33.88	61.67	43.24	66.64	31.26	60.83	55.61	70.39	52.21	68.03	38.4	65.45	36.55	61.67	31.62	59.32	27.59	55.87	47.46	61.82	30.44	54.09	36.71	62.26
Mg	-	-	-	-	0.71	0.91	0.40	0.34	0.48	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	4.11	4.44	5.90	5.39	1.01	1.17	16.94	12.71	17.11	13.22	4.16	4.21	4.65	4.65	3.95	4.40	2.94	3.53	9.27	7.16	4.09	4.30	4.57	4.60
Si	5.28	5.47	12.13	10.65	0.70	0.78	18.45	13.30	18.51	13.74	6.55	6.37	13.09	12.58	6.34	6.77	4.13	4.76	34.10	25.30	14.21	14.38	10.75	10.39
P	0.82	0.77	0.48	0.39	-	-	-	-	-	-	0.62	0.55	-	-	0.59	0.58	-	-	-	-	-	-	0.97	0.85
K	-	-	-	-	0.41	0.32	0.22	0.11	0.51	0.27	-	-	1.03	0.71	-	-	-	-	5.76	3.07	1.19	0.87	-	-
Ca	2.53	1.84	1.49	0.92	2.36	1.83	0.36	0.18	0.46	0.24	1.44	0.98	1.61	1.08	1.35	1.01	2.32	1.88	-	-	2.40	1.70	1.81	1.23
Ti	0.03	0.63	2.38	1.22	-	-	0.32	0.14	0.56	0.24	1.27	0.72	0.95	0.53	1.25	0.78	1.43	0.97	-	-	3.10	1.84	3.54	2.01
Mn	39.23	20.79	21.69	9.73	54.72	31.01	6.27	2.31	8.70	3.30	31.52	15.67	26.30	12.92	38.09	20.81	46.09	27.17	-	-	28.17	14.58	23.42	11.57
Fe	3.65	1.91	9.78	4.32	1.01	0.56	1.41	0.51	1.45	0.54	8.70	4.25	8.59	4.15	7.20	3.87	4.27	2.48	0.82	0.31	12.57	6.40	12.18	5.92
Co	1.71	0.85	0.94	0.39	1.45	0.76	-	-	-	-	1.24	0.58	1.03	0.47	1.29	0.66	2.27	1.25	-	-	1.23	0.60	-	-
Ni	-	-	-	-	1.23	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	7.05	1.49	-	-	5.14	1.17	-	-	-	-	4.85	0.96	6.21	1.22	6.52	1.43	6.51	1.54	-	-	-	-	4.59	0.91
Ce	0.69	0.14	1.97	0.35	-	-	-	-	-	-	1.32	0.26	-	-	1.81	0.39	2.44	0.56	-	-	2.04	0.41	1.45	0.28
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.59	2.34	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	0.83	-	-
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	00.00	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Рис. Микроструктуры и продукты газовой деструкции в андезите. Полость газового канала с конденсатными наноглобулярными (кватаритовыми) новообразованиями гидроалюмосиликатного и металло-гидрооксидного состава.

(а) – наноглобулярный Ce-Co-Ba-Fe-Mn гидрооксидный конденсат; б) – гидроалюмосиликатный нано-микроглобулярный агрегат с примесью Fe-Mn гидрооксидов выполняет газовую пору в андезите; (в) – участок вторичного газового плавления андезита: риодацитовая выплавка с микрокоркой Ce-Co-Fe-Mn гидрооксидного состава; (г) - следы газовой деструкции основной массы андезита; (д) – нано-микроглобулярные образования на поверхности церий-барий-железо-марганцевой гидрооксидной микрокорки. Вид в режиме обратно рассеянных электронов.

лизации пород, отчётливо связанных с влиянием эндогенных факторов. В составе ЖМК угленосных площадей преобладает рудное вещество непродуктивного, обогащённого фосфором и ванадием, гетит-фероксигитового типа. Для него характерны повышенные концентрации Al, P, V, As, но низкие Mn и профилирующих редких металлов. Продуктивная рудно-оксидная минерализация представлена двумя геохимическими типами: Ba-Ni-Cu-Co-Mn (до 7,5 мас. % Co, 11 мас.% Cu, до 45 мас.% Mn) и Ba-Co-Pb-Mn (до 24 мас.% Pb). Специфической геохимической особенностью Fe-Mn корок, образовавшихся при флюидной деструкции кембрийских углеродистых сланцев, подстилающих угленосные отложения, является высокая концентра-

ция свинца. Это отражает геохимические особенности вещества их протолита – повышенные концентрации свинца в кембрийских сланцах. Железо-марганцевые корки обогащены барием и церием. Последний входит в состав марганцево-гидрооксидного вещества так и образует самостоятельные моноцерианитовые микрокорки и эмульсионные выделения. Концентрация церия в них достигает 60 мас. %.

Результатом настоящего исследования явилось открытие эффекта флюидной углекислотной металлизации силикатного вещества в высокоокислительных условиях, с образованием гидрооксидного железо-марганцевого коллоида, селективно сорбирующего типовой «океанический» набор рудных элементов с концентрированием редких металлов ~ $10,^4$ при слабой зависимости от состава вещества пород-протолитов. Подобный механизм подтверждается экспериментальными результатами [1] по экстракции углеродистыми флюидами элементов группы железа (Ni, Co) («углеродистая эрозия вещества»). На ранней стадии важную роль могли играть карбонильные соединения, учитывая способность последних легко образовывать комплексы и транспортировать металлы группы железа – (Ni, Co) [4]. Интерес может представлять разработка модельного механизма газовой деструкции базальтов углекислотными флюидными потоками с образованием гидроалюмосиликатного и Ni-Co-Fe-Mn гидрооксидного вещества. Последнее, при взаимодействии с придонным слоем воды, будет легко вовлекаться в длительный цикл гидрогенного режима. Важной представляется аналогия процессов, осуществляемых в континентальных, фактически безгидрогенных условиях, для понимания источника рудного вещества океанических ЖМК и его связи с глубинной флюидной разгрузкой на океаническом дне, определяемой процессами углеводородной дегазации Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буянов Р.А., Мишаков И.В., Ведягин А.А. // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 3. С. 314-317.

2. Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А., Чаплыгин И.В., Булеев М.И. Платино-хлор-фосфор-углеводородные комплексы в вулканических флюидах. Первая находка в Земной обстановке // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 628-631.

4. Максимов С.О., Сафронов П.П., Чекрыжов И.Ю. и др. Флюидная природа углеродизации и объёмной аргиллизации на Гусевском месторождении фарфоровых камней (Южное Приморье) // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 434-439.

5. Максимов С.О., Сафронов П.П. Образование кобальтоносных железо-марганцевых корок при флюидной деструкции силикатного вещества // Докл. РАН. 2016. Т. 466 № 4. С. 467-472.

6. Сыркин В.Г., Бабин В.Н. Газ выращивает металлы. М.: Наука. 1986. 190 с.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ЗОНЫ ПОСЛОЙНОЙ СУЛЬФИДНОЙ ВКРАПЛЕННОСТИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: rinman81@bk.ru

Большинство известных золоторудных месторождений Енисейского кряжа локализовано в толщах пород, принадлежащих к достаточно узкому стратиграфическому интервалу, – флишоидных углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии нижнего и среднего рифея: удерейской (Васильевское, Советское, Удерейское), горбилокской (Боголюбовское, Раздольнинское) и кординской (Аяхтинское, Олимпиадинское, Титимухта, Тырадинское и др.) свитах, а также в пенченгинской свите (Герфедское) ниж-

него протерозоя [6]. Восточный склон Енисейского кряжа, в пределах которого, в основном, получили развитие более молодые средне-верхнерифейские толщи (погорюйская, аладьинская и карточки, потоскуйская свиты) до последнего времени считался бесперспективной территорией на промышленные золоторудные объекты. Помимо литолого-стратиграфического критерия отрицательные перспективы восточной части Енисейского кряжа подкрепляются амагматичностью этой территории, а также ее удаленностью от крупных рудоконтролирующих структур – систем Татарского и Ишимбинского глубинных разломов [7].

Однако, новые данные, полученные в ходе поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной на восточном склоне Енисейского кряжа, свидетельствуют о наличии прямых признаков золотоносности территории. К последним относятся: коренные и россыпные проявления золота, шлиховые, первичные ореолы (ПО) и вторичные ореолы рассеяния (ВОР), потоки рассеяния (ПР) золота. Помимо этих новых данных перспективы золотоносности восточного склона Енисейского кряжа обозначены в работах В.Г. Фисенко, В.А. Макарова [7].

Восточный склон Енисейского кряжа представляет собой вытянутый на 700 км покровно-складчатый пояс северо-западного простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Средне-Ишимбинская площадь, расположенная в 120 км юго-восточнее г. Северо-Енисейск, включает Нижне-Чиримбинский золоторудно-россыпной узел с Марокским рудопроявлением золото-малосульфидно-кварцевого типа [6, 7].

Методика исследований. Поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков крупнообъемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированной при поисках золоторудных объектов в пределах Верхне-Хатыннах-Олботского, Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и др. [1, 2]. Методика включает как традиционные, так и нестандартные приемы.

На первом этапе поисков перспективная площадь изучалась серией опорных геолого-геофизических профилей с применением комплекса геологических (геолого-поисковые маршруты), геофизических (грави-, электро-, магниторазведка) и геохимических (литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР)) методов исследований. Кроме того, проводились геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1:50 000. По результатам исследований первого этапа в южной части площади была выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (ЗСРД) [4].

На втором этапе поисков осуществлялись литохимические поиски по ВОР (нестандартная сеть 200х20 м), проходка линий копушей глубиной 0,8-1,0 м со шлиховым и литохимическим опробованием по ВОР нижнего информативного слоя делювиальных отложений, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. В результате этого в пределах рудоконтролирующей ЗСРД были выявлены потенциально золотоносные минерализованные зоны – рудопроявление Южное.

Третий этап поисков заключался в проходке линий шурфов до коренных пород) с интервалом 10-20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м с целью локализации положения золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось шлиховое и литохимическое по ВОР опробование нижней информативной части делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в шурфах. На этом этапе было локализовано положение золотоносных минерализованных зоны и потенциально рудных интервалов в их пределах.

Завершающий четвертый этап поисковых работ включал комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки (потенциально рудные зоны) в пределах золотоносных

минерализованных зон были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин на глубине.

Результаты исследований. Установлено, что рудоконтролирующая ЗСРД имеет северо-северо-западное простирание и приурочена к восточной ветви системы Ишимбинского глубинного разлома. Ширина зоны составляет около 1,5 км. В пределах рудопроявления ЗСРД «рассечена» серией поперечных (восток-северо-восточных) нарушений, вероятно, пострудных. Область пересечения разрывов приурочена к восточному крылу антиклинали первого порядка. ЗСРД представляет собой зону интенсивного рассланцевания, брекчирования, осложненную флексурными перегибами и мелкой складчатостью высоких порядков [4].

В геологическом строении рудопроявления принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев свит аладьинской и карточки объединенных, а также нижележащие алеврито-глинистые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников и кварцитов погорюйской свиты. В пределах ЗСРД интенсивно проявились процессы железо-магнезиальной карбонатизации (бурошпатизации), сульфидизации (в виде вкрапленности) и окварцевания (в виде кварцевых жил и прожилков). На карте геохимических аномалий ЗСРД отвечает широкая (около 1 км) аномалии золота в ВОР с содержаниями более 0,01 г/т. В пределах зоны выявлены высокие концентрации золота (до 0,4 г/т) в ПР. В геофизических полях ЗСРД приурочена к области «“распада» рисунка магнитного поля: зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами значений магнитного поля, «распадается» в пределах ЗСРД, что возможно является признаком интенсивного проявления рудного процесса.

В пределах зоны складчато-разрывных деформаций выявлена серия золотоносных минерализованных участков, характеризующихся значительной мощностью (до 300 м) и протяженностью (более 1 км). Зоны сложены неравномерно гидротермально-измененными окварцованными, серицитизированными, бурошпатизированными породами. Последние в разной степени насыщены разноориентированными и взаимопересекающимися кварцевыми, бурошпат-кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися сульфидной (пирит) вкрапленной минерализацией (до 5-7 об.%) в околожильном пространстве. Вмещающими породами являются отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных, представленные известняками и углеродсодержащими известковисто-глинистыми сланцами в приконтактовой части с терригенной толщей погорюйской свиты. Морфологически минерализованные зоны характеризуются сложным крупнообъемным линейно-штокверкоподобным строением и представляют собой зоны-залежи послойной сульфидной вкрапленности.

Золотоносные минерализованные зоны выделяются широкими (до 400 м) геохимическими аномалиями золота в ВОР с содержаниями ≥0,05 г/т. В первичных ореолах зоны оконтуриваются по содержаниям золота ≥0,1 г/т. Концентрации золота в ПО по данным бороздового опробования достигают в отдельных пробах 6,5 г/т. Содержания золота в шлиховых пробах в пределах минерализованных зон составляют, в среднем, 8-10 знаков металла на шлиховую пробу, максимально – 51 знак золота на шлиховую пробу. Золото является, преимущественно, тонкодисперсным, до пылевидного.

Наиболее перспективной среди выявленных минерализованных зон является зона Центральная. Мощность зоны составляет 280 м, протяженность превышает 800 м. Четыре наиболее минерализованных участка, представляющих собой потенциальные рудные тела в пределах зоны Центральной, были вскрыты горными выработками. Принятое бортовое содержание золота составляет 0,3 г/т. Мощность рудных тел достигает 23 м. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно уве-

личение концентрации, как правило, секущих маломощных (до 1-2 мм) кварцевых прожилков (до 15-20 и более прожилков на 1 пог. м). Околожильное пространство насыщено тонкой (≤ 1 мм) вкрапленностью пирита (до 10-12 об.%). Пирит образует кристаллы кубической или более сложной морфологии формы (кубоктаэдры, пентагондодекаэдры). Таким образом, выявленные потенциальные рудные тела в пределах золотоносных минерализованных зон представляют собой стержневые участки прожилково-вкрапленной минерализации. Последние характеризуются линейным строением и имеют субсогласную слоистости ориентировку.

В качестве объектов-аналогов рудопроявления Южное нами рассматриваются зоны послойной сульфидной вкрапленности в терригенно-карбонатных толщах месторождений Олимпиаднинское и Ведугинское, а по ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков Южное рудопроявление имеет сходство с «карлинским» типом, к которому согласно исследованиям М.М. Константинова, следует относить объекты, характеризующиеся известково-глинистым составом разреза рудовмещающих толщ, стратифицированным характером минерализованных зон и рудных тел, прожилково-вкрапленным оруденением, сульфидным составом руд с тонкодисперсными (микронными) выделениями золота в сульфидах [3, 5].

Наиболее важным научно-практическим результатом поисковых работ является то, что впервые на Енисейском кряже установлена золотоносность углеродсодержащего терригенно-карбонатного комплекса среднего рифея. Выявленные крупнообъемные штокверкоподобные золотоносные минерализованные зоны с невысокими средними содержаниями золота следует относить к золото-(кварц)-сульфидному геолого-промышленному типу. Локализованные потенциально рудные тела рекомендуются для дальнейшего более детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014.

2. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36-42.

4. Константинов М.М. Золоторудные месторождения типа карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 70-76.

5. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39-50.

6. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И. и др. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 86-97.

7. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: СФУ. 2010.

8. Фисенко В.Г., Макаров В.А. Геохимические критерии и термодинамические условия локалиции золоторудной минерализации Северо-Восточного склона Енисейского кряжа // Современные проблемы науки и образования. 2013. №6. URL: http://cyberleninka.ru/article/n/geohimicheskie-kriterii-i-termodinamicheskie-usloviya-lokalitsii-zolotorudnoy-mineralizatsii-severo-vostochnogo-sklona-eniseyskogo

КРУПНООБЪЕМНОЕ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОРФИРОВОГО ТИПА ПЕТРОПАВЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: rinman81@bk.ru

В последние годы в полярной части Урала (Ямало-Ненецкий автономный округ) было выявлено сравнительно большое количество золоторудных проявлений и мелких месторождений золота. Из-за того, что бóльшая часть таких объектов находится в труднодоступных,

не освоенных районах, их промышленное освоение не проводилось. Однако, ситуация может коренным образом измениться в связи с начавшимся развитием инфраструктуры северных районов Российской Федерации, а также из-за строительства на Полярном Урале железной дороги в рамках проекта «Урал Промышленный – Урал Полярный», осуществляющегося АО «Корпорация Развития».

Одним из примеров высокого золоторудного потенциала Крайнего Севера РФ является Петропавловское золоторудное месторождение. Последнее расположено на восточном склоне Полярного Урала в пределах Тоупугол-Ханмейшорского золоторудно-россыпного района и, наряду с золото-железо-скарновым месторождением Новогоднее-Монто и рядом проявлений золота, входит в состав Новогодненского золоторудного поля. Золоторудно-россыпной район находится в 30 км от г. Лабытнанги и всего в нескольких км от вышеупомянутой транспортной артерии. Выгодное расположение объекта может послужить одним из оснований для формирования нового золотодобывающего центра – первого на Полярном Урале. Петропавловское месторождение является достаточно мелким объектом, по данным ГК «Петропавловск» утвержденные запасы золота (C_1+C_2) составляют почти 10 тонн. Однако, ресурсный потенциал всего рудного района оценивается значительно выше [3, 6].

Тоупугол-Ханмейшорский золоторудный район площадью около 130 км^2 представляет собой тектонически деформированную и в значительной степени эродированную вулкано-плутоническую депрессию. Он расположен на северо-восточном окончании среднепалеозойской Войкарской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточно-Уральской структурной мегазоны, на границе с Харбейским раннепротерозойским кристаллическим блоком. Войкарская СФЗ отвечает фрагменту Малоуральского (Войкарского) вулкано-плутонического пояса (ВПП), сформировавшегося в среднем палеозое на гетерогенном основании [5].

Новогодненское рудное поле, расположенное в юго-восточной части рудного района, приурочено к тектоно-магматической структуре площадью около 8 км^2, отвечающей так называемому Новогодненскому выступу кровли Собского гранитоидного массива. Последний представляет собой сложно построенную интрузивно-купольную структуру, сформировавшуюся в связи со становлением гранитоидов габбро-диорит-тоналитовой формации на участке пересечения региональных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах рудного поля, помимо наиболее широко распространенных гранитоидов собского комплекса, присутствуют более поздние дайки монцодиоритовых порфиритов конгорского и габбро-долеритов малоханмейского комплексов, что свидетельствует о длительном периоде формирования интрузивно-купольной структуры в процессе становления ВПП [1, 3].

Структурно-тектоническая позиция Петропавловского золоторудного месторождения определяется его локализацией в зоне контакта многофазного массива собского интрузивного комплекса ($D_{1\text{-}2}s$) с вмещающими интенсивно дислоцированными породами тоупугольской вулканогенно-осадочной толщи (S_2-D_1tp). Тектоническая зона субмеридионального простирания контролирует размещение апофиз основного массива, сложенных порфировидными разностями пород, а также маломощных пластинообразных даек кварцевых диоритовых порфиритов третьей поздней фазы собского комплекса, прорывающих рудовмещающую толщу. К этой же субмеридиональной зоне приурочены поля гидротермально измененных пород, вмещающих золотую минерализацию месторождения. Рудоконтролирующая структура, представляющая собой зону складчато-разрывных деформаций с интенсивной тектонической проработкой (участками дробления, катаклаза, милонитизации, брекчирования, смятия), была сформирована в узле пересечения разрывных нарушений трех основных направлений: субмеридионального северо-северо-западного до меридионального, субмеридионального северо-северо-восточного и субширотного (поперечного) восток-северо-восточного [4].

На месторождении выявлена золоторудная минерализация двух основных типов:

1) прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды, сопряженные с зонами пирит-(хлорит)-альбитовых метасоматитов главной продуктивной стадии, определяющими масштабы золотоносности месторождения;

2) жильно-прожилковые золото-малосульфидно-кварцевые руды в поздних наложенных пирит-серицит-кварцевых метасоматитах.

Золотоносные минерализованные зоны, содержащие рудные тела прожилково-вкрапленного типа, представляют собой крупнообъемные линзообразные линейно-изометричные штокверкоподобные жильно-прожилковые системы. Они сопряжены прежде всего с зонами развития метасоматитов пирит-альбитового состава главной продуктивной стадии и локализованы, главным образом, в объеме вулканогенно-осадочной толщи, в пространстве между апофизами порфировидных диоритов и пластинообразными телами кварцевых диоритовых порфиритов. Интервалы наиболее высоких содержаний золота (более 5 г/т) отвечают маломощным (до первых метров) жильно-прожилковым зонам золото-малосульфидно-кварцевого состава в поздних наложенных метасоматитах пирит-серицит-кварцевого состава [5].

По некоторым геологическим особенностям Петропавловского месторождения золоторудная минерализация может быть отнесена к порфировому типу. К таким особенностям относятся пространственная ассоциация рудных тел с порфировыми разностями интрузивных пород, штокверковый тип золотоносных минерализованных зон и рудных тел, объемный характер рудно-метасоматической зональности и особенности распределения рудных концентраций. Выявленные геологические элементы прогнозно-поисковой модели золоторудной минерализации Петропавловского месторождения имеют общие черты с рядом известных золотых объектов и сопоставляются с такими месторождениями как Школьное (Магаданская область), Березняковское (Челябинская область), Васильковское, Юбилейное (Казахстан), Форт-Нокс (США) [2].

Таким образом, Петропавловское месторождение является впервые выявленным на Полярном Урале крупнообъемным золоторудным объектом порфирового типа с невысокими средними содержаниями золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Трофимов А.П. Золото-сульфидное оруденение Полярного Урала: условия образования и связь с гранитоидным магматизмом // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. Тез. докл. Киев: Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины. 2013. С. 33-35.

2. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ. 2001. 232 с.

3. Лючкин В.А., Толоконников А.В., Водоватов О.В. и др. Золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Тез. докл. Сыктывкар. 2006. С. 186-189.

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

5. Мансуров Р.Х. Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал): Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М. 2013. 22 с.

6. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. P. 1-25.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ВЫСТУПАХ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А, mekhonos@igc.irk.ru

Магматические платиноидно-медно-никелевые месторождения образуются при насыщении мантийных основных или ультраосновных магм серой и сегрегации несмесимого сульфидного расплава [3; и др.]. Наиболее важными факторами контроля рудогенеза являются температура, плотность, содержание летучих компонентов, количество внедрившейся магмы и степень взаимодействия с корой, поэтому высокотемпературные, обладающие низкой плотностью коматиитовые и пикритовые магмы являются наиболее продуктивными [3] с точки зрения образования платиноидно-медно-никелевых месторождений, в то время как низкотемпературные, богатые летучими щелочные пикриты и базальты имеют гораздо меньший потенциал [3, 4].

Анализ пространственного и временного размещения магматических платиноидно-медно-никелевых сульфидных месторождений с точки зрения тектоники указывает на их возможную связь с главными литосферными границами, которые, в частности, маркируются границами кратонов [5]. Несмотря на большое количество накопленного материала, такая связь остается не до конца установленной. Большинство публикаций по местоположению и происхождению магматических медно-никелевых сульфидных месторождений сфокусировано на ближайших магматических системах и особенностях сегрегации магматических сульфидов. Меньшее внимание уделяется региональному положению месторождений и их связи с геодинамической обстановкой. Первой попыткой такого обобщения в планетарном масштабе является работа [5, 7], в которой обоснована модель образования платиноидно-медно-никелевых месторождений на границах кратонов. Однако в ней достаточно схематично учтены данные по тектоническим структурам южной части Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

На юге Сибири многочисленные, в том числе промышленные, платинометалльно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления, связанные с базит-ультрабазитовыми магматическими комплексами докембрийского возраста, развиты как в выступах фундамента Сибирского кратона, так и в его складчатом обрамлении. Установлено, что платиноносные массивы можно объединить в три возрастные группы: позднепалеопротерозойскую (Чинейский комплекс, Малозадойский массив), мезопротерозойскую (Среднечеремшанский массив) и неопротерозойскую (Кингашский комплекс, Йоко-Довыренский массив и массивы центральной части Восточного Саяна). Для большинства массивов, за исключением Чинейского, исходные магмы характеризовались высокомагнезиальным составом. В результате сопоставления данных по геологии, геохимии и геохронологии рудоносных комплексов различных временных отрезков и ареалов выявлена их связь с известными крупными изверженными провинциями (LIPs) [2].

К настоящему времени ареально-очаговый характер размещения оруденения, связанного с проявлениями плюмового магматизма, наиболее достоверно установлен для фанерозоя [1]. При этом четко фиксируется зональность распределения разных типов оруденения относительно центров LIPs и приуроченность крупных и уникальных ЭПГ-Ni-Cu месторождений к их центральным зонам [1]. Однако, в отличие от фанерозойских, для протерозойских LIP такую связь можно установить только в результате проведения палеогеодинамических рекон-

струкций. Анализируя положение платиноносных интрузивов юга Сибири на соответствующих временных реконструкциях можно отметить, что хотя для неопротерозойских массивов в целом характерна существенно Pd минерализация, по мере приближения расположения массивов к центру плюма отмечается повышение роли тугоплавких элементов платиновой группы. Это может быть связано с вовлечением более глубинных мантийных горизонтов в последующий после зарождения плюма процесс магмообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе ОНЗ-2 РАН, а также гранта РФФИ № 15-05-08843.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159-1187.

2. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. Т. 57. № 5. С. 1043-1057.

3. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2003. 487 с.

4. Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processses affecting their copper and platinum-group element contents // Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.) Economic Geol. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 179-213.

5. Begg G.C., Hronsky J.A.M., Arndt N.T. et al. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni–Cu–PGE sulfide deposits // Econom. Geol., 2010., V. 105. P. 1057-1070.

6. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. DOI: 10.1038/NGEO2700.

7. Kerrich R., Goldfarb R.J., Richards J.P. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. Economic Geology, 2005. 100th Anniversary Volume. P. 1097-1136.

AU–AG–TE МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР

Моисеенко Н.В.[1], Сафронов П.П.[2]

[1]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: kaunamka82@mail,ru

[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: psafronov@mail.ru

Месторождение Пионер находится на западе Северобуреинской зоны Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса. В геологическом плане месторождение расположено на границе восточного обрамления Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом, в зоне контакта раннемеловых гранитоидов Ольгинского массива с верхнеюрскими терригенными отложениями.

По особенностям минерального состава руд месторождение Пионер относится к золото–сульфидно–кварцевой формации [1]. Как и на Покровском золоторудном месторождении [2], основными минералами-концентраторами золота являются кварц, адуляр, пирит, теллуриды золота и серебра, блеклые руды и сульфоантимониты серебра и свинца. В результате проведенных исследований методами аналитической растровой электронной микроскопии были установлены теллуриды золота и серебра во всех минеральных ассоциациях месторождения Пионер.

Наиболее ранняя кварц-золото-молибденит-халькопиритовая минеральная ассоциация тяготеет к медно-порфировой специфике. Состав рудных минералов этой ассоциации

представлен в таблице 1. Из теллуридов установлен гессит (1-3 мкм) (табл.2) в виде включений Ø 1-3 м преимущественно в пирите.

Таблица 1. Вещественный состав руд месторождения Пионер.

Тип руд	Минеральные ассоциации	Минералы
Золото-полисульфидно-кварцевый	Кварц-золото-молибденит-халькопиритовая	халькопирит, молибденит, пирит, галенит, халькостибит, теннантит, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, гессит, самородное золото
Золото-полисульфидно-кварцевый	Золото-пирит-галенитовая	пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, ковеллин, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, аргентит, гессит, петцит, самородное золото
Золото-полисульфидно-кварцевый	Золото-сульфосольно-антимонитовая	пирит, сфалерит, арсенопирит, галенит, антимонит, халькопирит, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, фрейбергит, джемсонит, буланжерит, андорит, бурнонит, миаргирит, гессит, петцит, бенлеонардит, самородное золото

Таблица 2. Химический состав (масс.%) теллуридов месторождения Пионер.

№ п/п	№ образца	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Te	Au	U	Сумма
1	УПА-214-2						62.50		37.56			100.06
2	УПА-1-2	0.33			1.80		59.27		33.87		4.73	100.00
3	УПА-15-1-10	1.00		2.98			61.57		36.39			101.94
4	УПА-15-1-11						37.25		17.65	46.76		101.65
5	УПА-15-1-12						55.39		32.04	7.40		94.84
6	УПА-15-1-13-1	1.01		0.46			59.23		32.72	6.05		99.47
7	УПА-15-1-1-5	0.41					61.40		35.32	0.99		98.12
8	УПА-15-1-1-12	3.11	3.68				57.98		34.12			98.88
9	УПА-29-4-14	0.94					57.84		36.88	4.33		100.00
10	УПН-12-2-32			0.58			62.70		36.87			100.14
11	УПН-12-2-43			0.63			63.49		36.60			100.73
12	УПН-12-2-44	0.26					63.39		36.80			100.44
13	УПА-15-1-13		1.52				44.16		32.97	23.16		101.82
14	УПА-15-1-1-16						42.16		32.45	23.87		98.47
15	УПН-12-2-34			0.58			51.00		34.20	13.33		99.11
16	УПН-12-2-39			0.74			43.97		33.73	24.46		102.91
17	УПН-13-5-1-21						41.04		32.28	25.94		99.26
18	УПН-13-5-3						41.38		32.99	25.67		100.04
19	УПН-13-5-31						41.41		33.21	26.36		100.98
20	УПН-13-5-32						42.50		33.01	25.19		100.70
21	УПН-13-5-1-15	9.65	0.82	1.64		1.50	63.27	6.64	13.94	2.53		100.00
22	УПН-13-5-1-16	9.80	0.73	1.71		1.09	65.24	7.20	14.24			100.00

Более поздняя золото-пирит-галенитовая минеральная ассоциация (см. табл.1) представлена сульфидами, блеклыми рудами, самородным золотом и теллуридами золота и серебра – петцитом и гесситом. Теллуриды золота и серебра образуют как самостоятельные зерна в кварце, в местах срастания кварца и адуляра, а также в контакте с блеклыми рудами и пиритами и в виде включений в пиритах. Петцит встречается реже гессита и практически отсут-

ствует в виде отдельных фаз в кварце. Размеры зерен теллуридов обычно не превышают 10 мкм, в среднем составляют 5 мкм, но встречаются и наноразмерные фазы – 500 нм и меньше. Особенно это характерно для теллуридов золота (петцита). Наиболее крупные зерна гессита (~5-30 мкм) были обнаружены в зонах срастания сульфидов, блеклых руд и самородного золота. В этих теллуридах, которые ассоциируют с целым комплексом сульфидов и сульфосолей, фиксируется уран, цинк и сера (см. табл.2). Присутствие урана очевидно связано с тонкими пленками уранинита. Наличие цинка и серы говорит о тонкодисперсных минеральных включениях сфалерита в гессите. Кроме цинка в анализах гессита этой ассоциации присутствует медь (см. табл.2). Наличие меди, по всей видимости, связано с процессами замещения ковеллином и халькозином блеклых руд. В результате этого сульфиды меди образуют тонкодисперсные и наноразмерные срастания с теллуридами серебра. Для гесситов из кварца характерны микроскопические и наноразмерные (1-2 мкм, <1мкм, 600 нм, < 600 нм) фазы и прожилки самородного золота и аргентитов с примесью золота (табл.3).

Таблица 3. Кристаллохимические формулы теллуридов месторождения Пионер

№ п/п	№ образца	Формула	*Ассоциация с другими фазами
1	УПА-214-2	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$	Ag_2Te
2	УПА-1-2	$Ag_{1.88}Zn_{0.09}U_{0.06}S_{0.03}Te_{0.94}$	Ag_2Te
3	УПА-15-1-10	$Ag_{1.83}Cu_{0.15}S_{0.1}Te_{0.92}$	Ag_2Te с нанофазами CuS
4	УПА-15-1-11	$Ag_{1.44}Au_{0.98}Te_{0.58}$	Ag_2Te с нанофазами Au
5	УПА-15-1-12	$Ag_{1.93}Au_{0.14}Te_{0.93}$	Ag_2Te с нанофазами Au
6	УПА-15-1-13-1	$Ag_{1.88}Au_{0.10}Cu_{0.02}S_{0.12}Te_{0.88}$	Ag_2Te с нанофазами Au и CuS
7	УПА-15-1-1-5	$Ag_{1.98}Au_{0.02}S_{0.04}Te_{0.96}$	Ag_2Te с нанофазами Au и Ag_2S
8	УПА-15-1-1-12	$Ag_{1.67}Fe_{0.20}S_{0.30}Te_{0.83}$	Ag_2Te в FeS_2
9	УПА-29-4-14	$Ag_{1.83}Au_{0.08}S_{0.1}Te_{0.99}$	Ag_2Te с нанофазами Au и Ag_2S
10	УПН-12-2-32	$Ag_{1.99}Cu_{0.02}Te_{0.99}$	Ag_2Te
11	УПН-12-2-43	$Ag_2Cu_{0.02}Te_{0.98}$	Ag_2Te
12	УПН-12-2-44	$Ag_2Cu_{0.02}Te_{0.98}$	Ag_2Te
13	УПА-15-1-13	$Ag_{3.02}Au_{0.87}Fe_{0.2}Te_{1.91}$	Ag_3AuTe_2 (500нм) в Ag_2Te
14	УПА-15-1-1-16	$Ag_{3.06}Au_{0.95}Te_{1.99}$	Ag_3AuTe_2
15	УПН-12-2-34	$Ag_{3.2}Au_{0.75}Cu_{0.1}Te_{1.95}$	Ag_3AuTe_2
16	УПН-12-2-39	$Ag_{3.03}Au_{0.93}Cu_{0.07}Te_{1.97}$	Ag_3AuTe_2
17	УПН-13-5-1-21	$Ag_{2.99}Au_{1.03}Te_{1.98}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
18	УПН-13-5-3	$Ag_{2.97}Au_{1.02}Te_{2.01}$	Ag_3AuTe_2
19	УПН-13-5-31	$Ag_{2.95}Au_{1.04}Te_{2.01}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
20	УПН-13-5-32	$Ag_{3.02}Au_{0.99}Te_{1.99}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
21	УПН-13-5-1-15	$(Ag_{7.30}Au_{0.16}Cu_{0.32}Fe_{0.18})_{7.96}(Sb_{0.68}As_{0.25})_{0.93}Te_{1.36}S_{3.75}$	$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$
22	УПН-13-5-1-16	$(Ag_{7.46}Cu_{0.33}Fe_{0.16})_{7.95}(Sb_{0.73}As_{0.18})_{0.91}Te_{1.37}S_{3.77}$	$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$

Примечание к табл. 3. В последнем столбике (*Ассоциация ...) приводятся теоретические кристаллохимические формулы установленных минералов с указанием присутствующих с этими минералами фаз (если они есть).

В идиоморфных выделениях пирита вышеописанной минеральной ассоциации отмечены микроскопические включения теллуридов золота и серебра. Теллуриды серебра встречаются в виде самостоятельных включений (~5-10 мкм), а фазы по составу близкие к петциту $Ag_3Au_1Te_2$ только в сростках с гесситом (см. табл. 3).

Размерность каждой из фаз в сростках теллуридов золота и серебра составляет не больше 2-3 микрометров. В теллуридах серебра из пиритов фиксируется примесь железа и серы (см. табл.2). Для петцита вышеописанной ассоциации характерен избыток серебра, недостаток теллура и золота и практически полное отсутствие примесей. В отличие от петцитов практически все изученные гесситы имеют примесь меди, золота или железа. Это связано либо с захватом вмещающей матрицы (из-за микроскопических и наноразмерных выделений изучаемых объектов), либо с наличием в теллуридах серебра самостоятельных наноразмерных минералов, прежде всего самородного золота, аргентита или теллуридов золота. Так же как и в петците, в гессите этой минеральной ассоциации не хватает теллура по сравнению с идеальной кристаллохимической формулой Ag_2Te_1.

Золото-сульфосольно-антимонитовая минеральная ассоциация является наиболее поздней и характеризуется большим по сравнению с более ранними минеральными ассоциациями количеством теллуридов и их разнообразием (см. табл.1). В отличие от предыдущих ассоциаций, где чаще отмечены теллуриды серебра (гессит), в этой минеральной ассоциации петцит встречается не реже чем гессит. Теллуриды золота и серебра образуют фазовые срастания друг с другом, с блеклыми рудами, сульфидами серебра, пиритом, сфалеритом, самородным золотом. Иногда гессит и петцит присутствуют в виде включений в выше перечисленных минералах.

К типичным блеклым рудам с включениями теллуридов можно отнести аргенто-тетраэдриты (например, [(Cu6.95Ag2.82)9.77(Zn0.99Fe1.46)2.45]12.22(Sb3.48As0.54)4.02S12.76) и фрейбергиты. В таких высокосеребряных блеклых рудах выделения гессита содержат фазы золота и петцита. В анализах золота, гессита и петцита есть примесь меди (см. табл.2). Медь может появляться в результате сложных процессов изоморфного замещения меди серебром при образовании минеральных фаз блеклых руд, теллуридов и золота. Характерная особенность теллуридов золота (петцита) этой продуктивной ассоциации – образование кайм (1-20 мкм) по самородному золоту (см. табл.3). Впервые в пирите заключительной продуктивной стадии обнаружены включения сульфотеллурида серебра сложного состава, относящиеся, по всей видимости, к бенлеонардиту Ag8(Sb,As)Te2S3 (см. табл. 3). Размер включений от 8 до 30 мкм. Рассчитанные формулы демонстрируют по сравнению с идеальной кристаллохимической формулой бенлеонардита некоторый недостаток Te и избыток S. Это может быть связано с недонасыщенностью гидротермального раствора теллуром на заключительной стадии минералообразования.

Теллуриды золота и серебра на золоторудном месторождении Пионер встречаются во всех продуктивных минеральных ассоциациях. В более ранних ассоциациях основную роль играли теллуриды серебра (гессит). В более поздних – теллуриды серебра (гессит, бенлеонардит) и теллуриды золота (петцит). В заключение, следует подчеркнуть, что теллуриды отлагались на завершающих этапах продуктивных стадий в низкотемпературных условиях и в тесной ассоциации с минералами золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Золоторудные месторождения России. Ред. **М.М. Константинов.** М.: Акварель. 2010. 349 с.

2. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В. Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 1. С. 73-76.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ УЗЛЫ МАЛО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА ТЕТИС СТРУКТУРЫ

Мотов А.П.[1], Валеева О.К.[2], Малах Ю.Е.[2], Головина Т.А.[2]

[1]АО «Полиметалл УК», г. Санкт-Петербург, e-mail: motovAP@polymetal.ru
[2]АО «Полиметалл УК», г. Санкт-Петербург

Большая часть месторождений благородных (Au, Ag) и цветных (Mo, Cu, Pb, Zn) металлов Малого Кавказа образована при формировании медно-порфировых рудных систем позднеюрско-раннемеловой островодужной и эоцен-миоценовой постколлизионной эпох развития данного сегмента Тетис структуры [1]. Месторождения, связанные с этими рудо-формирующими системами, локализованы в позднемезозойской Сомхето-Карабахской и кайнозойской Цахкунк-Занзегурской тектонических зонах. Месторождения имеют узловой характер распределения (рис. 1). Значение узлового распределения полезных ископаемых наиболее фундаментально рассмотрено в работе Е.В. Плющева и др. [2].

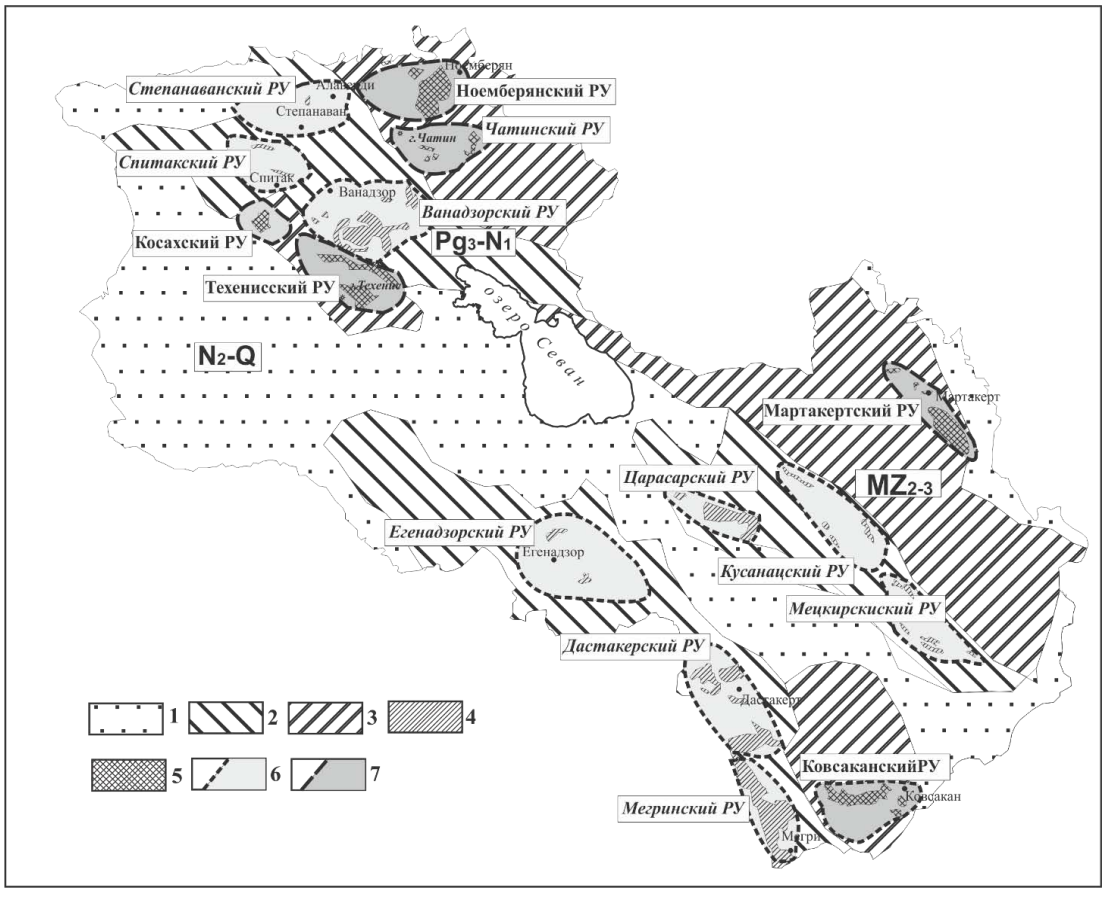


Рис. 1. Медно-порфировые рудные узлы Малого Кавказа.

1 – перекрывающие вулканические и осадочные толщи среднего-верхнего миоцена и голоцена; 2 – геологические комплексы Цахкунк-Занзегурской тектонической зоны; 3 – геологические комплексы Сомхето-Карабахской тектонической зоны; 4-5 – гранитоиды третьей и четвертой фаз становления: 4 – олигоцен-миоценовых плутонов, 5 – позднеюрско-раннемеловых плутонов; 6-7 – медно-порфировые узлы: 6 – олигоцен-миоценовой эпохи, 7 – позднеюрско-раннемеловой эпохи.

Медно-порфировые рудные узлы (МП РУ) имеют концентрически-зональное строение. Примером является район Мегринского гранитоидного массива (рис.2):

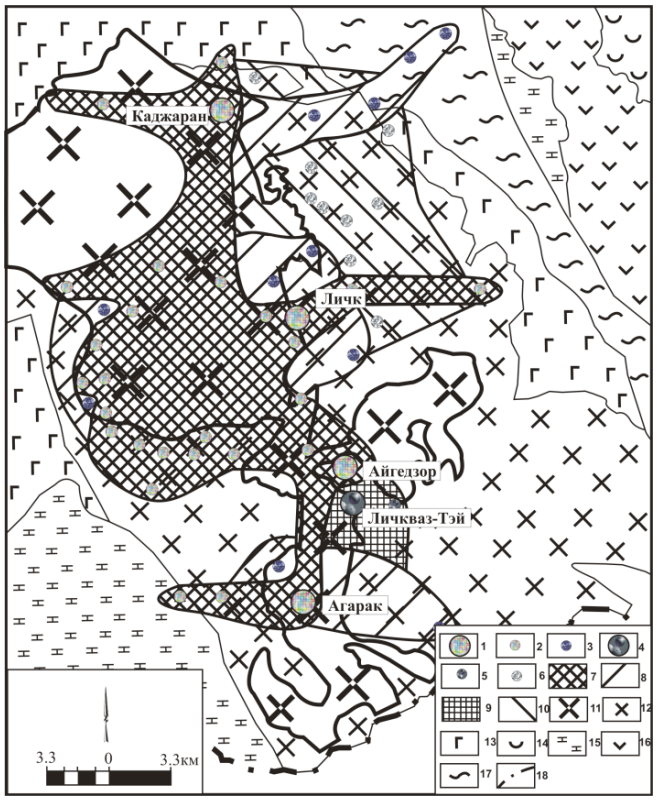


Рис. 2. Рудно-геохимическая зональность Мегринского МП РУ:

1-2 – Cu-Mo: месторождения (1), и проявления (2); 3- Cu проявление; 4-5 – Au-полиметаллические: месторождение (4), и проявление (5); 6- полиметаллическое проявление; 7-10 – ареалы рудной минерализации: Cu-Mo (7), Cu (8), Au-полиметаллической (9), полиметаллической (10); 11-17 – вмещающие горные породы: 11-13 – гранитоиды последовательных фаз становления Мгринского плутона: 11 – третьей и четвертой фазы; 12 – второй фазы, 13 – первой, 14 – туфы, порфириты позднего оксфорда и кембриджа, 15 – известняки нижнего мела, 16 – порфириты, туфобрекчии визе, 17 – сланцы нижнего палеозоя; 18 – граница Армении

Ядерная зона – замещенные калишпатом, серицитом, каолинитом, кварцем гранитоиды, поздних – третьей и четвертой, фаз становления плутона (порфировидные гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, граниты), в которых распространена вкрапленная и жильно-прожилковая медно-молибденовая (молибденит-халькопиритовая) минерализация (месторождения Каджаран, Айгедзор, Агарак).

Переходная внутренняя зона – эндо-экзоконтатовые области вокруг гранитоидов третьей и четвертой фаз становления Мегринского плутона с медной жильно-прожилковой минерализацией в скарнах и березитах (рудные проявления Казырхан, Варданичай, Ханицецер и другие).

Переходная внешняя зона – линейные тектонические зоны вдоль контактов гранитоидов, с жильной и жильно-штокверковой золотополиметаллической минерализацией в березитах (месторождения Личкваз-Тэй, Тертерасар, Варданадзор).

Внешняя зона – широкая экзоконтактовая область вдоль границы гранитоидного плутона, где в скарнированных, березитизированных и аргиллизированных породах проявлена жильно-прожилковая полиметаллическая минерализация (рудные проявления Аткиз, Пирзамин, Хардзор и другие).

Центробежное распределение металлов, наблюдаемое в Мегринском плутоне, согласуется с особенностями зональности медно-порфировой системы по R.H. Sillitoe [5]. Такая зональность формируется в результате температурной эволюции рудоносного гидротермального раствора [3]. Проведенный нами анализ корреляционной связи между размером площади выхода «материнских» гранитных интрузий (см. рис. 1) с количеством металлов в этих МП РУ (рис. 3-8) позволил установить следующие закономерности.

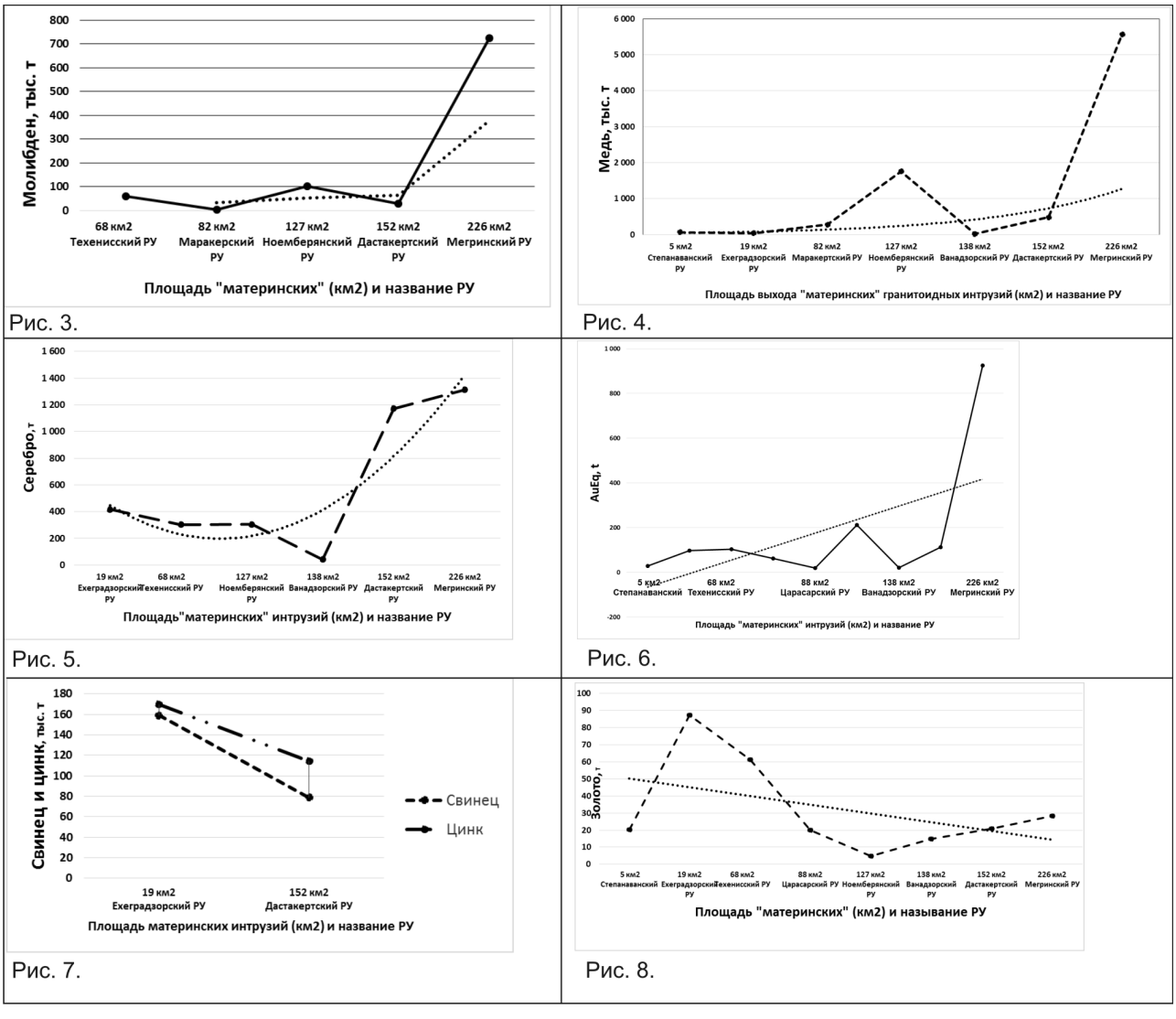


Рис. 3-8. РУ с месторождениями Mo (3); РУ с месторождениями Cu (4); РУ с месторождениями Ag (5); РУ, количество металлов в которых оценено в AuEq (6); РУ с месторождениями Pb и Zn (7); РУ с месторождениями Au (8).

1) Для Mo, Cu и Ag, руды которых формируются внутри «материнских» гранитоидных массивов или в ближайшем экзоконтактовом пространстве, отмечается прямо пропорциональная зависимость между количеством этих металлов и площадью выхода «материнских» гранитных интрузий (см. рис. 3, 4, 5). Аналогичная тенденция наблюдается при переводе металлов в золотой эквивалент (см. рис. 6).

2) Для Au, Pb, Zn, месторождения которых локализуются ближе к периферии центрально-зонального медно-порфирового узла, устанавливается обратно пропорциональная зависимость (см. рис. 7-8).

Вывод. Зафиксированные закономерности распределения количества главных металлов медно-порфировых РУ относительно площади, выходящих в пределах РУ материнских интрузий отражают степень их эрозионного среза, что хорошо укладываются в классические представления о зональности медно-порфировой системы и позволяют дать оценочные характеристики РУ. Установленные на сегодняшний день запасы Дастакертского РУ в золотом эквиваленте ниже, чем они должны быть исходя из площадных размеров материнских интрузий

этого РУ. Установленные на сегодняшний день запасы Au в Царасарском, Ноемберянском и Ванадзорском рудных узлах меньше, чем должны быть исходя из линии тренда обратно пропорциональной зависимости между количеством этого металла и площадным размером материнских интрузий в этих узлах.

Таким образом, приведенные построения указывают на возможность обнаружения на рассмотренной территории Малого Кавказа новых относительно крупных медно-молибденовых и средних по своим масштабам золотополиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мелокян Р.Л., Моритц Р., Таян Р.Н. и др. Главнейшие медно-порфировые системы Малого Кавказа. / Известия НАН РА. Науки о Земле. 2014. 67. № 1. С. 3-29.

2. Плющев Е.В., Соловьев Н.С., Мотов А.П. и др. Рудные узлы России. СПб: ВСЕГЕИ. 2001. 416 с.

3. Hurtig N.C., Williams-Jones A.E. Porphyry-epithermal Au-Ag-Mo ore formation by vapor-like fluids: New insights from geochemical modeling // Geology. 1. 2015. P. 5-8.

4. Mao J. Pirajno F, Lehmann B. at al Distribution of porphyry deposits in the Eurasian continent and their corresponding tectonic settings // Jurnal of Asian Earth Sciences. 2014, #79. P. 576-584.

5. Sillitoe R.H., 2010, Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists. Inc. Economic Geology. V. 105. Pp. 3-41.

6. Zientek M.L., Hammarstrom J. M, Johnson K.M. at al. Porphyry Copper Assessment of the Tethys Region of Western and Southern Asia. U.S. Geological Survey. Reston. Virginia: 2015. 232 p.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МИЛОГРАДОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Ненахова Е.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, nev_vsu@mail.ru

Милоградовское рудопроявление расположено в пределах южной части Восточно-Сихотэ-Алинской золото-сереброрудной минерагенической зоны, в пределах которой известны и другие золото-серебряные объекты – месторождение Союзное, рудопроявления Алтай, Ближнее, Приморское и др. Рудопроявление приурочено к Маргаритовской полигенной вулканотектонической депрессии, включающей в себя три сопряженные кальдеры – Лимовскую, Бровкинскую и Ново-Петропавловскую.

Милоградовское рудопроявление локализовано в пределах Лимовской кальдеры (размером 3×3,5 км), ограниченной дуговыми разломами. Фундаментом, на котором она была заложена, являются игнимбриты и туфы приморской серии, возраст которых равен 83-85 млн. лет [1]. Выполнена кальдера туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов сияновского и богопольского комплексов, возраст которых по данным U–Pb изотопного датирования равен 69-70 и 59-60 млн. лет соответственно [1]. Для Лимовской кальдеры характерно широкое развитие субвулканических и дайковых внедрений – трахиандезитов, дацитов, кварцевых порфиров. Большинство даек сопровождается кварцевыми жилами с золотосеребряным оруденением. Возраст рудовмещающего комплекса по данным В.Г. Сахно составляет 48-52 млн. лет [2]. Рудные тела представлены как отдельными кварцевыми жилами, так и рудными зонами, состоящими из серии кварцевых жил и прожилков. Достоверно установленная протяженность жил – до 1,5 км при мощности 0,7-3 м с редкими раздувами до 7 м. В настоящее время на Милоградовском. рудопроявлении установлено 13 рудных зон – Южная, Карлик, Сюрприз, Ось, Загадка и др. Кроме того, имеются высокие перспективы обнаружения новых рудных тел.

На данной стадии изучения объекта одним из приоритетных направлений является исследование особенностей золото-серебряной минерализации, практически не изученной к настоящему времени. Важнейшей задачей при этом является выделение стадий рудообразования и установление их температурных параметров.

Основными полезными компонентами руд являются самородное золото различной пробности, электрум, акантит, галогениды серебра – кераргирит и эмболит, а так же самородное серебро. Однако необходимо отметить резкое преобладание сульфидной формы серебра над самородной. Кроме того, в составе рудных жил В.Г. Сахно установлено наличие платины и палладия [3].

Наиболее характерной формой выделения кераргирита являются кубические кристаллы размером 0,05-0,25, часто собранные в группы в виде параллельных или почти параллельных срастаний десятков мелких индивидов. Помимо кристаллов кераргирит также образует почковидные и восковидные массы. Цвет поверхности индивидов весьма разнообразен – от белого и светло-серого с буроватым, реже сиреневатым оттенком, до темно-серого, иногда почти черного. Характерен восковой, жирный блеск. Часто на гранях кристаллов отмечаются следы разъедания в виде мелких кавернозных углублений.

Химический анализ образцов кераргирита с помощью электронного микроскопа Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик С.М.Пилюгин) показал, что содержания основных его компонентов колеблются в следующих пределах: серебра – 64,53 масс. % -75,09%, хлора – 12,62-24,49%. Большая часть анализов также показала значительные содержания брома – 0,6%-6,4%, в единичных случаях даже 14,31% и 18,81%, что позволяет отнести такие индивиды к редкой бромсодержащей разности кераргирита – эмболиту. Помимо брома, практически для всех зерен характерны значительные содержания кадмия – 0,72%-4,79%. Кроме того, характерными примесями являются теллур – 0,68%-1,50% и, реже, йод – 0,6%-0,79%.

Наиболее распространенной формой серебряной минерализации Милоградовского рудопроявления является акантит. Образует выделения неправильной формы, скелетные, редко дендритовидные, заполняет микротрещинки в кварце. Обладает характерным графитово-черным цветом и металлическим блеском. Микрозондовый анализ образцов акантита показал следующие содержания основных компонентов: Ag – 75,19% - 8739 %, S – 12,61%-18,89%. Наиболее типичной примесью является цинк (0,81%-2,92%), обнаруженный в двадцати проанализированных зернах из двадцати семи. В некоторых зернах присутствуют железо (0,28%-0,57%), медь (0,37%-0,5%), свинец (1,06%-1,23%).

При изучении акантита под электронным микроскопом выявлена интересная особенность – значительная часть зерен имеет ядро, сложенное маложелезистым сфалеритом (0,3%-0,5 % Fe), либо содержит мелкие сфалеритовые включения (рис.1). Сфалеритовые ядра часто содержат акантитовые прожилки или просечки. Наличие подобных агрегатов говорит о том, что акантит формировался на заключительных стадиях рудного процесса. Помимо самостоятельных выделений и сростков со сфалеритом, акантит отмечается в виде каемок у пиритовых агрегатов, образуя колломорфные текстуры, выраженные в чередовании тончайших плавно изогнутых полос сульфидов серебра и железа. В подобных каймах характерно увеличение содержаний серебра и, соответственно, уменьшение содержаний железа по направлению к периферии.

Для золота Милоградовского рудопроявления характерно чрезвычайное разнообразие форм. Широко распространены выделения неправильной формы: комковидные, пластинчатые, крючковатые, скелетные, губчатые, скрученно-нитевидные (часто в срастаниях с акантитом). Реже отмечаются дендритовидные и проволоковидные образования, в единичных случаях –

идиоморфные кубические кристаллы (размером 0,05 мм). Часто отмечается зональность, обусловленная наличием зон с различной пробностью золота. Поверхность зерен обычно неровная, изъеденная, с многочисленными углублениями, часто покрытая черными налетами сульфидов серебра. Пробность золота варьирует в широких пределах. Преобладающая пробность отвечает электруму (50%-70% Au). Наряду с таким встречается более высокопробное золото (80%-87% Au) и более низкопробное, содержащее 44%-50% Au.

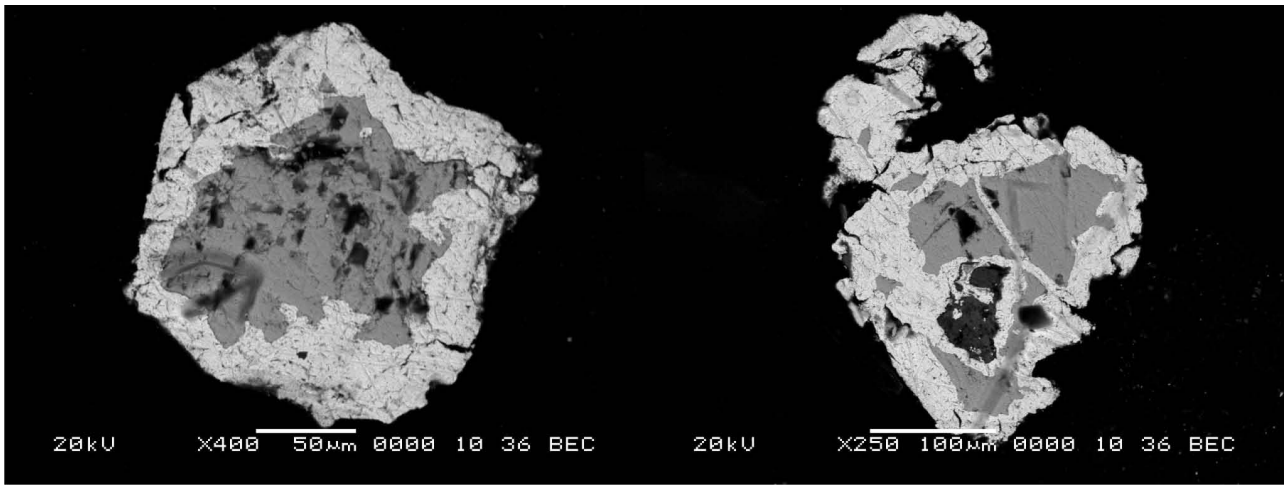


Рис. 1. Зерна акантита (светлое) со сфалеритовыми ядрами (темное).

Для установления температурных параметров образования кварцевых жил с золото-серебряным оруденением была произведена вакуумная декриптометрия двадцати образцов кварца, отобранных из различных частей зон Южная и Карлик. Декриптация выполнялась на приборе ВД-7М (вакуумный декриптометр ВД-7М) с датчиком вакуума ДТП (Южный Федеральный Университет, аналитик Н.С. Прокопов).

Полученные в результате гистограммы декриптации указывают на многостадийность и прерывистость эволюции гидротермального процесса. Наблюдается несколько отчетливых пиков газовыделения с максимумами, приходящимися на температурные интервалы 160°-220° и 300°-380°С (рис. 2). При этом, наибольшая интенсивность приходится на интервал 300°-380°. Кроме того, на некоторых декриптограммах отмечается высокотемпературный эффект газовыделения в интервале 540°-700°, как правило, с не очень значительными пиками, а также низкотемпературный эффект в интервале 20°-80°. Природа эффектов в низкотемпературном интервале, вероятнее всего, связана с декриптацией наиболее поздних вторичных флюидных включений.

Таким образом, вероятнее всего, отражением главных гидротермально-метасоматических процессов, отвечавших за формирование оруденения, являются пики газовыделения, приходящиеся на интервалы 300°-380° и 160°-220°.

Особенности минеральных ассоциаций указывают на, как минимум, четырехстадийный процесс (первая стадия – сульфиды железа, вторая – сульфиды свинца и цинка, третья – сульфиды серебра, четвертая – хлориды и бромиды серебра), в то время как результаты декриптации дают два отчетливых температурных интервала. Вышеперечисленные стадии минералообразования, по-видимому, контролируются сопряженными температурными интервалами, при наложении которых создается двухпиковая, а не четырехпиковая картина декриптации. Не исключено, что в каких-то из стадий происходила смена флюидного режима и, как следствие, изменение минеральных парагенезисов. Ответы на поставленные вопросы предпола-

гается получить при дальнейших исследованиях с использованием прецизионных, в том числе изотопных и хроматографических исследований флюидных фаз.

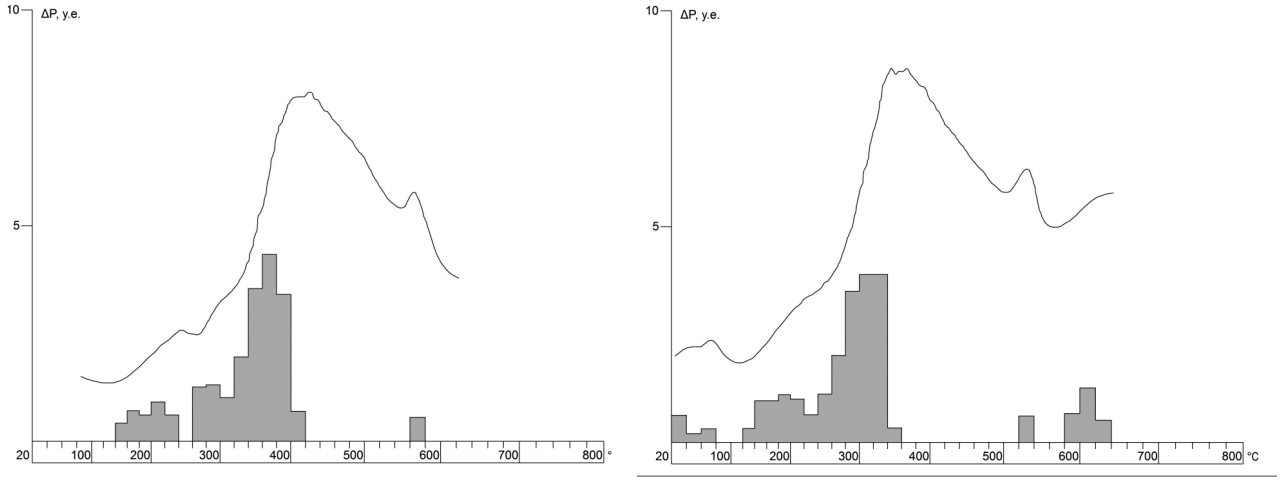


Рис. 2. Типовые гистограммы декриптации образцов кварца из зон Южная и Карлик.

Работа выполнена при финансовой поддержке ЗАО «Приморзолото».

ЛИТЕРАТУРА

1. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
2. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 433. No 2. С. 219-226.
3. Сахно В.Г., Кузнецов А.Ю., Баринов Н.Н. // ДАН. 2014. Т. 454. № 5.С. 570-574.

РОЛЬ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА В РАЗМЕЩЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ

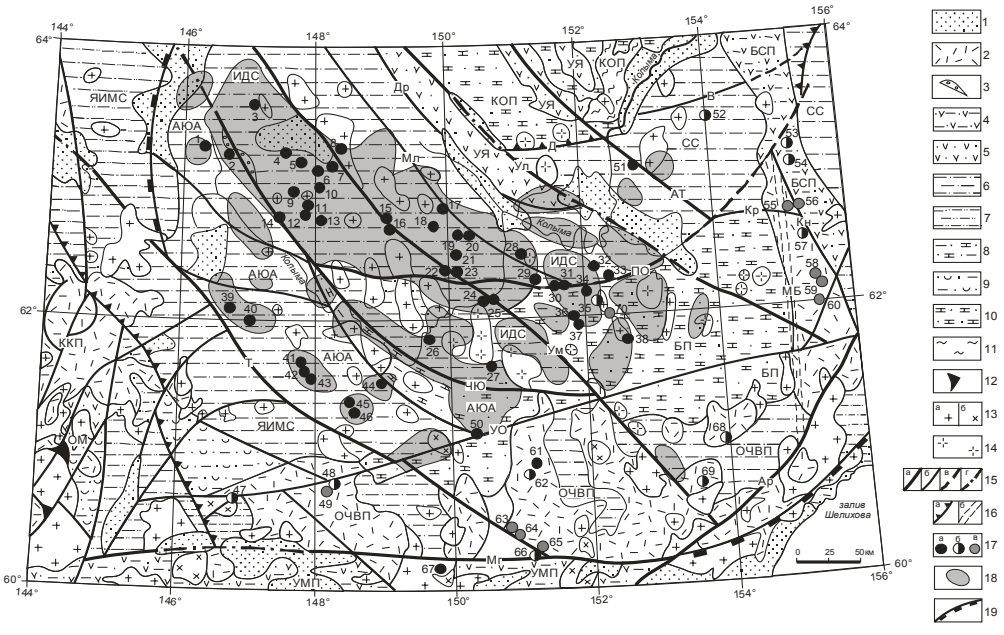
Нигай Е.В.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e -mail: nigayitig@gmail.com

Верхнее Приколымье, расположенное в бассейне верхнего течения р. Колыма и прилегающих к нему с юга территорий, является объектом повышенного внимания в связи с его уникальной золотоносностью и металлогенией. Важнейшую роль в размещении благороднометалльного оруденения этого региона сыграли тектоника и магматизм. Их влияние на особенности размещения месторождений золота и серебра рассмотрено на примере Иньяли-Дебинского и Сугойского синклинориев, Балыгычано-Сугойского окраино-континентального рифта, Малтано-Ольского и других наложенных прогибов ОЧВП, Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского поднятия, входящих в состав Верхнеколымской геоморфоструктуры (рис.).

Рис. Схема тектонического строения Верхнеколымской геоморфоструктуры с данными по благороднометалльному оруденению и золотороссыпным узлам и районам. Составлена по данным [2, 3, 4].

1 – кайнозойские впадины, 2 – позднемеловые вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), Кетандя-Куйдусунского прогиба (ККП), Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП); 3 – раннемеловая континентальная моласса приразломной угленосной впадины; 4 – вулканогенно-терригенные формации: раннемеловой комплекс Балыгычано-Сугойского прогиба и юрско-меловой комплекс Удско-



Мургальского прогиба (УМП); 5 – средне-позднеюрские терригенно-вулканогенные формации Уяндино-Ясачненского (УЯ) пояса; 6 – флишоидно-молассоидные формации триаса и юры: Иньяли-Дебинского (ИДС) и Сугойского (СС) синклинориев, Яно-Индигирского мегасинклинория (ЯИМС), Аян-Юряхского антиклинория (АЮА); 7 – глинисто-кремнистые турбидитовые и флишевые формации триаса и юры Яно-Индигирского мегасинклинория и Охотского массива (ОМ); 8 – пермские терригенно-карбонатные формации АЮА и Балыгычанского поднятия (БП); 9 – ранне-среднепермские углисто-глинистые туфогенные формации ЯИМС и Охотского массива; 10 – ордовик-силур-девонские карбонатно-терригенные формации Колымо-Омулевского поднятия (КОП). 11 – метаморфические комплексы неопротерозоя КОП - кристаллопесчаники, филлитовые и графит-хлоритовые сланцы; 12 – выступы архейских пород Охотского массива (ОМ); 13 – ранне- и позднемеловые гранитоиды кислого (а) и средне-кислого (б) составов. 14 – юрско-меловые гранитоиды; 15 – разломы: а – основные магмоконтролирующие, б – прочие, в – продолжения разломов, г – под рыхлыми отложениями; 16 – надвиги (а), скрытые разломы (б); 17 – месторождения: а – золоторудные, б – золото-серебряные, в – сереброрудные; 18 – золотороссыпные узлы и районы; 19 – западный и юго-восточный фрагменты границ Верхнеколымской геоморфоструктуры.

Разломы: **Т** – Тенькинский, **ЧЮ** – Чай-Юрьинский, **Ум** – Умарский, **Ул** – Улаханский, **ПО** – Правоворотуканский, **АТ** – Арга-Тасский, **Ар** – Арбутлинский, **Мг** – Магаданский; **В** – Ветровской, **Кр** – Кырчанский, **Кн** – Кэнский, **Мл** – Мылгинский, **УО** – Усть-Омчугский; **Д** – надвиг Долинный, **МБ** – Маякско-Булурский.

Золоторудные месторождения: 1 – Верхне-Хакчанское, 2 – Контрандинское, 3 – Ветренное, 4 – Хатакчанское, 5 – Буровое, 6 – Корота, 7 – Мальдяк, 8 – Топкий, 9 – Чирокское, 10 – Дорожное, 11 – Светлое, 12 – Холодное, 13 – Чолбанья, 14 – Чай-Юрюинское, 15 – Кучеканское, 16 – Бурхалинское, 17 – Штурмовское, 18 – Каскадное, 19 – *Гольцовское*, 20 – Туманинское, 21 – Веселое, 22 – Надеждинское, 23 – Рыбное, 24 и 25 – без названия, 26 – Ветренское, 27 – Экспедиционное, 28 – Утинское, 29 – Разведчик, 30 – Хищник, 31 – Каменистое, 32 – Левотохтинское, 33 – Среднеканское, 34 – Крохалиное, 35 – Печальное, 36 – Ларюковское, 37 – Казак, 38 – Затесное, 39 – Токичан, 40 – Дегдеканское, 41 – Наталка, 42 – Омчак, 43 – Павлик, 44 – Школьное, 45 – Игуменовское, 46 – Родионовское, 50 – Вилка, 51 – Чепак (Au, W), 61 – Зеркальное, 67 – Ойринское.

Золото-серебряные месторождения: 47 – Бургагылканское, 48 – Сенон, 52 – Громада, 53 – Арылах, 54 – Лунное, 57 – Дукат, 62 - Агатовское, 66 – Карамкен, 68 – Джульетта, 69 – Нявленга.

Сереброрудные месторождения: 49 – Серебряное, 55 – Мечта, 56 – Тидид, 58 – Тэутэрэнджекское, 59 – Напористое, 60 – *Гольцовое*, 63 – Утесное, 64 – Финиш, 65 – Ущельное, 70 – Ветвистое.

Для Иньяли-Дебинского синклинория характерна высокая насыщенность преимущественно мелкими юрско-меловыми и меловыми золоторудными месторождениями домини-

рующей золото-кварцевой формации (30 месторождений) [4] и неоген-четвертичными россыпями, образующими крупные и средние россыпные узлы (см. рис.).

В Сугойском синклинории золото-серебряное месторождение Громада приурочено к малой интрузии ранне-позднемеловых гранодиоритов [3], а золото-редкометалльное месторождение Чепак размещается в ороговикованных породах, прорванных дайками позднемеловых гранит-порфиров [3].

В Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе, испытавшем две стадии окраинно-континентального рифтообразования и вулканогенно-плутоногенного магматизма (в конце раннего мела и в позднем мелу) сформировались золото-серебряные месторождения Дукат, Арылах, Лунное и серебро-полиметаллические Мечта, Тидид, Гольцовое, Тэутэрэнджекское и Напористое (см. рис.).

Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб Охотско-Чукотского пояса вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, сереброрудное месторождение Ущельное и ряд других объектов. Важную тектоно-магматическую роль в локализации благороднометалльного оруденения этого пояса сыграли и другие меловые вулканоструктуры – Иваньинский, Нявленгинский прогибы, в которых сформировались месторождения золото-серебряной формации Джульетта и Нявленга (табл.).

Таблица. Особенности размещения месторождений золота и серебра в Верхнем Приколымье.

Факторы контроля оруденения	Золоторудные и золото-редкометалльные месторождения	Золото-серебряные и сереброрудные месторождения
1. Тектонические (роль крупных структур)	Иньяли-Дебинский синклинорий, Аян-Юряхский антиклинорий и Балыгычанское поднятие контролируют размещение основной части месторождений золота, а Верхнеколымская геоморфоструктура – основных золоторудно-россыпных районов и узлов	Балыгычано-Сугойский рифт - *Дукат*, *Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта*, *Напористое, Гольцовое*. Малтано-Ольский прогиб – *Карамкен, Агатовское*, *Зеркальное.* Нявленгинский прогиб – *Нявленга.* Иваньинский прогиб – *Джульетта.*
2. Роль разломов	Умарский разлом – *Мальдяк, Топкий, Кучеканское, Бурхалинское, Надеждинское, Рыбное;* Правооротуканский разлом – *Хищник, Каменистое, Ларюковское, Среднеканское.*	Магаданский разлом – *Карамкен*; Кэнский разлом - *Напористое, Мечта, Тидид, Дукат;* Тенькинский разлом – *Утесное, Финиш, Ущельное*
3. Магматические (в т.ч. с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Меловые штоки гранодиоритов и плагиогранитов – *Школьное, Дорожное* и др. Золоторудная дайка диорит-порфиритов – *Среднеканское*. Ороговикованные породы триаса, прорванные меловыми дайками – *Чепак* (Au, W).	Меловые окварцованные андезиты и долериты - *Агатовское*. Позднемеловые лейкограниты на контакте с вулканитами – *Нявленга, Напористое*. Позднемеловые гидротермально измененные трахиты - *Мечта*
4. Литолого-магматические	Алевролиты и аргиллиты перми, прорванные дайками альбитофиров и лампрофиров - *Наталкинское*	Момолтыкичская свита - *Агатовское.* Ольская свита - *Нявленга.* Арылахская толща - *Арылах.*

Крупнейшее в регионе Наталкинское золоторудное месторождение, размещающееся в Тенькинской зоне Аян-Юряхского антиклинория, локализовано в золотоносных пермских углеродисто-терригенных толщах – алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками альбито-

фиров и лампрофиров, а сами рудные тела представлены юрско-меловыми кварцевыми жилами, линзами и прожилками среди прокварцованных пород [1]. Месторождение Школьное (Тенькинская зона) приурочено к позднеюрско-раннемеловому штоку диорит-гранодиоритов [2].

Месторождения Среднеканское (Балыгычанское поднятие) и Штурмовское (Иньяли-Дебинский синклинорий) – крупные золотоносные дайки [2, 3].

Многие рудные месторождения золота и серебра размещаются вблизи *крупных разломов или в зоне их влияния*. К примеру, небольшое золоторудное месторождение Ойринское и крупное золото-серебряное Карамкенское размещаются вблизи Магаданского разлома. Серебро-золоторудные месторождения Напористое, Гольцовое, Мечта, Тидид и Дукат находятся в зоне влияния Кэнского разлома, проходящего посередине южной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба. Небольшие сереброрудные месторождения Утесное, Финиш и Ущельное приурочены к южному окончанию крупного Тенькинского разлома. Золоторудные месторождения Контрандинское и Чай-Юрюинское размещаются вблизи Чай-Юрьинского разлома. К Усть-Омчугскому разлому приурочены небольшие золото-серебряные месторождения Бургагылканское, Сенон и малое золоторудное месторождение Вилка. К Мылгинскому разлому приурочены Штурмовское, Туманинское и Утинское золоторудные месторождения (см. рис.).

В таблице отражены основные особенности размещения золото – и сереброрудных месторождений региона в связи с тектоническими и магматическими факторами контроля благороднометалльного оруденения [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.

2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист P-54, 55 - Оймякон. Объяснительная записка. Отв. ред. **Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова.** СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение.). Лист P-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. Отв. ред. **В.И. Шпикерман.** СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007.

3. Нигай Е.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколымья // Отечественная геология. 2015. № 4. С. 17-27.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АРЦЕВСКОЙ РУДОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН, ПРИМОРЬЕ)

Рогулина Л.И.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: ujgulina@mail.ru

На рубеже XXI века металлогения становится общепризнанной фундаментальной наукой о Земле. В настоящее время в её структуре выделяется ряд разделов: общая, эволюционная, региональная, специальная, прикладная и др. Одной из основных задач, стоящих перед исследователями металлогении, является выявление закономерностей размещения уникальных рудных районов и создание геолого-генетических моделей их формирования [2]. Дальнегорский рудный район является одним из них. Металлогения его характеризуется скарновыми – Ag-Pb-Zn и боросиликатным, и жильными – Sn-Pb-Zn, Ag-Pb-Zn, Au-Ag с полиметаллами, типами оруденения.

Цель исследований состоит: 1) в установлении элементов конвергентности жильных Ag-Pb-Zn и Au-Ag рудных объектов Арцевской рудоносной структуры; 2) в построении

геолого-генетической модели, на основе металлогенических принципов системности и концентрации рудных элементов.

Объектом исследования являются месторождения (Майминовское, Майское) и рудопроявления (Трёхреченское, Сарафанное) Арцевской рудоносной структуры. На рудных объектах детально исследовались геологические условия локализации рудных тел и рудной минерализации, структуры, минералого-геохимические особенности. Майминовское и Трёхреченское Ag-Pb-Zn с Au минерализацией рудные объекты расположены в интрузивно-купольном поднятии центральной части Арцевской рудоносной структуры, а Сарафанное – в северо-восточной. Майское Au-Ag месторождение, залегает на юго-западе структуры в пределах Лидовского интрузивно-купольного поднятия. Топоминералогический анализ Арцевской рудоносной площади проводился по результатам собственных исследований рудных площадей Майминовского, Трёхреченского, Сарафанного и Майского, а также по опубликованным данным Черёмухового и Красногорского месторождений.

Условия локализации рудной минерализации изучались методами детального геологического картирования и геометризации рудовмещающих структур. Вещественный состав руд изучался спектральным, атомно-абсорбционным, пробирным и оптико-минералогическим методами. Микровключения исследовались электронно-микроскопическими приборами: JXM-35C JEOL со спектрометром 35-SDS (ИГиП), JXA–5A, LEO – 1420 с приставкой Rontec (ДВГИ, ИГиП), TESCAN серии VEGA с приставкой INKA (ИЭМ), ZEISS EVO-50XVP с INKA Energy-350 (ДВГИ); MS-46 «Cameca» (ИГЕМ); Camebax SX-50 (МГУ); «Суперпроб-733» (ВИМС); Cam Scan 4D с Link; рентгенофазовым анализом с камерой РКД и ДРОН–3М (ИГЕМ).

Арцевская рудоносная площадь находится в восточной части Дальнегорского рудного района на пересечении двух крупных тектонических структур: субмеридионального Лидовского сдвига и Смысловской СЗ ослабленной зоны [3]. В геологическом строении Арцевской структуры принимают участие K_2 – P вулканиты преимущественно кислого и среднего составов, перекрывающие терригенные породы MZ возраста. Осадочные породы являются составной частью Таухинского террейна – фрагмента неокомовой аккреционной призмы [7], представленной алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. Породы Таухинского террейна выходят на поверхность отдельными «окнами» в районе Лидовского и Майминовского месторождений. На юго-западе и юго-востоке осадочные породы фундамента перекрыты K_2 – P вулканическими породами: плохо стратифицированными покровами спекшихся туфов, игнимбритов риолитов, туффитов кислого состава приморской серии; туффитами, туфами, и покровами андезитов синанчинской свиты. В юго-восточном направлении предполагается ступенчатое погружение осадочного фундамента под Шептунский вулканический массив на глубину от 0,5 до 1,5 км. На площади Арцевской рудоносной структуры разведано 3 месторождения – Sn-Pb-Zn Черёмуховое (Синанчинское), Ag-Pb-Zn Майминовское и Красногорское, кроме того, выявлено около 20 рудопроявлений. Степень изученности этих рудопроявлений различна. Наиболее изученной является центральная часть рудоносной площади.

Установлено, что структура рудного поля каждого из изученных объектов отражает пространственно-тектоническое положение, характерное для зоны растяжения, проявленной серией разрывов и дайковыми поясами по типу пулл-апарт бассейна. Считается, что эти локальные зоны растяжения возникли в связи с трансформными разломами Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы [1]. Рудовмещающими структурами чаще являются северо-западные трещины, но рудная минерализация проявлена также в субмеридианальных, северо-восточных и субширотных нарушениях. Рудные тела на исследуемых объектах представлены тремя морфологическими типами: кварцевыми жилами, метасоматическими зонами дробления и штокверками с рудной минерализацией.

Установлено, что рудный процесс на Ag-Pb-Zn Майминовском и Трёхреченском рудных объектах завершается отложением сульфоантимонитов серебра, которые развиваются за фрейбергитом, затем выделяются акантит и самородные Au-Ag соединения (рис. а, б) [5, 6].

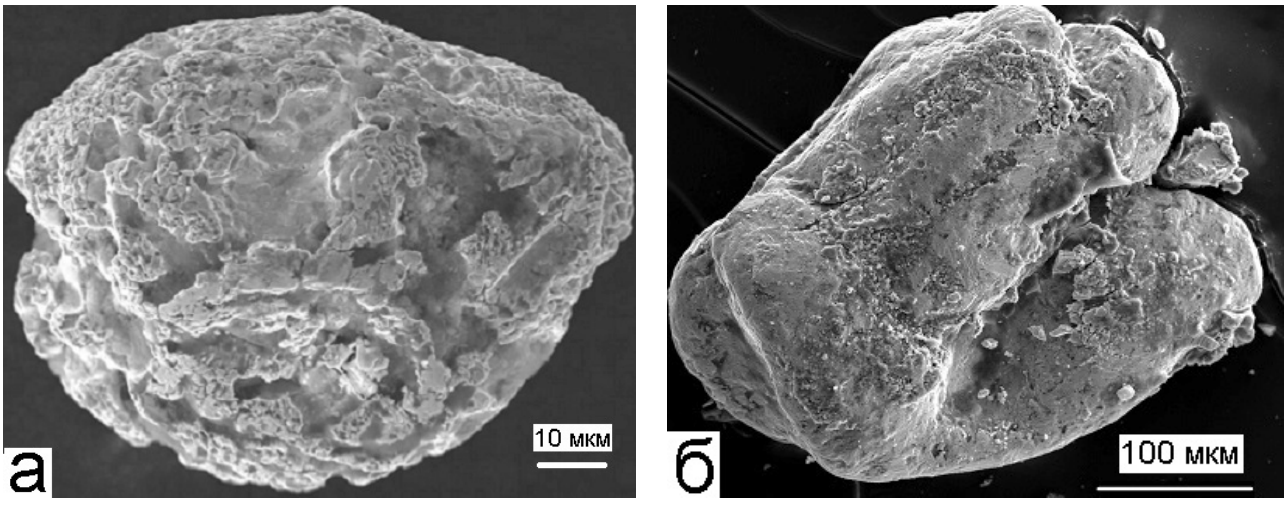


Рис. Морфология самородного золота: а) Майминовское месторождение, рудное тело 11 А, штольня, горизонт +500 м; б) Трёхреченское рудопроявление, зона Заманчивая, канава, горизонт +725 м.

Основное рудное тело Au-Ag месторождения Майского локализовано также в СЗ зоне разлома, структурно повторяющего контакт вулканитов с осадочными породами. Анализ структурных элементов рудного тела (построение геологического разреза в изолонгах) показал, что наиболее обогащённые участки приурочены к субмеридианальным изгибам жилы с азимутом простирания 25-30^0 СЗ [4]. Преобладает тонкозернистое низкопробное Au: кюстелит, электрум в тесном срастании с пираргиритом, аргентитом, кераргиритом, кварцем, полевыми шпатами.

Конвергентность жильного оруденения Майминовского, Трёхреченского, Сарафанного проявлена в единстве структурной позиции, морфологическом типе рудных тел, временной последовательности минеральных ассоциаций и развитии поздней серебро-сульфосольной минеральной ассоциации с Au на первых двух. Красногорское месторождение сопоставимо с изученными объектами по всем перечисленным параметрам. Отличие его заключается в отсутствии минералов Au (возможно, ещё не выявленных), наличии высокотемпературной Bi минерализации и кварц-гранатового парагенезиса. Минеральные ассоциации, выделенные на Красногорском месторождении М.Г. Добровольской и др. (1993), В.В. Раткиным и др. (1990, 2015) являются одним из косвенных признаков совмещения рудных тел разных ярусов рудно-магматической колонны, когда Sn-Ag-Zn оруденение порфирового типа соседствует с Ag-Pb-Zn жильным. Структурно-геологическое положение и минеральный состав Черёмухового месторождения по Е.А. Радкевич (1962) близки к Красногорскому. И если в первом Sn-Pb-Zn рудные тела залегают в контактах даек базитов, то на Красногорском Ag-Pb-Zn северо-западные рудные зоны секут субмеридианальные дайки диоритов и гранитов, а Sn-Zn минерализация приурочена к жерлу палеовулкана.

Топоминералогический анализ показал, что в пределах Арцевской структуры чётко прослеживается иерархический ряд от сложнокомплексных Sn-Ag-Pb-Zn к простым Au-Ag рудам. Рудные тела сходны по морфологии, минералогическому составу, минеральным ассоциациям и последовательности их выделения, но отличаются количественным соотношением минеральных ассоциаций, уровнем эрозионного среза и вмещающей средой.

Таким образом, наличие на площади большого числа рудопроявлений с совмещёнными минеральными ассоциациями в эшелонированных рудных телах, топоминералогический анализ различных рудно-геохимических типов, сопоставление возраста оруденения жильных и порфировых гидротермальных объектов и условий локализации рудной минерализации позволили предположить модель многоярусного строения рудно-магматической системы Арцевской рудоносной площади. Предполагается, что эпитермальное Au-Ag месторождение в вулканитах с глубиной может переходить в мезотермальное полиметаллическое, на что указывает наложенная Au-Ag минерализация выявленная в более разведанных объектах Майминовском и Трёхреченском.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука под ред. член-корр. А.И. Ханчука. 2006. Кн. 2 408 с.

2. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования М: ИГЕМ РАН под. ред. акад. Д.В. Рундквиста. 2004. 430 с.

3. Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. 172 с.

4. Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Радомский С.М., Катрук А.А. Минералого-геохимические особенности и структурный контроль благороднометаллной минерализации руд месторождения Майского (Приморье). // Сборник трудов научной конференции, посвящённый 100-летию со дня рождения профессора Ф.И. Вольфсона (1907-1989). Москва. 21-22 ноября 2007. М: ИГЕМ. 2007. С. 177-180.

5. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометальная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки Российского минералогического общества. Москва. 2010. Ч. 138. Вып. 5. С. 29-40.

6. Рогулина Л.И., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н., Теребило В.И. Минералогические особенности рудопроявления Трёхреченского – нового объекта Арцевской рудоносной структуры в Приморье // Разведка и охрана недр. 2013. № 6. С. 8-15.

7. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Сидоров Е.Г.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: mineral@kscnet.ru

Металлы платиновой группы имеют исключительно важное экономическое и стратегическое значение во всех развитых странах, их потребление стремительно растет и расширяются сферы использования. Благодаря открытию богатых россыпей, Корякско-Камчатский регион в конце прошлого века приобрел статус новой платиноносной провинции мирового масштаба. По объему добычи платины из россыпей регион занимал некоторое время лидирующую позицию в России, однако, за прошедшие годы производство платины значительно сократилось. Ресурсы россыпных месторождений ограничены и встает вопрос о новых источниках получения этих металлов.

В пределах Корякско-Камчатского региона известны три типа платиноносных комплексов, относящихся к различным магматическим формациям: дунит-гарцбургитовой (альпинотипных гипербазитов), дунит-клинопироксенит-габбровой (зональных массивов урало-аляскинского типа) и норит-кортландитовой (расслоенные).

Массивы дунит-гарцбургитовой формации, слагающие основания крупных надвиговых чешуй и останцы тектонических покровов, сгруппированы в протяженные пояса: Северо-Западный, Хатырский, Восточно-Камчатский и Восточных полуостровов.

Для массивов дунит-гарцбургитовой формации, независимо от их положения и возраста, установлено, что минералы платиновой группы (МПГ) представлены акцессорными минералами системы Os-Ir-Ru, при подчиненном значении Fe-Pt сплавов и других минеральных видов. К ним приурочены только комплексные (с золотом) россыпные проявления и шлиховые ореолы, максимальное содержание МПГ в которых не превышают первых г/м^3, а суммарные прогнозные ресурсы для всех россыпей региона, связанных с дунит-гарцбургитовой формацией, не превышают первых сотен кг. МПГ могут представлять интерес в качестве попутных компонентов при отработке этих россыпей на золото.

В массивах дунит-гарцбургитовой формации Восточно-Камчатского пояса известно около 20 рудопроявлений своеобразных Au-Zn-Cu сульфидных руд. Для каждого из рудопроявлений характерны свои ассоциации минералов, при этом сохраняется общая медная специализация (содержание Cu до 17 масс. %). Кроме меди, руды содержат цинк, золото, серебро и элементы платиновой группы (ЭПГ) (Zn до 5,2 масс. %, Au до 4 (г/т) и Ag до 37, Pt 0,5 и Pd 1,5) [4]. Их платиноносность была определена незначительным объемом аналитических исследований, но даже эти результаты свидетельствуют о том, что они могут представлять потенциально источник получения металлов платиновой группы.

Зональные массивы габбро-клинопироксенит-дунитовой формации в пределах Корякско-Камчатского региона образуют узкий прерывистый пояс, который протягивается в северо-восточном направлении от истоков р. Озерная Камчатка до бухты Наталии на 1400 км при ширине 30-50 км. Пояс разбивается на группы платиноносных массивов: Ватынско-Вывенскую, Северо-Камчатскую и Центрально-Камчатскую. С массивами данной формации связаны россыпные и коренные месторождения платины. Разработка россыпных месторождений, приуроченных к Гальмоэнанскому массиву, началась в 1992 году и продолжается до сих пор. За этот период добыто более 60 т платины, однако в настоящее время объемы ее добычи значительно понизились. К ряду массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации приурочены россыпные проявления платины, которые можно рассматривать как перспективные объекты для открытия новых россыпных месторождений в пределах Корякско-Камчатского региона.

В пределах Гальмоэнанского массива коренная платиновая минерализация приурочена как к выделениям хромитов, так и к дунитам. В пределах южной части массива установлено несколько рудных зон, где содержание платины достигает десятков и сотен г/т. Для выделенных рудных зон проведен комплекс минералого-технологических исследований руд, которые подтверждают возможность извлечения платины из коренных пород и хромитов. В настоящее время научно обосновано и экспериментально подтверждено наличие в пределах дунитового ядра Гальмоэнанского массива масштабного платинометального оруденения, которое может представлять интерес для промышленного освоения [2, 4].

Результаты работ позволяют прогнозировать рудопроявления в других массивах габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, где также установлены повышенные содержания Pt в дунитах и хромитах.

Потенциальным источником металлов платиновой группы являются установленные сульфидные рудопроявления, приуроченные к интрузиям габбро-клинопироксенит-дунитовой формации. Сульфидные руды содержат высокие концентрации металлов: Cu -13 %, Au – 22.8 г/т, Ag – 43.6 г/т, Pd – 2.2 г/т, Mo – 0.12 %, Re – 3.28 г/т, Se - 97 г/т. Руды имеют переменный минеральный состав с различным содержанием сульфидов, преобладающими из которых являются халькопирит и борнит. В подчиненном количестве установлены галенит,

ковеллин, халькозин, молибденит, а также темагамит (Pd_3HgTe_3), мертеит ($Pd_8Sb_{3)}$, меренскиит ($PdTe_2$), золото, минералы Ag, сфалерит и барит [3]. Подобные рудопроявления отмечены и в других массивах Камчатского платиноносного пояса. Учитывая широкое распространение данного типа оруденения в зональных массивах региона, можно также отнести его к новым потенциальным источникам получения металлов платиновой группы.

Расслоенные интрузии, вмещающие сульфидные медно-никелевые руды с ЭПГ, приурочены к Срединно-Камчатскому кристаллическому массиву, относятся к норит-кортландитовой формации, которая представлена крупными выходами интрузивных тел - с площадью выходов до 30 км^2, силлами, штоками и дайками. Они имеют сходное геологическое строение и единый ряд слагающих их пород: амфиболовые перидотиты (кортландиты), ортопироксениты, оливиновые нориты, нориты, габбронориты, габбро, габбродиориты при значительном преобладании габброидов. Платиноносность интрузивных пород норит-кортландитовой формации была установлена в процессе геологоразведочных работ в конце прошлого столетия. По данным Е.К. Игнатьева (1992) максимальные содержания ЭПГ (13,2 г/т – Pt; 6,12 г/т – Pd; 0,04 г/т – Rh) определены в сульфидных рудах коры выветривания месторождения Шануч. Для месторождения Квинум-1, расположенного в пределах Квинумского рудного поля, суммарная концентрация платиноидов составляет 4,5 г/т, Au – 1,1 и Ag – 3,0 г/т. В рудах других месторождений максимальное суммарное содержания Pt и Pd составляют (в г/т): Северного – 3,79; Медвежьего – 6,70; Правокихчинского – 4,70; Тундрового – 9,24. Сперрилит является доминирующим минералом среди всех установленных минералов платиновой группы, гораздо реже отмечаются садберит, майчнерит, изоферроплатина, котульскит [1, 4, 5]. Медно-никелевые руды могут стать источником получения металлов платиновой группы.

Установленные повышенные содержания ЭПГ и находки минералов платиновой группы в рудах медно-порфировых месторождений в различных регионах мира позволяют рассматривать их как потенциальные источники получения металлов платиновой группы [6].

В общем объеме ресурсов меди и золота Корякско-Камчатского региона значительный объем занимают месторождения медно-прорфирового типа (Кирганик, Лазурное, Малахитовое, Кумроч, Тымлат и др.). По существующей оценке [1], для выявления месторождений меди на Камчатском полуострове наиболее перспективной является Шаромско-Кирганикская меднорудная зона, расположенная в центральной части Срединного хребта. В ее пределах известен ряд золотомедных рудопроявлений и месторождение Кирганик. Месторождение и выявленные здесь золотомедные рудопроявления однотипны и приурочены к полям развития калиевых ортоклазовых метасоматитов и гипабиссальных интрузий шонкинитов. На месторождении Кирганик золотомедное оруденение приурочено к биотит-клинопироксен-калишпатовым и биотит-калишпатовым метасоматитам. Сульфидные руды представлены гнездовыми, прожилковыми и прожилково-вкрапленными типами. По содержанию меди, выделяются: богатые (Cu > 1.0%), рядовые (Cu от 0.4 до 1.0%) и бедные (Cu от 0.1 до 0.4%) типы. Основными минералами являются борнит, халькопирит и халькозин; менее распространены ковеллин, магнетит, пирит, куприт, золото, самородные теллур и медь, гессит, аргентит, колорадоит, клаусталит, тиемманит, киноварь и минералы платиновой группы. Проведенное Игнатьевым Е. К. (1999) ревизионное опробование рудных тел показало, что из попутных полезных компонентов, имеющих практическую значимость, помимо золота, присутствуют палладий и платина. Повышенные содержания золота и палладия чаще всего приурочены к гнездовым халькопирит-борнитовым рудам (Cu > 1.0 масс. %), в которых установлено от 0.10 до 9.33 г/т золота и от 0.07 до 2.03 г/т палладия.

Минералы платиновой группы установлены в халькопирит-борнитовых и халькопирит-борнит-халькозиновых рудах и представлены меренскитом, котульскитом, кейтконитом и тема-

гамитом. Теллурид палладия – меренскит ($PdTe_2$), является наиболее распространенным минералом. Он встречается в виде отдельных крупных (до 100 мкм и более) округлых или угловатых зерен в халькопирит-борнит-халькозиновых рудах, на границе зерен рудных и силикатных минералов в виде включений в халькопирите, борните и ковеллине в ассоциации вместе с колорадоитом, гесситом, клаусталитом, аргентитом и золотом. Теллуриды палладия часто встречаются в виде мелких включений (1-15 мкм), наряду с селенидами и теллуридами свинца, ртути, серебра, золота, в минералах меди (борните, халькозине, халькопирите или куприте). Присутствие минералов платиновой группы в рудах месторождения Кирганик можно считать одним из важных типоморфных признаков для медно-порфировых месторождений, приуроченных к щелочным магматическим системам, с которыми тесно связаны проявления калиевых ортоклазовых метасоматитов.

Таким образом, в пределах Корякско-Камчатского региона можно выделить следующие источники получения металлов платиновой группы, в том числе потенциальные и новые:

– сульфидные Au-Zn-Cu рудопроявления в массивах дунит-гарцбургитовой формации;
– новые россыпи, приуроченные к зональным интрузиям;
– платиноносные дуниты и хромиты зональных интрузий;
– сульфидные золото-медно-палладиевые руды, приуроченные к зональным интрузиям;
– медно-никелевые руды месторождений в массивах норит-кортландитовой формации;
– руды медно-порфировых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №15-I-2-095).

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение), Серия Корякско-Курильская, Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Ред. Б.А. Марковский. СПб: Изд-во СПб картографич. фабрика ВСЕГЕИ. 2006. 376 с.

2. Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М.: УРАН ИПКОН РАН. 2009. 148 с.

3. Разумный А.В., Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И. Медно-золото-палладиевая минерализация в концентрически-зональных массивах Корякского нагорья // Вестник Краунц.Серия: Науки о Земле. 2004. № 2. С. 70-79.

4. Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д. Особенности минералов платиновой группы базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Платина России. Сборник научных трудов. Т.VII. Красноярск. 2011. С. 200-216.

5. Чубаров В.М., Игнатьев Е.К., Москалева С.В. и др. Зональность платиноидной минерализации в медно-никелевом рудопроявлении Квинум-1 (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН. 2005. Т. 493, № 2. С. 231-236.

6. Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. С. 66-75

7. Economou-Eliopoulos M. Platinum group element potential of porphyry deposits. In Exploration for Platinum-group Element Deposits (J.E. Mungall, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course 35: 2005. P. 203-246.

УСЛОВИЯ ПЕРЕНОСА PGE_И NI_ВОССТАНОВЛЕННЫМ УГЛЕРОДНЫМ ФЛЮИДОМ В ЗОНАХ АККРЕЦИИ И СУБДУКЦИИ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Симакин А.Г.[1,2], Салова Т.П.[1], Девятова В.Н.[1]

[1]Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,
e-mail: simakin@iem.ac.ru, salova@iem.ac.ru[2]
Институт Физики Земли РАН, г. Москва

Плавное течение субдукции океанической плиты под континент нарушается при аккреции крупных островных дуг. При численном моделировании процесса аккреции обычно получается «срезание» легкого островного вещества, как и обычного слоя осадков. Геофизические данные о протекающей в настоящее время коллизии Лузонской островной дуги с Тайванем указывают на то, что в реальности этот процесс сложнее, и зона контакта разбивается системой глубинных разломов. Нами проведено численное моделирование процесса возобновления субдукции после «швартовки» острова к краю континента [1]. Особенностью нашего моделирования является выбор реологии, позволяющей численно реализовать псевдо-разрывные нарушения в виде узких линейных зон локализации сдвиговых напряжений. Граничные кинематические условия в виде заданной скорости движения океанической плиты порядка 8 см/год приводят при определенных реологических параметрах к разрушению зоны контакта и затаскиванию больших блоков острова под мантийный клин (рис.1). Большие массы легких и маловязких осадочных пород (таких как кварциты и карбонаты) гравитационно неустойчивы и в какой-то момент всплывают, достигая PT параметров реакций декарбонатизации на некоторой глубине (порядка 100 км, точное значение зависит от многих параметров).

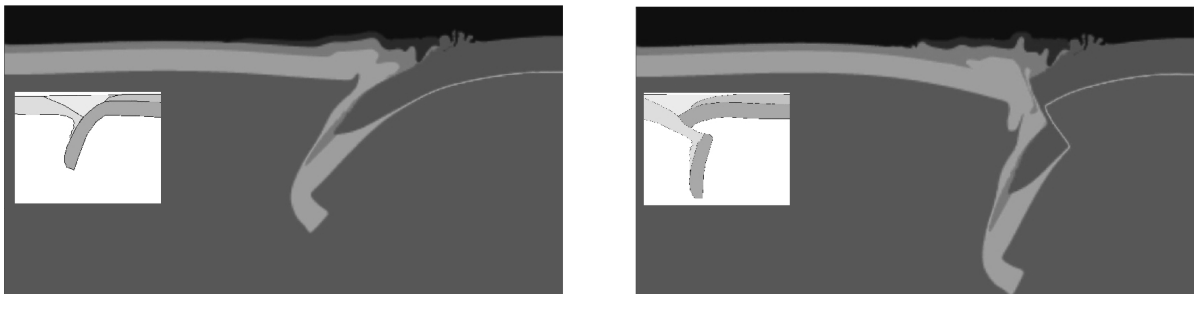


Рис. 1. Облом края острова по данным нашего моделирования и (на вставках) по результатам аналогового эксперимента [2].

Рассмотрение с точки зрения нашей модели аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатке 5-10 млн. лет назад приводит к важным выводам. Кроноцкая палеодуга сформировалась в позднемеловое и палеоцен-эоценовое время [3]. Среди пород палеодуги, обнажающихся на полуострове Камчатский, выделяются переслаивания карбонатных и кремнистых осадочных пород с углем. Эти породы, видимо, контаминировали мантийный клин под Срединным хребтом, а затем течением в мантийном клине контаминированные породы переместились под ЦКД.

Следствием локальной карбонизации мантийного клина являются проявления калиевого магматизма и никелевого оруденения. Находки платиноидов в аэрозолях извержения вулкана Толбачик 2012-2013 гг описаны в [4] (рис. 2). Известны многочисленные наблюдения нарушений положительной корреляции содержаний магния и никеля в оливинах Толбачика (извер-

жение 1941 гг.) и Шивелуча (базальтовые центры на западном склоне вулкана) – обнаружены каймы с высоким содержанием никеля и относительно низким (Fo_{72-75}) магния. Эти и другие факты свидетельствуют о существовании глубинных резервуаров восстановленного флюида состава $CO\text{-}CO_2$.

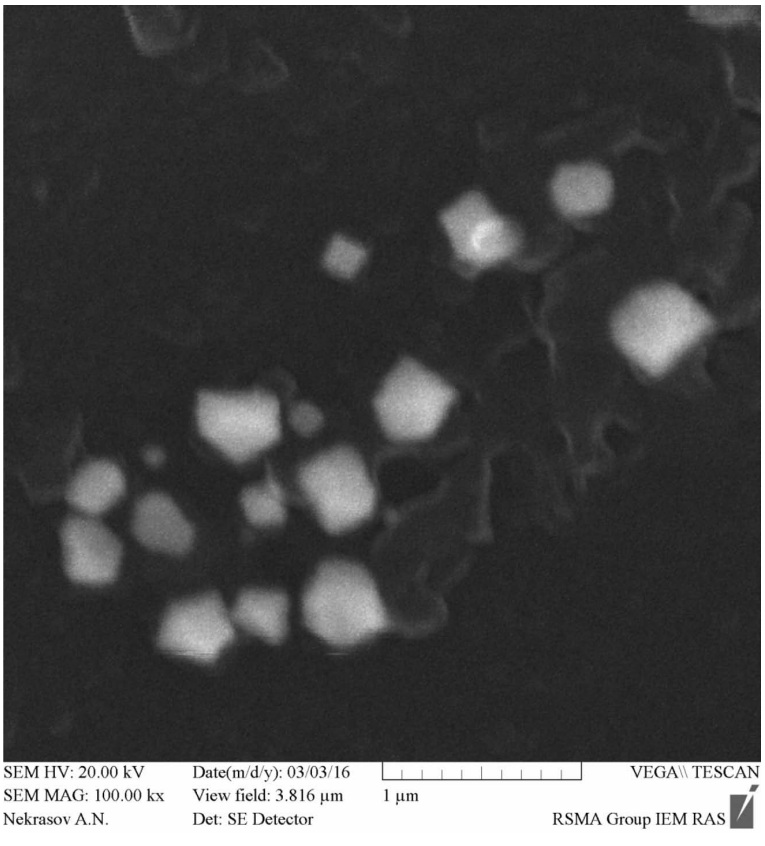


Рис. 2. Микро-частицы платины, отложенные из газовой фазы на стенках пузыря в альбитовом стекле-ловушке.

Перенос и концентрация калия, платиноидов, никеля и других элементов мы связываем с особыми свойствами восстановленного сухого углеродистого флюида [5]. Помимо теоретических аргументов, в последнее время появились экспериментальные данные, подтверждающие нашу модель. Мы провели серию экспериментов с сидеритом $FeCO_3$ ($(Fe,Mg)CO_3$) в качестве источника флюида состава CO_2-CO. Установлено, что этот флюид при T> 700-800C при P = 2 Кбар реагирует с платиной с образованием летучего карбонила. При более высокой T (до 1000C) карбонил разлагается и осаждается в альбитовой ловушке [6]. Установлено, что восстановленный углекислый флюид активно переносит марганец, кремнезем, редкие земли, фосфор. Устойчивость карбонила никеля рассчитана нами термодинамически и подтверждена геологическими данными [7]. С ростом давления температура термического разложения $Ni(CO)_4$ достигает магматических температур. При среднекоровых давлениях карбонил никеля разлагается на контакте с магмой, что, по нашему мнению, и является источником включений никеля в аэрозолях извержения вулкана Толбачик [4]. Впрыскивание углеродсодержащего флюида в магму на больших глубинах способно вызвать образование алмазов из газовой фазы.

Благодарности. Неоценимый приборно-аналитический вклад в результаты работы внесли Ринат Габитов (MSU, США), Сергей Исаенко (Институт Геологии, Сыктывкар), Сергей Симакин (ФТИ, Ярославль), Алексей Некрасов (ИЭМ, Черноголовка).

ЛИТЕРАТУРА

1 Simakin, A.G. Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event. Terra Nova. 2014. 26 (1), 22-28.
2 Boutelier, D. and Chemenda, A. 2011. Physical modeling of arc–continent collision: a review of 2D, 3D, purely mechanical and thermo-mechanical experimental models. In: Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences (D. Brown and P.D. Ryan, eds). Pp. 445-473. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
3 Соловьев А.В. (2008) Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института РАН. 577. 319.
4 Simakin A., Salova T., Devyatova V. and Zelensky M. (2015) Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 307. 210-221.
5 Симакин А.Г. (2014) Особенности состава флюида в сухой системе C–O–S при P-T параметрах нижней коры по данным термодинамического моделирования. Петрология, 22 (1), 1-9.
6 Simakin A.G., Salova T.P., Gabitov R.I., Isaenko S.I. Dry CO2-CO fluid as an important potential Deep Earth solvent. Geofluids. 2016 (in review).
7 Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П., Зеленский М.Е. О роли флюида с преобладанием CO_2 в магмогенезе и магматическом рудогенезе. ДАН. 2016 (в печати).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МИЛОГРАДОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Фелофьянов Д.С.[1], Ненахова Е.В.[2]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: feldmitry@gmail.com
[2]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: nev_vsu@mail.ru

Рудопроявление Милоградовское располагается в Ольгинском районе Приморского края, в бассейне р. Милоградовка (на левом ее берегу). Кроме рудопроявления Милоградовское в данном районе известны такие объекты как месторождение Союзное, рудопроявления Приморское, Васильковское, Алтай, Ближнее, Срединное, Вершинное, а также ряд отдельных пунктов золотой и серебряной минерализации.

Все указанные выше объекты структурно приурочены к Милоградовско-Маргаритовской вулканотектонической депрессии, сложенной вулканогенными отложениями арамазовской, сияновской и богопольской свит верхнемелового-нижнепалеогенового, пронизанными в пределах изучаемого участка дайками среднего и кислого состава, а также штоками гранит-порфиров. Сама депрессия состоит из трех кальдер: Лимовской, Ново-Петропавловской и Бровкинской. Милоградовское рудопроявление локализуется исключительно в пределах Лимовской кальдеры. Снизу-вверх в ее строении выделяются туфы арамазовской свиты Приморской серии, являющиеся по сути фундаментом для отложений вышезалегающих сияновского и богопольского комплексов, сложенных туфами кислого состава, преимущественно, риолитового, риодацитового и дацитового. Возраст пород арамазовской свиты составляет около 83-85 млн. лет, возраст сияновского комплекса – 69-70 млн. лет, а возраст богопольского комплекса – 57-60 млн. лет. Возраста получены с помощью изотопного U-Pb датирования [1].

Для территории Милоградовского рудопроявления и для Лимовской кальдеры в целом характерны многочисленные проявления интрузивного магматизма. Наибольшее распространение имеют штоки гранит-порфиров, а также дайки пород, по составу более всего напоминающих дациты. Кроме того, встречаются дайковые тела кварцевых порфиров. Рудная минерализация приурочена к зонам развития интенсивного кварцевого прожилкования. Всего на рудопроявлении выделяется по меньшей мере 13 таких зон. По данным В.Г. Сахно возраст рудовмещающего комплекса составляет 48-52 млн. лет [2].

На данный момент наиболее изученными и представляющими интерес являются зоны Карлик и Южная в долине р. Чаус, пересекающие ее под углами 35-80 градусов. Наиболее представительные обнажения, как естественные, так и вскрытые канавами, расположены в центральной части участка. Однако, в западной части канавами была вскрыта зона прожилкования, полностью соответствующая по особенностям залегания и составу зоне Южной.

Зоны Карлик и Южная проходят параллельно друг другу на среднем расстоянии ~150м. Азимут простирания – северо-восток 55°. Вмещающими породами для кварцевых жил являются псефитовые и псаммитовые туфы сияновского и богопольского комплексов. Туфы интенсивно пропилитизированы: почти повсеместно наблюдается их замещение эпидотом и хлоритом, за счет которых породы приобретают зеленоватый оттенок.

Обе описываемые зоны кварцевого прожилкования существенно различаются по своему строению как в плане, так и по вертикали.

Зона Карлик в плане представляет собой сложную систему кварцевых прожилков общего простирания. Пространственно зона связана с дайкой пород дацитового состава, имеющей простирание северо-восток 55-60°. В зоне Карлик можно выделить основную северо-западную часть и второстепенную юго-восточную. Между собой данные части различаются не только мощностью кварцевых жил и прожилков, но и их составом. Основная – характеризуется более мощными жилами от 1 до 4,7м, сложенными массивным и пузырчатым кварцем в соотношении ~1:1, слабоомарганцованными, с незначительным содержанием полевого шпата. В то же время во второстепенной части со смещением к юго-востоку массивный кварц полностью вытесняется пузырчатым, степень омарганцевания значительно возрастает, а в составе жил и прожилков начинает возрастать содержание розового микроклина (до 30 об. %). Максимальная мощность кварцевых жил в юго-восточной части зоны Карлик в единичных случаях достигает 1 м, в основном же эта часть представлена прожилками до 10-30 см. В строении зоны Карлик по вертикали отмечаются некоторые закономерности, наиболее примечательной из которых является прямая зависимость между мощностью жил и гипсометрическим уровнем. Максимальной мощности кварцевые жилы достигают на а.о. 185-190 м, далее вниз по склону, вплоть до а.о. 125м, зона достоверно фиксируется лишь по маломощным, до 15-20 см, кварцевым прожилкам. Кроме того, по вертикали изменяется и состав кварцевых жил и прожилков: сверху вниз содержание массивного кварца значительно снижается, уступая место омарганцованному пузырчатому кварцу, в целом, характерному тому, что слагает юго-восточную прожилковую часть зоны Карлик. По вертикали отмечается также различная степень разрушенности основной части зоны Карлик: в верхней части – жилы слаботрещиноватые, открытые трещины почти отсутствуют. В то же время к а.о. 125м. степень трещиноватости возрастает до интенсивной, что в сочетании с преобладанием менее устойчивого к физическому воздействию пузырчатого кварца приводит к значительному разрушению жилы до щебнисто-глыбового состояния с сохранением изначальной формы геологического тела. Особый интерес представляет наличие золота в псефитовых туфах на а.о. 185-190 м в непосредственной близости от контактов с покровными пепловыми туфами милоградовской толщи.

Зона Южная существенно отличается от зоны Карлик и располагается ~ в 150 м к юго-востоку. Данная зона в плане представляет собой выдержанную по простиранию кварцевую жилу небольшой мощности с редкими «раздувами», представляющими собой участки разделения основной жилы на маломощные кварцевые прожилки. Главным отличительным признаком зоны Южной является ее состав, в котором значительную роль играет адуляр. Так же, как и зона Карлик, зона Южная по вертикали имеет неоднородное строение: небольшая мощность в верхней и нижней частях (прожилки до 30-40 см) и более высокая – в средней части – 1-8 метров. Нижнюю часть можно условно выделить на уровне до 115 м, среднюю – на

115-145 м, в верхнюю – более 145 м. Нижняя и средняя части имеют сходный минеральный состав и различаются только по мощности. В данных частях зона сложена кварцевыми жилами и прожилками с преобладанием пузырчатого кварца и примесью розового микроклина, образующего как собственные скопления в виде «стенок» на контактах кварцевых прожилков с вмещающими туфами, так и, по-видимому, тонкораспыленного в кварце в приконтактовой зоне. Интенсивно проявлены омарганцевание и трещиноватость. В сочетании эти два параметра привели к образованию скоплений глиноподобных темно-бурых вязких масс минералов марганца в открытых трещинах, а в зонах дробления данные массы могут являться матриксом для обломков кварцевой жилы. Верхняя часть зоны Южной кардинально отличается от нижней и средней: здесь значительную роль играет полупрозрачный адуляр, составляющий до 50% объема жилы, и, вероятно, приходящий на смену микроклину из нижележащих частей. Степень омарганцевания понижается, а трещиноватость становится очень слабой. В верхней части жила разделяется на несколько менее мощных прожилков до 30-40 см, за счет чего мощность самой зоны прожилкования может возрастать до 3 м.

Особую роль на участке играют пепловые туфы милоградовской толщи, залегающие на образованиях сияновского и богопольского комплексов. В связи с отсутствием данных по возрасту кварцевых жил нельзя однозначно утверждать, являются ли данные туфы дорудными, т.к. не было выявлено ни одного случая прорывания пород милоградовской толщи кварцевыми жилами. Однако, в одной из канав, подсекающих зону Южная на а.о. 155-160 м, в данных туфах встречена зона маломощного кварцевого прожилкования, шириной около 22 м. Данные пепловые туфы перекрывают зоны Карлик и Южная своеобразной покрышкой протяженностью по простиранию этих зон от 0,6 до 1 км. Зона Южная достоверно фиксируется на протяжении более чем 1,8 км, причем участок протяженностью ~1 км перекрыт отложениями милоградовской толщи. Предполагается, что данные отложения играли роль экрана, законсервировавшего гидротермы и обеспечившего концентрацию в своей подошве кварца, обогащенного рудными минералами. Данное предположение не противоречит наблюдениям, по которым содержание рудных минералов значительно возрастает по вертикали снизу вверх, что применимо как к зоне Южной, так и к зоне Карлик.

Стоит отметить, что туфы милоградовской толщи распространены на территории участка неравномерно. Большая их часть сконцентрирована на юго-востоке-востоке участка. В центральной и западной части пепловые туфы не выходят на водоразделы и встречаются лишь на склонах, максимально доходя до их верхней части. В то же время, юго-восточная часть является наиболее низкой.

По результатам полевых наблюдений можно предположить, что отложения милоградовской толщи сформировались в результате ингрессии в раннеэоценовое время, обусловленной активизацией вулканизма. Юго-восточная часть участка оказалась погружена сильнее и мощность отложений милоградовской толщи там, по-видимому, была заметно выше, чем в центральной и северо-западной частях. Это предположение можно объяснить тем, что значительную роль в уменьшении площади распространения туфов милоградовской толщи сыграло развитие современных речных долин, наиболее ярко проявивших свое разрушительное воздействие именно в центре и на северо-западе, что и могло быть обусловлено значительно меньшей мощностью туфов при примерно равных уровнях базиса эрозии.

Таким образом, главными рудоконтролирующими структурами на Милоградовском рудопроявлении являются кварцевые жилы, непосредственно несущие в себе полезные компоненты, а также вмещающие их псефитовые туфы в местах контактов жил с пепловыми туфами милоградовской толщи. Возможным доказательством правильности этого предположения может являться наличие золота во вмещающих туфах зоны Карлик на высоких гипсо-

метрических уровнях, которым соответствуют водоразделы, где эрозия проявлена наиболее слабо. И хотя экран из пепловых туфов на некоторых таких участках был разрушен – непосредственно нижележащие породы сохранились и показали содержания золота и серебра близкие к их содержаниям в средней части кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
2. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 433. No 2. С. 219-226.

БЛАГОРОДНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.

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

Высокоуглеродистые породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока России. Только в Приморском крае они образуют широкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении на многие десятки километров. К этой зоне региональной графитизации приурочены (вблизи г. Лесозаводска) два крупных месторождения – Тургеневское и Тамгинское, разведанные еще в сороковых годах прошлого столетия [1]. Как показали исследования авторов [2,3], в них сосредоточены, помимо графита, значительные запасы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Именно эти обстоятельства послужили основанием для возобновления специализированных работ на поиски руд нетрадиционного типа, приуроченных к площадям развития графитизированных пород северной окраины Ханкайского террейна. Целенаправленные исследования авторов увенчались открытием новых проявлений благороднометально-редкоземельно-графитоносной минерализации.

Обнаруженная БМ и РЗЭ минерализация локализована в рифей-кембрийских углеродсодержащих породах ружинской свиты, выходящих на поверхность в ста километрах к северу от Лесозаводской графитоносной площади в районе г. Дальнереченска. Специфика руд этого типа состоит в тесной связи с процессами регионального метаморфизма, проявившегося в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации. Комплекс рудовмещающих пород представлен переслаиванием мраморов, кальцифиров, биотит-кварц-полевошпатовых сланцев и согласных инъекций биотитовых и лейкократовых гранитогнейсов. Породы сильно дислоцированы, смяты в антиклинальную складку субмеридионального простирания. Восточное крыло складки прорвано штоком лейкократовых гранитов. Отмечается присутствие секущих слоистую толщу маломощных жил, сложенных кварцем и полевым шпатом, по контактам с гранитами и гранитогнейсами мрамора скарнированы. В мраморах и сланцах графит в ассоциации с сульфидами и флюоритом развит в виде тонкочешуйчатой равномерно рассеянной вкрапленности, в скарнах и гранитогнейсах образует крупные мономинеральные гнезда, жилы и прожилки.

В изученных графитизированных породах с применением новых методик пробоподготовки и определения состава пород, разработанных авторами [4], установлен широкий спектр элементов от петрогенных вплоть до Be, Sc, Y, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, V, Zr, Nb, Cd, Sn, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, Uи редких земель. Отличительными чертами рудовмещающих пород являются повышенные концентрации Al2O3 и щелочей при преобладании Na2O над K2O, а также Y, Cr, Zn, Ni, Rb, Zr, Ba, Pb, Th.

По характеру распределения РЗЭ графитоносные породы разделяются на две группы: одну с низким суммарным содержанием РЗЭ и положительной европиевой аномалией и другую с более высоким содержанием РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией. В первую из них попадают граниты, во вторую – все остальные разновидности пород изученной площади. Различия в амплитуде европиевой аномалии могут отражать разную глубину магматического очага. Тренды распределения РЗЭ в гранитах описываются кривыми, отражающими резкое обогащение легкими и средними лантаноидами относительно тяжелых (отношение La/Yb достигает 55, La/Sm - 16,5). Суммарное содержание РЗЭ составляет 59 г/т.

Углеродистым породам второй группы свойственно значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Максимальные концентрации РЗЭ зафиксированы у углеродистых сланцев (∑РЗЭ до 740 г/т, La/Yb 110-120). Им близки хондрит – нормализованные тренды распределения РЗЭ в скарнах, графитовых жилах и гранитогнейсах. Они также обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb 11-24), но располагаются в области более низких концентраций РЗЭ. Кварцевые жилы представлены компактной группой трендов, отражающих максимальное снижение всех РЗЭ (∑РЗЭ до 5-11 г/т). Им свойственна незначительная европиевая аномалия, а также уменьшение величины отношении La/Sm и Gd/Yb. Это выражается в слабом проявлении дифференциации как среди легких, так и тяжелых лантаноидов.

Все отмеченные разновидности пород графитизированы, концентрация элементарного углерода в отдельных случаях достигает 20 мас. %. Выполненные анализы указывают на наличие тенденции снижения степени графитизации пород в направлении от скарнов к кварцевым жилам. Более того, сопоставление полученных данных показало, что в образцах с повышенными содержаниями графита и золота (0,1-0,2 г/т) постоянно присутствуют значительные количества лантаноидов. Тесная ассоциация редкоземельных и благородных металлов с графитом свидетельствуют в пользу их генетического родства, являясь признаком происхождения из единого рудогенерирующего источника. Этот факт имеет важное прикладное значение, поскольку позволяет контролировать не только качество исходного благороднометально-редкоземельно-графитового материала, но и корректировать направление будущих технологических исследований.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом. Самородное золото чаще всего представлено частицами неправильных очертаний (рис. 1). Диапазон гранулометрической шкалы этих обособлений невелик (10-20 мкм). По химическому составу их можно отнести к высокопробным разновидностям. Лишь в отдельных золотинах фиксируется примесь Cu до 1-2%. Самородное серебро (рис. 2) обнаружено в виде проволоковидных выделений размером до 10-15 мкм. В некоторых из них присутствует Cu (0,9%).

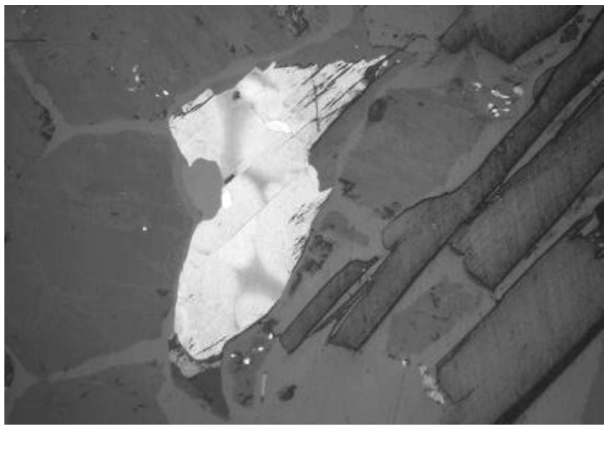


Рис. 1. Медьсодержащее золото (белое) в ассоциации с пентландитом (серое) в мраморе. Хорошо видны пластинки графита (черное).

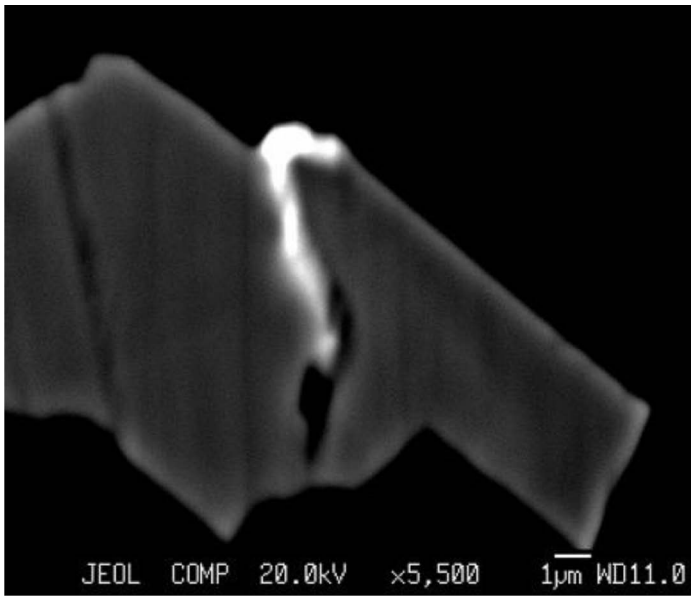


Рис. 2. Включение самородного серебра (белое) в пирротине (серое).

В ассоциации с минералами БМ и графитом отмечаются сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, Со – содержащий арсенопирит, галенит, висмутин, тетрадимит), а также барит, рутил, монацит, ксенотин, уранинит. Наряду с ними довольно часто встречаются зерна Yb, содержащего до 1% флюорита, образующего с кварцем графические срастания.

Совокупность полученных изотопно-геохимических материалов свидетельствуют о том, что графит скарнов и жил Дальнереченской площади обладает высокой степенью гомогенности. Установлено, что по величине δ13С (от 2,1 до 5,5%$_0$), согласно [5,6], он отвечает мантийному углероду. В зонах дробления присутствует графит со значениями δ13 С до 11,11%$_0$, позволяющими предполагать о возможном фракционировании изотопов при переотложении графита в процессе более поздней деформации. Облегченный изотопный состав углерода не отрицает участие в рудообразовании биогенного вещества. В любом случае, главными поставщиками углерода при формировании благороднометально–редкоземельно-графитоносных руд были глубинные флюидные потоки.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00148.

ЛИТЕРАТУРА

1. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М. Изд-во геол. литер. 1951. 383 с.

2. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524-529.

3. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых метаморфических породах Ханкайского террейна, Приморье // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 70-80.

4. Ханчук А.И., Медков М.А., Молчанов В.П. Разработка подходов к созданию аналитических методов и технологии извлечения полезных компонентов из графитоносных пород // Химическая технология. 2014. № 6. С. 378-384.

5. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированныхгипербазитах Восточного Саяна // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808-810.

6. NaiduA.S., ScalanR.S., FederN.M. StableorganiccarbonisotopesinsedimentsoftheNorth Bering-South Chukchu seas, Alaskan Soviet Arctic shelf // Continent. ShelfRes.,1993. V. 13. P. 669-691.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕОЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В РЫХЛЫХ ПОРОДАХ ПАВЛОВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.

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

В современной отечественной литературе часто обсуждаются вопросы металлоносности рыхлых отложений угленосных впадин. В большинстве своем эти образования не несут какой-либо рудной нагрузки, однако в некоторых из них наблюдаются промышленные концентрации стратегических металлов. К числу наиболее известных примеров таких нетрадиционных источников сырья относятся искусственные скопления рыхлых пород, приуроченные к отрабатываемым разрезам Павловского буроугольного месторождения. Это породы вскрыши угольных пластов, которые складируются в виде отвалов в центральной части Приморского края, характеризующейся развитой инфраструктурой и близостью крупных промышленных центров. Годовой объем вскрыши в отдельные годы достигал 18 млн. $м^3$. Можно представить сколько сотен миллионов кубических метров вскрышных пород скопилось в отвалах за более чем 30-летнюю историю эксплуатации объекта. В них накопились значительные запасы не только благородных металлов (золота, платины и серебра), но и других рудогенных элементов (германия). Это позволяет рассматривать породы отвального комплекса в качестве существенного резерва пополнения минерально-сырьевой базы региона. По основным техническим показателям (большим объемам, промышленным концентрациям полезных компонентов и т.д.) они вполне отвечают требованиям, предъявляемым к твердым полезным ископаемым. Однако многие детали процесса формирования благороднометальной минерализации трактуются неоднозначно [1, 2]. Настоящее исследование направлено на изучение форм нахождения, распределения и признаков генетической принадлежности благородных металлов для корректной реконструкции рудообразующих процессов.

В геологическом строении Павловского буроугольного месторождения,приуроченного к центральной части Ханкайского террейна, принимают участие верхнепалеозойские гранитоиды, кайнозойские вулканогенно-осадочные толщи, литологические отложения неогенового и четвертичного возраста. Бурые угли дислоцированы в слабосцементированных песчаниках (с аутигенными вивианитом и сидеритом) и аргиллитах павловской свиты. Отложения павловской свиты залегают на палеозойских эффузивах, углеродисто-кремнистых сланцах, известняках, гранитоидах и с размывом перекрываются терригенными образованиями суйфунской свиты. Последнюю слагают песчано-галечно-гравийные отложения с линзами глин. Четвертичные отложения – глины, пески с галькой залегают с незначительным угловым несогласием на породах неогенового возраста. Формирование угленосных впадин в кайнозое происходило на фоне неоднократных вспышек вулканической активности. Это проявилось в появлении горизонтов аргиллизированных базальтов, линз и прослоев кислых туфов и туффитов, базальтовых и щелочно-базальтовых лавовых покровов.

В процессе исследований для определения содержания благородных металлов использовался нейтронно-активационный метод. Облучение проб (растворов и твердых образцов) проводилось с применением источника нейтронов на основе Cf -252. Изменение активности облученных проб проводилось на гамма-спектрометре с полупроводником Ge (Li) – детектором. Диагностика минералов осуществлялась методами сканирующей электронной микроскопии (EVO-50XVP) и локального микроспектрального анализа (JEOL 8100).

Предметом детальных минералого-геохимических исследований послужили крупнообъемные пробы рыхлых пород (весом до 300-400 кг), отобранные из бортов каждого из четырех

отрабатываемых разрезов месторождения (Павловский-2, Северная депрессия, Центральный и Спецугли). Материал проб в лабораторных условиях проходил стадии расситовки, гравитационного обогащения с использованием технических средств, вплоть до концентрационного стола. Затем из полученного концентрата на серийных магнитном и электромагнитном сепараторах выделялись минералы магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной фракций. Основу магнитной фракции, слагающей большую часть концентрата, составляет магнетит. Ведущую роль в электромагнитной фракции выполняет ильменит. Неэлектромагнитная фракция в сущности представляет собой смесь эпидота, циркона, рутила, анатаза, граната, а также киновари, касситерита, пирита, самородных металлов (Au, Pt, Pd, Cu, Hg, Fe, Pb) и интерметаллидов (Cu-Sn, Fe-Cr, Au-Pd, Au-Pd-Ni, Au-Cu -Hg).

В процессе опробования бортов карьеров было выявлено два уровня обогащения благородными металлами рыхлых пород, приуроченных к породам нижней части разрезов, подстилающих угольные пласты, а также неогеновым и четвертичным осадкам, залегающих в верхних частях. Их образование, по-видимому, связано с влияниями геохимических барьеров: в первом случае угольных пластов, во втором – глинистых пород. Так, суммарное содержание благородных металлов (Au+ Pt+Pd) в глинах достигает 2,3 г/т [2].

Все изученные золотины нижних горизонтов по морфологии не отличаются большим разнообразием. Преобладают сфероидальные частицы. Типоморфной чертой их внутреннего строения является повышенная пористость. Эти микропоры по размеру не превышают 1-2 мкм и выполнены самородными медью, вольфрамом и железом. По мнению [3], появление пористых золотин связано с высокой газонасыщенностью рудоносных флюидов. По гранулометрии они относятся к мелкому классу (-0,25 мм). По особенностям химизма все исследованные образцы можно разделить на три группы: серебристую, медистую и палладистую. В составе первой из них доминируют золотины с значениями пробности свыше 900 единиц. Медистая группа состоит из золотин высокой пробы (более 900 промилле) с заметной примесью Cu (0.1-3.2 ат. %). Установлен не равномерный характер распределения Cu в пределах зерен. Размер гомогенных участков редко превышает десятки микронов. Среди обособлений третьей группы наиболее широко распространены частицы палладистого золота (Au-Pd). В отдельных случаях отмечаются субмикронные выделения интерметаллидов золота, палладия и никеля (Au-Pd-Ni), состав их варьирует в широких пределах. К редким находкам относятся мелкие зерна самородной платины.

Присутствие золото-палладиевых и золото-палладий-никелевых фаз позволяет предполагать о глубинном источнике рудоносного флюида, участвовавшего в формировании золотой минерализации. В пользу этого предположения может послужить обнаружение на поверхности зерен алмазов пленок золото-палладиевого состава [3].

В верхних частях разреза преобладают частицы уплощенных (пластинчатых, чешуйчатых) очертаний, как следствие осаждения на геохимических барьерах. По крупности они относятся к мелкому классу (-0,25мм). Количество частиц средней крупности (до1,0мм) обычно не превышает 2-3%. Микрополости немногих сфероидов золота выполнены минералами циркония. По особенностям химизма преобладают золотины ртутистой и серебристой групп. В ртутистой группе чаще всего отмечаются низкопробные фазы (Au от 58.7 до 65.4 мас %, Ag от 39.1 до 41.5 мас %, Hg от 0,9 до 2,3 мас %). Единичными микрозондовыми анализами установлено присутствие выделений природной амальгамы золота. Согласно диаграмме состояния Au-Hg переход паров золота и ртути в жидкую фазу наступает при температуре ниже 420^{o}C [4]. Как известно, ртутьсодержащие золотины характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью. Своеобразие их вторичных преобразований выразилось в появлении высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм. Подобные изменения претер-

певают ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала. Уменьшение температур минералообразования в верхах разреза сопровождается снижением значений пробы золота серебристой группы до 620-650 промилле. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 30-50 мкм, где концентрации Ag (1.6-1.8 мас. %), значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золота в зоне гипергенеза.

Находки необычной ассоциации природной амальгамы, медистого и серебристого золота, платины, киновари далеко не единичное явление в пределах Ханкайского террейна. Авторами обнаружена [6] в делювиальных и аллювиальных отложениях Фадеевского узла, расположенного вблизи от изученного объекта, шлиховая ассоциация Pd, Cu, Hg – золота с киноварью, платиноидами, самородными металлами (Pb, Fe, Cu, Zn), интерметаллическими соединениями (Pb-Sn, Fe-Cr) – практически тот же спектр минералов, что и в тяжелой фракции пород вскрыши Павловского месторождения.

Для объяснения причин появления благороднометальной минерализации предлагается рассмотреть гипогенную модель. Она основана на предположении о глубинной природе ассоциации золота, палладия, платины и ртути, пространственно совпадающей с разломами мантийного заложения, по которым осуществлялась дегазация синхронно с интенсивным кайнозойским магматизмом в пределах Ханкайского террейна. Предполагается [7], что формирование самородных металлов и интерметаллидов в зонах глубинных разломов тесно связано с особенностями развития магматических процессов и флюидного режима и сопряжено с эндогенным рудообразованием. В пределах различных структур земной коры выявляются ассоциации самородных металлов и интерметаллидов, в которые входят, кроме золота, палладия, платины и ртути, Fe, Ni, Co, Cr, Mn, Pb, Zn, Cd, Sb, Cu, Sn, Bi, Al, C, оксиды, нитриды, цианиды металлов и др. По-видимому, по участкам проявления ассоциаций этих минералов можно распознавать разломы глубинного заложения, используемые в качестве путей движения металлоносных флюидов. В таком случае, находки соединений Au-Pd и Au-Cu-Hg в рыхлых отложениях Павловского месторождения и Фадеевского узла можно рассматривать, как свидетельство глубинной дегазации Земли, проявляющейся в процессе тектоно-магматической активизации в осадочном чехле Ханкайского террейна, где расположены изученные объекты.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-17-00420.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов В.П., Медведев Е.И. Самородное золото аллювиальных отложений угленосных впадин юга Дальнего Востока // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. 2010. Новосибирск: ООО «Апельсин». С. 456-460.

2. Середин В.В. Au-PGE минерализация на территории Павловского буроугольного месторождения Приморья // Геология рудных месторождений. 2004. № 1. С. 40-71.

3. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Некоторые типоморфные особенности россыпного золота бассейна р. Уджа (северо-восток Сибирской платформы). // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. 2010. Москва: ИГЕМ РАН. Т. 1. С. 135-137.

4. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука. 2001. 366 с.

5. Плаксин И.Н. Система золото-ртуть // Изв. СФХА. 1938. № 10. С. 129-159.

6. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е. И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422 № 4. С. 536-538.

7. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука. 1986. 155 с.

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ УРАНОВО – И ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛОВ И РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: khomich79@mail.ru; boriskina2000@mail.ru

Осознанная необходимость специального изучения закономерностей формирования и размещения крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья возникла в последней четверти XX века. В этот период научное сообщество приступило к созданию методических основ прогнозирования «…особо крупных рудных концентраций в приповерхностном слое земной коры» [3, с. 369]. В настоящее время практически всеми исследователями признается, что масштаб месторождений, узлов и районов их сосредоточения определяется не только количеством полезных компонентов, заключенных в рудной массе, но и агрегатным состоянием ее минерального состава. Поводом к подобной трактовке суперкрупных «большеобъемных» объектов послужили успехи технологов по совершенствованию методов извлечения из бедных руд многих рассеянных, редких, цветных, благородных и радиоактивных элементов.

В РФ научная проблема выяснения причин образования и закономерностей размещения рудных скоплений мирового класса решается разными, часто взаимодополняющими методами: изучением геологии известных суперкрупных месторождений по каждому виду минерального сырья (в глобальном или региональном масштабе), в зависимости от их генетических особенностей или вне таковых; анализом положения объектов среди крупнейших тектонических сооружений: платформ, щитов, рифтов, орогенных и вулкано-плутонических поясов (ВПП) или исходя из их геодинамической позиции (активные, пассивные окраины континентов, внутриплитные обстановки и т.п.) и, наконец, исследованиями отдельных, унаследовано развивавшихся рудных районов, в которых сосредоточены месторождения разного или однотипного происхождения, обладающие сопоставимыми геолого-геофизическими характеристиками, и к тому же принадлежащими одной металлогенической эпохе.

Как известно [3], среди континентов самой насыщенной крупными и суперкрупными месторождениями является Азия. В ее пределах наиболее продуктивна мезозойская эра. Месторождения этого периода геологической истории в основном сосредоточены в восточной половине континента, принадлежащей Азиатско-Тихоокеанской мегазоне взаимодействия [4], в которой даже докембрийские сооружения подверглись в позднем мезозое тектоно-магматической активизации [5, 6]. Примечательно, что многие крупные и суперкрупные рудные объекты Востока Азии ассоциируют с магматическими образованиями окраинно-континентальных ВПП андийского типа: Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Восточно-Китайского. Расположение ВПП над палеозонами субдукции так называемого «чилийского типа» объясняется пологими высокоскоростными погружениями молодых разогретых и поэтому относительно легких и «плавучих» фрагментов океанской литосферы, при активном надвигании окраины континента.

Современными геофизическими исследованиями фиксируются крупные градиентные зоны (ступени) поля силы тяжести у фронтальных частей таких поясов. Самая крупная ступень на Востоке Азии – Хингано-Охотская, называемая также Главной, сопряжена с Большехинганским ВПП. Прежде его классифицировали в качестве внутриконтинентального, но видные тектонисты [1, 2] приводят доказательства в пользу его окраино-континентальной природы андийского типа, полагая, что расположенные в его внешней и периферической зонах

менее масштабные ВПП и ВПЗ (на территории Юго-Восточного Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая) являются фрагментами этого весьма крупного пояса, иногда называемого Верхнеамурским. Упомянутая Главная ступень обладает примерно таким же градиентом аномалий поля силы тяжести, что и Прибрежная, пространственно сопряженная с Восточно-Сихотэ-Алинским ВПП.

Приводимые во многих публикациях материалы сейсмотомографических исследований [7], также как и палеотектонические реконструкции, подтверждают, что в Азиатско-Тихоокеанской мегазоне конвергенции с позднего мезозоя развивались процессы скольжения и субдукции фрагментов Тихоокеанской мегаплиты (ТМП) под перекрывающий ее Евразийский континент. Эти фрагменты (Фараллон, Кула, Изанаги) по мере погружения в мантию трансформировались в ее переходной (транзитной) зоне и в стагнированные слэбы. Крупные низкоскоростные аномалии, расположенные выше слэбов, рассматривают в качестве «горячих полей мантии», «крупных мантийных клиньев», или «суперплюмов».

Фронтальная часть гетерогенного слэба, выявленного под восточной частью Азиатского материка (между оз. Байкал и побережьем Охотского и Японского морей) относительно хорошо совмещаясь с западным контуром распространения крупных эпирифтогенных мезозойско-кайнозойских депрессий и обширных полей кайнозойских базальтов, проецируется на междуречье Алдана и Олекмы, ее среднее течение и верховья, а далее – на сопредельную территорию Юго-Восточного Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая. Фланговые ограничения слэба ЗСЗ ориентировки, по всей вероятности, представляли собой в прошлом трансформные разломы, сохранившиеся под континентом при субдукционных процессах. Южный из палеотрансформных разломов проецируется на соответствующую границу Амурской плиты в трактовке Л.П. Зоненшайна, а северный – на Инагли-Кондер-Феклистовский (ИКФ) металлогенический пояс [5]. Поскольку вероятная ширина «ареала влияния» ИКФ пояса у современной поверхности составляет порядка 100-200 км, можно предположить, что такие же параметры «ареала влияния» имеются и у других ограничений слэба. Особенно, если учесть, что к западу от фронтальной части «ареала» расположены еще два крупных поля кайнозойских базальтов – Витимское (Амалатское) и Удоканское, то нельзя исключить вариант, при котором размеры ареала над этой границей слэба могут быть существенно больше приведенных выше.

При совмещении сейсмотомографической схемы, соответствующей горизонтальному сечению транзитной мантии на глубине 550 км, с минерагенической картой Восточной Азии, на которую вынесены крупные и суперкрупные позднемезозойские рудные районы, узлы и поля с PGE, Au и U минерализацией становится очевидным, что практически все они размещены над периметром стагнированного гетерогенного слэба. Назовем лишь самые известные из них: Алданский, Балейский, Бекчиулский (РФ), Дорнотский (МНР), Гуюань-Дуолунский (КНР), Стрельцовский (РФ), Чжао-Е (КНР) и др. Обнаруженный феномен можно в первом приближении объяснить влиянием глубинной геодинамики. Согласно устоявшимся представлениям, воздействие глубинной геодинамики на земную кору предопределено дегидратацией океанических слэбов при продвижении их в переходную (410-670 км) зону мантии, а также интенсивной дегазацией и апвеллингом разогретого астеносферного вещества в пределы литосферы. Апвеллинг, глубинная эрозия нижней коры, сопровождаемые деформациями литосферы, приводили к реактивации средней и верхней коры, формированию первичных очагов, последующему развитию магматизма и рудообразования, т.е. формированию рудно-магматических систем (РМС). Интенсификации магмо- и рудообразующих процессов и появлению возвратных мантийных потоков около ограничений слэба могло способствовать вовлечение недеплетированного вещества из нижней мантии в восходящие верхнемантийные плюмы. Если учесть вероятность участия производных нижней мантии в верхнемантийных плюмах

и последующих процессах мантийно-корового взаимодействия, то становятся более понятными причины существования крупных «магматогенов», корни которых, по имеющимся ограниченным данным, могли располагаться на глубине в сотни километров от палеоповерхности. Вероятность подобного сценария подтверждается геофизическими, изотопно-геохимичекими и расчетно-экспериментальными данными отечественных специалистов.

Обозначенная совокупность явлений в мегазоне конвергенции континентальной и океанических плит, сопровождавшихся процессами субдукции, стагнирования, апвеллинга, возникновения возвратных потоков нижнемантийного вещества и его смешения с верхнемантийными и коровыми компонентами, конкретизирует причинность проявления в регионе не только процессов «автономной» и (или) «отраженной активизации», но и формирования уникальных рудных районов и узлов. Возникновению последних способствовали процессы реювенации многих компонентов из пород древнего субстрата в формировавшиеся РМС вследствие интенсивных метасоматических преобразований.

Таким образом, размещение крупных и суперкрупных рудных узлов, неокомский возраст уранового и благороднометального оруденения Востока Азии предопределены, по нашему мнению, интенсивным апвеллингом флюидно-энергетических потоков, зарождавшихся у краевых частей слэба, стагнированного в транзитной зоне мантии, т.е. глубинной геодинамикой. Комплексное воздействие глубинных флюидно-энергетических потоков на древние образования коры, содержащей проявления благородных металлов и рассеянную Th-U-REE минерализацию, сопровождалось интенсивными метасоматическими преобразованиями субстрата с дополнительным извлечением рудных компонентов в формирующиеся РМС и, наконец, сосредоточением в последних крупных и суперкрупных концентраций не только Au и U, но также Mo и флюорита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко И.В., Климук В.С., Хень Цюань. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.

2. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (Юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.

3. Рундквист Д.В. (ред.). Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. 2004. 430 с.

4. Хомич В.Г. Металлогения вулкано-плутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука. 1995. 343 с.

5. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // Gondwana Research, 2014. V. 26. P. 816-833. DOI: 10.1016/j.gr.2014.05.007.

6. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium orebelts in Southeast Russia and East Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 119. P. 145-166. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.018.

7. Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics, 2010. V. 51. P. 925-938. DOI: 10.1016/j,rgg.2010.08.003.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В УГЛЕНОСНЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬя

Чекрыжов И.Ю.[1,2], Трач Г.Н.[3], Нечаев В.П.[1,2], Высоцкий С.В.[1,2], Трач Д.А.[3]

[1]ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: chekryzhov@fegi.ru

[2] ФГАОУВПО Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

[3] ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва

Хорошо известно, что активные геологические процессы на континентальных окраинах приводят к формированию промышленных месторождений редких металлов. Среди них одними из самых востребованных на сегодняшний день являются редкоземельные элементы (РЗЭ) – основа множества высоких технологий современности и примерно четверти разрабатываемых технологий будущего [7]. Наша работа является обобщением большого объема материалов по редкоземельной минерализации на обрамлении и в осадочном чехле угленосных впадин Южного Приморья, сформировавшихся вблизи границы Евро-Азиатской и Тихоокеанской плит в кайнозое. Кроме собственных и опубликованных данных использованы материалы производственных отчетов по результатам поисково-оценочных работ проведенных ОАО «Приморгеология» (исп. Семенов Е.Ф.), ФГУП ИМГРЭ (исп. Трач Г.Н.), тематических исследований выполненных ИГЕМ РАН (исп. Середин В.В.) и ДВГИ ДВО РАН (исп. Чекрыжов И.Ю.).

В Южном Приморье нами выделено четыре потенциально промышленных типа редкоземельной минерализации, представленных десятью рудопроявлениями.

Редкоземельная минерализация в метаосадочных породах и дайках базальтоидов. Этот тип представлен широким спектром в основном низкотемпературных руд, локализованных в аргиллизированных породах различного состава и тесно сопряженных в пространстве. Он представлен водными карбонатами, фторкарбонатами, фосфатами и оксидами РЗЭ. Рудные тела установлены на Абрамовском, Григорьевском и Чапаевском проявлениях, где они имеют сложное строение и связаны с зонами брекчирования и аргиллизации. В целом ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_1 составили по Абрамовскому проявлению 0.35 тыс. тонн, в том числе оксидов иттрия и редкоземельных элементов иттриевой группы – 0.17 тыс. тонн; по Григорьевскому соответственно 0.45 тыс. и 0.21 тыс. тонн; по Чапаевскому рудопроявлению ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_2 составили 20.39 тыс. тонн, в том числе оксидов иттрия и редкоземельных элементов иттриевой группы – 14.58 тыс. тонн (Трач Г.Н. и др., 2014). Несмотря на небольшие выявленные ресурсы, данный тип РЗЭ-минерализации («Абрамовский») имеет хорошие перспективы. Для него наряду с ураганными концентрациями РЗЭ (до 11.2 мас. %, в том числе Y до 6.6 мас. %) также характерно поверхностное расположение руд и их легкая обогатимость. Это позволяет рассматривать ион-сорбционные и карбонатные РЗЭ-руды в аргиллизитах как уникальное сырье, оптимальное для получения иттрия и дефицитных лантаноидов [1]. Проблема одна – в регионе пока не выявлены объекты со значительными ресурсами.

Редкоземельные коры выветривания гранитов. Данный тип минерализации рассматривается на примере изученного Раковского проявления. Здесь отмечены концентрации РЗЭ в корах выветривания по лейкократовым гранитам – до 3163 г/т $\sum TR_2O_3+Y_2O_3$. Хотя точный минеральный состав руд здесь не был определён, сравнительный анализ РЗЭ-спектров позволяет предположить, что в них основными редкоземельными минералами являются карбонаты: иттробастнезит и локкаит. 21.7% РЗЭ в рудах находится в сорбированной форме. На Раков-

ском участке прогнозные ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_1 составили 1.66 тыс. тонн. По технологическим параметрам в рудах около 97.1% РЗЭ находится в легковскрываемой форме (Трач Г.Н. и др., 2014).

Редкоземельные туфы. Этот тип минерализации является новым для Приморского края и выделен по аналогии с недавно открытыми редкометальными (РЗЭ – 0.12-0.13, Zr – 0.37-0.83, Nb – 0.03-0.06%) туфами в пермско-триасовых угленосных отложениях провинции Юннань на юге Китая [5]. Эти туфы сильно аргиллизированы и представляют собой глинистые породы с преимущественно ион-сорбционной формой нахождения РЗЭ. Подобные аргиллизированные туфогенные горизонты в угленосных структурах описаны как новый тип РЗЭ-сырья. Похожие руды были недавно обнаружены в Южном Приморье и для них предложено название тип «Юннань» [2]. Редкими металлами, включая РЗЭ, аномально обогащены туфогенные отложения как палеоцен-эоценовых Ванчинской и Фурмановской вулкано-тектонических слабоугленосных структур (Ванчинское и Фурмановское проявления), так и эоцен-олигоценовой Пушкинской впадины с промышленной угленосностью (Нежинское проявление).

Редкоземельные угли. В Южном Приморье изучены четыре буроугольных месторождения (Ванчинское, Павловское, Раковское и Реттиховское), где в угольных пластах зафиксированы повышенные содержания РЗЭ. К этому типу относятся угли, в золе которых содержание суммы лантаноидов и иттрия (REY) ≥ 0.1%. В описываемых проявлениях прослежено распространение минерализации по нескольким сечениям, а также получены предварительные данные по формам нахождения и распределению РЗЭ в углях. В угольных бассейнах Приморья развита РЗЭ-минерализация трех генетических типов: эксфильтрационная минерализация локализуется преимущественно в угольных пластах, а туфогенная и терригенная – как в углях, так и во вмещающих породах. Терригенные и туфогенные аномалии РЗЭ формируются при торфонакоплении, а эксфильтрационная минерализация может формироваться на любых стадиях развития впадин [7]. Ресурсы редкоземельных элементов в углях не подсчитывались.

Характерные особенности распределения РЗЭ в рудах. Для минерализации в метаосадочных породах с дайками базальтоидов (тип «Абрамовский», рис. 1A) типично преобладание тяжелых лантаноидов и, особенно, иттрия при резко выраженном отрицательном пике церия. Сходные характеристики имеют эвпелагические глины центральной и юго-восточной частей Тихого океана [6]. Это сходство указывает на гидрогенную природу руд. Минерализация в коре выветривания гранитов (рис.1B) имеет те же геохимические признаки, хотя и в несколько сглаженной форме. Характерен дополнительный негативный пик европия, явно заимствованный из пород-источников. Такой же спектр распределения РЗЭ определен в рудах месторождения Лонгнан, которое считается классическим примером редкоземельных кор выветривания по гранитам [4]. Минерализация в туфах (рис.1C) сходна с предыдущей своей отрицательной европиевой аномалией, происходящей из кислой природы своих исходных пород. Однако в ее спектрах не наблюдается значительной дифференциации легких и тяжелых РЗЭ, четко выраженной в двух вышеописанных случаях. По всем этим признакам приморские редкоземельные туфы близки своим аналогам в Южном Китае [5]. Распределение РЗЭ в золе приморских бурых углей различно (рис.1D), хотя большинство их спектров имеют слабо выраженное обогащение тяжелыми лантаноидами, а некоторые – негативные пики европия и церия. Это, по видимому, обусловлено смешением различных генетических типов (терригенного, туфогенного и эксфильтрационного) редкоземельной минерализации в углях.

Таким образом из четырех потенциально геолого-промышленных типов редкоземельной минерализации наибольшие перспективы в настоящее время имеет «Абрамовский» тип, а также коры выветривания редкометальных гранитов (тип «Лонгнан») и угли некоторых угленосных впадин. Редкоземельная минерализация в кайнозойских туфах требует дальнейшего

изучения. Приведенные нами данные свидетельствуют о том, что высокие концентрации РЗЭ, сравнимые с их содержаниями в традиционных РЗЭ-рудах, также встречаются в угленосных структурах и на их обрамлении в Южном Приморье. РЗЭ-минерализация может развиваться как в угольных пластах, так и во вмещающих отложениях, а также в породах фундамента. Это открывает пути для попутного получения РЗЭ не только из отходов сжигания твердого топлива, но и при вскрышных работах и даже после отработки запасов углей. Вовлечение в эксплуатацию редкоземельных руд, залегающих в осадочном чехле и фундаменте угленосных впадин, может продлить существование горнодобывающих предприятий, часто имеющих во многих угленосных районах градообразующее значение.

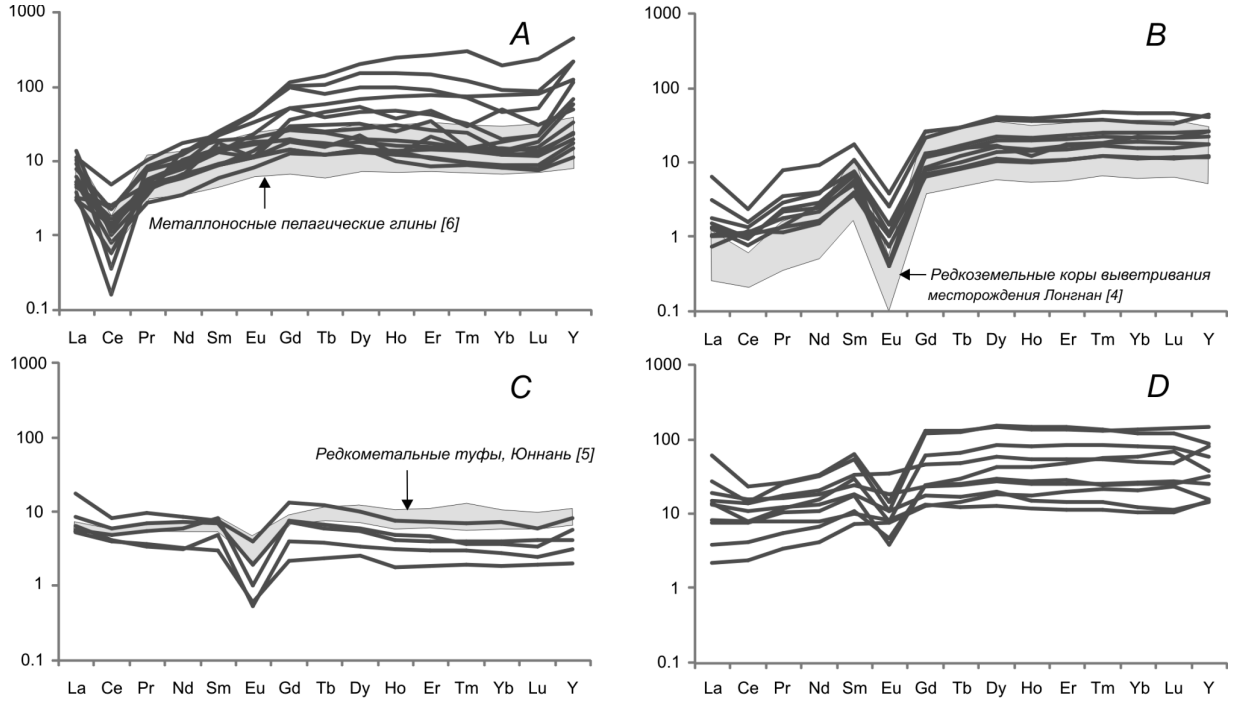


Рис. 1. Нормализованные к среднему составу верхней континентальной коры [3] спектры распределения РЗЭ в различных типах редкоземельного оруденения: редкоземельная минерализация в метаосадочных породах и дайках базальтоидов (A); редкоземельные коры выветривания гранитов (B); редкоземельные туфы (C); редкоземельные угли (D).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (проекты 15-I-2-070 и 15-I-2-042) и РФФИ (проект РФФИ-ГФЕН 16-55-53122).

ЛИТЕРАТУРА

1. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., Томсон И.Н. Новые данные об иттриевоземельных гидротермальных рудах с ураганными концентрациями РЗЭ // Доклады РАН. 2009. Т 425. № 3. С. 378-383.

2. Середин В.В., Shifeng Dai, Чекрыжов И.Ю. Редкометальная минерализация в туфогенных толщах угольных бассейнов России и Китая // Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. С. 165-167.

3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384с.

4. Bao Z., Zhao Z. Geochemistry and mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China // Ore Geol. Reviews. 2008. V. 33. P. 519-535.

5. Dai, S., Zhou, Y., Zhang, M. et al. A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: possible economic significance and genetic implications // International Journal of Coal Geology. 2010.V. 83. P. 56-63.

6. Kato, Y., Fujinaga, K., Nakamura, K., et al. Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements // Nature Geosciences. 2011. V. 4. P. 535-539.

7. Seredin V. V., Dai S., Sun, Y., Chekryzhov I. Yu. Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // Applied Geochemistry. 2013. V. 31. P. 1-11.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОСИСТЕМ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК (НА ПРИМЕРЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ)

Шевырев С.Л., Хомич В.Г.

Дальневосточный федеральный университет, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: shevirev@mail.ru

Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) в геологии развивается в качестве дополнительного метода прогноза месторождений полезных ископаемых, наращивания ресурсов минерального сырья и мониторинга существующих объектов эксплуатации.

Нами предпринята попытка формирования нового направления дистанционных исследований, основанного на синтезе численного имитационного моделирования и методов распознавания элементов дистанционных изображений.

Металлогенические зоны Приморья конформны террейнам и также вытянуты в северо-восточном направлении. С запада на восток последовательно сменяется порфировое медно-молибденовое (±Au, Ag), молибденовое (±W, Sn, Bi), а также вольфрамовое (±Mo, ±Be) оруденение Самаркинской зоны, оловоносным (±W) оруденением с месторождениями Sn порфировой, сульфидной, силикатной и кварцевой формаций Журавлевской (Главной оловоносной) зоны и, наконец, полиметаллическими, боросиликатными, касситерит-сульфидными и золотосеребряными месторождениями Таухинской зоны [1]. Существование латеральной зональности в размещении оруденения логичнее всего объясняется косым эрозионным срезом ВСАММП, предопределенным погружением восточной части пояса при рифтогенном образовании Япономорского бассейна [3].

Для изучения прогнозных возможностей имитационного моделирования на дистанционной основе были выбраны два многометалльных рудных объекта ВСАВПП, расположенных в Приморском крае.

Первый из объектов, Нижнетаежный рудный узел (НТРУ) площадью до 500 км^2, расположен в Прибрежной зоне ВСАВПП на территории Кемского террейна (бассейн р. Таежной, примерно в 25 км от побережья Японского моря). Штокверковые зоны с олово-полиметалльно-серебряным, полиметалльно-серебряным оруденением пространственно и генетически связаны с Малиновским массивом и штоком самаргинских диоритов среди ороговикованных вулканитов нижней пачки (K_2pr_1) приморской толщи. Мощность оруденелых зон достигает 10-20 м, протяженность 1,5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих сереброносных кварц-сульфидных жил, сопровождаемых прожилково-вкрапленной минерализацией.

Другим эталонным объектом исследований явилось Малиновское рудное поле (МРП), расположенное в Дальнереченском районе Приморского края (верховье реки Малиновка, правый приток р. Уссури) на территории Самаркинского аккреционного и Журавлевского турбидитового террейнов, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Исследованиями [2] отмечается приуроченность оруденения к поднятию центрального типа диаметром около 5 км.

Структура представлена габброидной интрузией сеноман-туронского возраста, прорванной дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов маастрихтского вулканического комплекса. Как отмечают те же авторы, Малиновское поднятие образовалось в результате внедрения в нижнемеловые песчано-сланцевые толщи сеноман-туронской Водораздельной интрузии габбро-диоритов, а в маастрихтский век – субвулканических андезитов и умеренно-кислых андезидацитов.

В результате имитационного моделирования флюидных палеосистем выявляются закономерности расположения известных рудных объектов и участки предполагаемого рудонакопления для НТРУ и МРП. Преодоление недостатков существующих методов дистанционных прогнозных исследований возможно посредством формирования методики, включающей структурный анализ, имитационное гидродинамическое моделирование и экспертный анализ карт имитационного моделирования.

Гидродинамическое испытание структуры проводилось с помощью клеточного автомата LBM (Lattice Boltzmann Model (англ.) – модель решетки Больцмана), предложенного [4]. Использовалась модель решетки D2Q9 (2-мерное пространство, 9 возможных направлений векторов скорости в узле решетки). С помощью LBM создается карта имитационного моделирования, отражающая относительное распределение скорости потока жидкости в трещинной структуре, полученной дешифрированием дистанционного изображения. При этом выявляются структуры протекания, связанные с латеральной миграцией флюидов. После этого развернутое изображение снова сворачивается и совмещается с имеющимися данными в ГИС программе.

В результате работы клеточного автомата LBM получены структуры протекания относительно центров кольцевых структур – выделенной предшественниками Малиновской структуры и изометрической слабоконтрастной космофотоаномалии Малиновского массива гранодиоритов НТРУ.

Экспериментальное создание структур протекания отражает возможные пути латерального перемещения флюидов, мигрирующих от вулканоплутонических структур. Визуальный анализ этих путей демонстрирует нахождение обнаруженных и разведанных рудных тел в пределах проницаемых кластеров. С наращиванием объемов исследованного фактического материала описанная методика может быть рекомендована для прогнозирования гидротермальных месторождений вулканоплутонических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006. Т. 1/2. 982 с.

2. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы. № 3 . 2013. С. 26-34.

3. Уткин В.П. Структурно-динамические факторы в магмо- и рудогенезе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВПП) // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 415. № 2. С. 225-229.

4. Sukop M.C., Thorne D.T. Lattice Boltzmann Modeling. An Introduction for Geoscientists and Engineers / Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2006, 2007. 177 p.

ГЕОЛОГИЯ ИЗОТОПОВ РУДНОГО СВИНЦА ЮГА ОМУЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦИРКУМАЛАЗЕЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС)

Шпикерман В.И.[1], Горячев Н.А.[2], Раткин В.В.[3], Чугаев А.В.[4]

[1]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, vladimir_shpikerman@vsegei.ru
[2]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, gorychev@neisri.ru
[3]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, ratkin@yandex.ru
[4]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва, chug@igem.ru

Циркумалазейский металлогенический пояс отвечает Индигиро-Омолонскому супертеррейну – гигантской структурной петле в центральной части территории Северо-Востока России. По данным [5], периферия супертеррейна сложена фрагментами (террейнами) рифей – среднепалеозойской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (САК). А внутренная часть петли – террейнами островных дуг и террейнами палеоокеанического происхождения Алазейско-Олойской складчато-надвиговой системы. Крупнейшими фрагментами пассивной континентальной окраины являются Приколымский и Омулевский террейны.

В южной части Омулевского террейна сконцентрировано большинство обнаруженных на Северо-Востоке РФ свинцово-цинковых, медно-свинцово-цинковых и шеелитовых месторождений стратиформного типа. Здесь же присутствуют многочисленные скарновые и жильно-метасоматические серебро-свинцово-цинковые месторождения.

В металлогенической истории Омулевского террейна отчетливо фиксируется три продуктивных максимума. Ранне- и среднепалеозойский металлогенические максимумы реализовались до отделения террейна от пассивной континентальной окраины – Алдано-Майской впадины перикратонного погружения САК [2]. Позднемезозойский этап проявился после отделения и трансляции Омулевского террейна, вслед за его среднеюрским амальгамированием в составе Индигиро-Омолонского супертеррейна.

Раннепалеозойский максимум (I) отвечает времени формирования венд-раннепалеозойского платформенного чехла САК, который с резким угловым несогласием перекрывает складчатый нижнепротерозойско-рифейский фундамент Алдано-Майской впадины [2]. Рудоносные толщи ордовикских терригенно-карбонатных пород формировались на континентальном склоне, в морском бассейне, где восточнее материка находилась Рассошинская островная дуга. В результате аккретирования островной дуги в позднем силуре, ордовикские породы претерпели метаморфизм на уровне фации зеленых сланцев. Продуктивная рудоносность фиксируется в виде группы стратиформных шеелит-сульфидных рудопроявлений. Рудная минерализация приурочена к подошве нижнекривунской подсвиты среднего ордовика (даррувильский ярус) и локализуется в горизонте калькалевролитов. Рудоносный горизонт вместе с вмещающими породами участвует в складчатости. Шеелит образует тонкие прожилки шеелит-карбонатного и шеелит-кварцевого состава, а также гнезда и метакристаллы, выполняющие вместе с карбонатом и глинистым веществом стилолитовые швы в калькалевролитах. Второстепенные рудные минералы представлены реальгаром, аурипигментом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Формирование руд происходило в два этапа. Первичное обогащение металлами рудоносных горизонтов связано с осадочно-диагенетическими процессами в даррувильский век ордовика, в интервале 458-467 млн. лет. Далее, в процессе силурийского метаморфизма,

при температуре, не превышающей 300 ˚С, происходила мобилизация и перераспределение рудного вещества [5].

Среднепалеозойский максимум (II) отвечает началу рифтогенеза, который привел к отделению от обрамления САК блока, в виде Омулевского террейна, и в дальнейшем – к его трансляции на восток [5]. Доминируют пластообразные тела флюорит-свинцово-цинковых руд, локализованные в терригенно-карбонатной толще пражского и эмского возраста. Рудовмещающие породы были образованы в морских лагунах, отгороженных рифовыми постройками. Здесь в процессе диагенеза карбонатных илов формировались пелитоморфные доломиты, которые на стадии катагенеза были практически нацело замещены крупнокристаллическими разностями. По данным изотопно-геохимических исследований, формирование мраморовидных доломитов происходило в условиях катагенеза карбонатных осадков под влиянием захороненных седиментогенных (морских) растворов-рассолов при температуре около 200 ˚С. На стадии диагенеза в доломитах была сформирована тонкая вкрапленность флюорита, фрамбоидального пирита и сфалерита. С сахаровидными доломитами ассоциирован основной объем кристаллических агрегатов флюорита, сфалерита и галенита. Рудообразование, начавшись как эксгаляционно-осадочный процесс в раннедевонском море, в период 410-395 млн. лет, завершилось в форме переотложения рудного вещества в позднем девоне – раннем карбоне.

Позднемезозойский максимум (III) связан с формированием Уяндино-Ясачного надсубдукционного вулканического пояса, локально перекрывающего Омулевский террейн. Месторождения скарновых и жильно-метасоматических серебро-свинцово-цинковых руд формируются в тесной ассоциации с позднеюрско-раннемеловыми вулканическими центрами и телами гранитоидов (вне пространственной связи с палеозойскими стратиформными месторождениями). При морфологическом разнообразии позднемезозойских рудных объектов, все они проявлены как единое семейство, сформированное, судя по U-Pb SHRIMP и изохронным Rb-Sr датировкам рудоносных гранитоидов, в киммеридж-титонское время (150-165 млн. лет).

В 90-тые годы были реализованы НИР регионального масштаба по изучению изотопного состава рудного свинца месторождений Северо-Востока РФ [3, 4, 6]. Было установлено, что месторождения, пространственно ассоциированные с разными террейнами, отчетливо различаются по изотопному составу свинца и образуют на диаграммах обособленные поля. При этом в обобщенном виде было показано, что эти различия не связаны ни с генетическими, ни с возрастными особенностями месторождений, а отражают специфику геологического строения (состава) террейнов. Были выделены три свинцово-изотопные металлогенические провинции: Омолонская, Яно-Колымская и Алазейско-Олойская [6]. Тем не менее подчеркивалось, что при детальном рассмотрении конкретных структур отчетливо проявлены как генетические, так возрастные различия месторождений. Наиболее ярко это оказалось выражено на объектах Яно-Колымской провинции, в объеме ее продуктивной в отношении свинцово-цинковых месторождений части – Омулевской субпровинции (Омулевского террейна). В силу этого, возникла необходимость, дополнив материалы по геологии и геохимии месторождений Омулевского террейна, конкретизировать ранее сделанные выводы, акцентируя внимание на природу выявленных различий изотопного состава рудного свинца. В указанной работе было использовано 27 анализов изотопного состава свинца в пробах галенита, отобранных авторами из руд 15 месторождений и рудопроявлений Омулевской террейна. Измерения изотопных отношений в основном были проведены в ИГЕМ РАН с использованием техники силикагелевого активатора на масс-спектрометре МИ-1320. Результаты измерений корректировались на коэффициент масс-дискриминации, который, по данным

систематических контрольных анализов стандарта свинца SRM-981, составлял 0,08% на единицу разности масс. Полная погрешность измерения изотопных отношений не превышала 0,05% на единицу разности масс. Часть анализов была продублирована в аналитическом центре Геологической службы США в г. Денвер.

В ходе выполненных обобщений результатов аналитических работ установлено следующее:

1) По характеристике свинцово-изотопных отношений ранепалеозойские (I), среднепалеозойские (II) и позднемезозойские (III) месторождения Омулевской субпровинции отчетливо различны. На диаграммах изотопных отношений они формируют обособленные возрастные группы (кластеры) с характерными интервалами изотопных отношений: I-$^{206}Pb/^{204}Pb$=17,936÷17,985, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,529÷15,576, $^{208}Pb/^{204}Pb$=37,746÷37,919; II-$^{206}Pb/^{204}Pb$= 18,063÷18,132, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,546÷15,578, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37,916÷38,022; III -$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,424÷18,708, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,570÷15,619, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,397÷38,656.

2) Расположение кластеров непосредственно на эволюционной кривой орогена (μ= 9,74) в модели Стейси и Крамерса позволяет предполагать общий для месторождений источник свинца с характеристиками континентальной коры орогенного типа. Рассчитанные значения $Th/U_{(источник)}$ для кластеров I, II и III идентичны (соответственно: 3,82; 3,80 и 3,79). Прирост радиогенной компонеты в составе свинца от кластера к кластеру выражен как функция времени, которое разделяет моменты формирования групп месторождений. Все это определенно указывает на то, что свинец был экстрагирован в разное время от эволюционирующего униформного (общего) для Омулевского террейна геохимического резервуара верхнекорового типа.

3) В позднемезозойском кластере отчетливо проявлен тренд – линейная зависимость положения точек на графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$. Представляется, что такая линейная зависимость в кластере, объединяющем одновозрастные (150-165 млн. лет) месторождения, имеет «изохронную природу». То есть тренд является «вторичной» изохроной, которая отражает неоднородности распределения урана в геохимическом резервуаре.

4) Выполненные по вторичной изохроне расчеты показывают, что геохимический резервуар имеет возраст около 1900 млн. лет. Можно вполне аргументированно предполагать, что в объеме Омулевского террейна в роли свинцового геохимического резервуара выступали древние терригенные толщи его нижнепротерозойско – рифейского фундамента.

5) Наличие на глубине в родственных Омулевскому террейну структурах Алдано-Майской депрессии геохимического резервуара раннепротерозойского возраста находит свое выражение, по данным [1], в особенностях присутствующего здесь Улканского магматического рудоносного комплекса, датированного в интервале 1725-1730 млн. лет, с Nd – модельным возрастом TNd(DM) в интервале 1,84-1,95 млрд. лет. Образование уникальных в отношении рудоносности гранитов Улканского комплекса связывается с парциальным плавлением пород раннепротерозойского геохимического резервуара с возрастом около 1, 9 млрд. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н. и др. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 5. С.44-69.

2. Моргулис Л.С. и др. Строение юго-восточного перикратонного погружения Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 1. С. 1-20.

3. Чернышев И.В., Шпикерман В.И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части Северо-Востока Азии // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 377. № 4. С. 530-533.

4. Шпикерман В.И. и др. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 36 с.

5. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 333 с.
6. Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Изучение изотопов рудного свинца на Северо-Востоке России // Колымские ВЕСТИ. 1999. № 5. С. 6-9.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ХАКАНДЖИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан

Хаканджинский рудный район расположен в Охотском секторе Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) и приурочен к тектономагматической структуре центрального типа (СЦТ), картируемой по распределениям μ_z-параметра, отображающего реологическое состояние тектонических сред [3]. Хаканджинскую СЦТ слагают вулканогенные породы ОЧВП. Довулканическое основание пояса представлено кристаллическими породами архейско-протерозойского фундамента Северо-Азиатского кратона и наложенными на него фанерозойскими комплексами. С северо-запада, севера и северо-востока Хаканджинскую СЦТ обрамляют мезозойские структуры Верхоянской складчато-надвиговой системы.

Местоположение центра СЦТ приурочено к пересечению меридионального сдвигового дуплекса широтным Челомджа-Ямским разломом (рис. А). Есть основания предполагать, что образованию Хаканджинской СЦТ предшествовал скрытый раздвиг земной коры, не выходящий на дневную поверхность, парагенетически связанный с глубинными левыми меридиональными и сопряженным правым широтным сдвигами.

СЦТ отчетливо выражена в гравитационных и магнитных аномалиях. В зоне ее влияния нарушается региональная линейная северо-восточная ориентировка магнитных аномалий, характерная для ОЧВП, и проявляются фрагменты дуговых ориентировок, концентрически располагающиеся относительно центра структуры. В гравитационном поле тоже проявлена концентрическая зональность: оси локальных аномалий меняют направление по круговому контуру. Околожерловая часть СЦТ смещена в северо-восточном направлении относительно центра структуры, что может быть обусловлено ее постмагматическим сдвигом. В таком же направлении смещен Кухтуйский метаморфический массив относительно своих глубинных границ в срезе на глубине 2-4 км [3].

В приповерхностных срезах земной коры признаки существования Хаканджинской СЦТ проявлены в концентрической зональности распределений μ_z-параметра на глубинах 2 и 3 км, которые характеризуют реологическую неоднородность разреза в интервале глубин 3-7 км. В срезе 3D μ_z-модели на глубине Нс = 2 км, отражающем неоднородность слоя в интервале глубин 3-5 км, структура центрального типа выражена концентрическим максимумом μ_z-параметра, окаймляющим ее центр [3]. К контуру структуры на глубине 2 км приурочены три месторождения описываемого района: Хаканджинское, Чачика, Юрьевское и множество рудопроявлений. В срезе Нс = 3 км, отражающим реологическую неоднородность слоя в интервале глубин 4-7 км, контуры структур расширяются до размеров 250 км в диаметре, а внутреннее строение усложняется. Относительно более жесткий центр структуры окаймляется кольцевым минимумом μ_z-параметра, а фланги структуры обрамляют концентрически распределенные μ_z-максимумы [2].

Интрузивно-купольная природа Хаканджинской СЦТ читается в распределениях сингулярных (особых) точек плотностных неоднородностей, локализуемых методом Г.А. Трошкова

в программе «СИНГУЛЯР» [1]. СЦТ представляет собой один из многочисленных каналов связи вулканических масс ОЧВП с их мантийными источниками. 50-60 млн. лет назад магмы мантийного происхождения занимали, по-видимому, более высокое положение в разрезе, что обеспечивало возможность разнонаправленных горизонтальных верхнекоровых перемещений метаморфических, складчатых и вулканических комплексов, читаемых на поверхности в виде сдвигов, связанных с ними надвигов и сбросов [6].

Анализ тектонических разрывов на геологических картах Охотской серии масштаба 1: 200 000 показал (рис. Б), что в приповерхностном слое земной коры исследуемого района

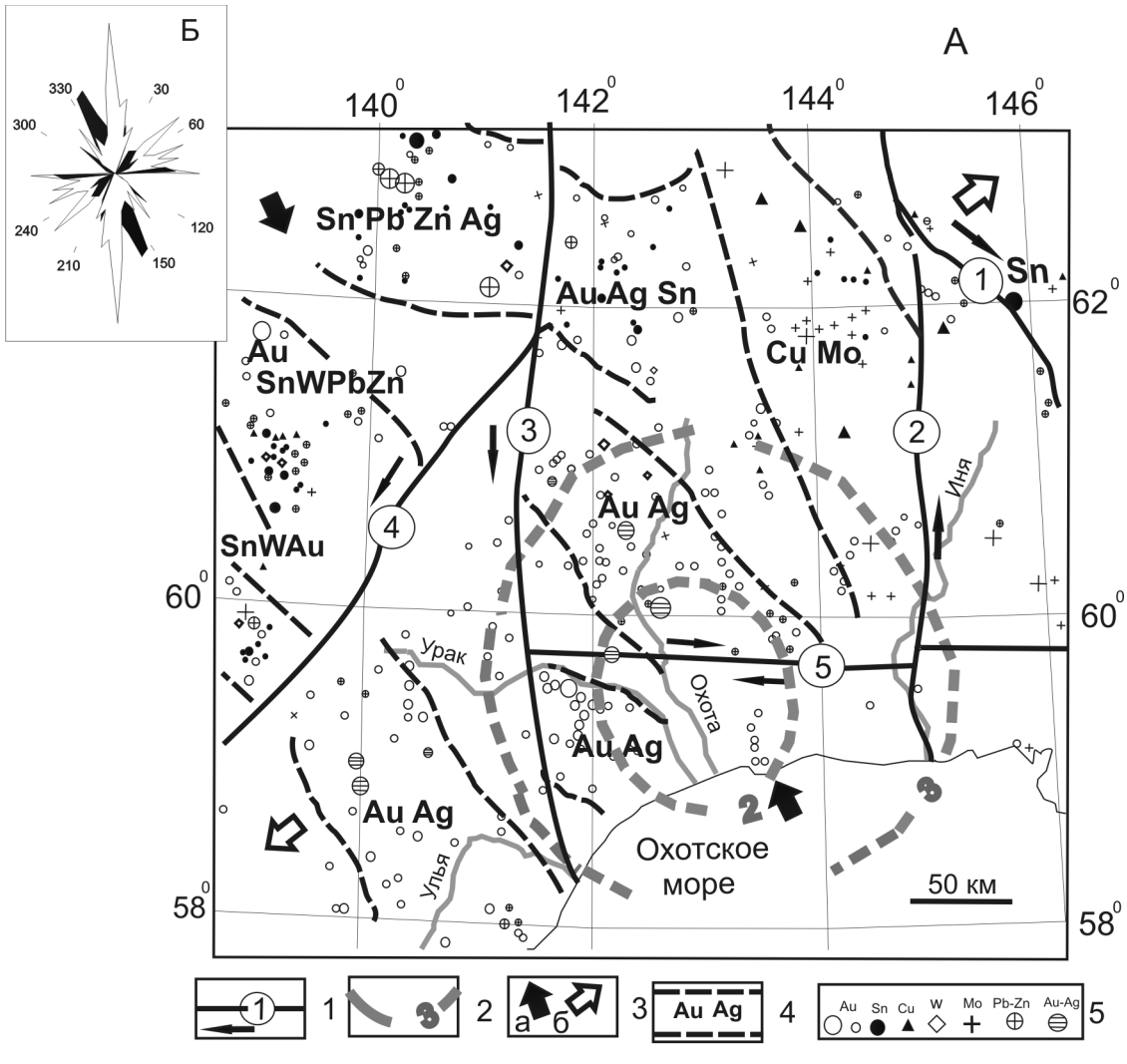


Рис. Схема структурно-динамического контроля рудной минерализации Хаканджинского рудного района (А) и суммарные диаграммы (Б) простираний сколовых разрывов (белый цвет), и магмовмещающих разломов растяжения (черный цвет).

1 – основные граничные сдвиги на дневной поверхности и их номера: 1 – Бургагылканский, 2 – Нилгысыгский, 3 – Нонкичанский, 4 – Билякчано-Акачанский, 5 – Челомджа-Ямский (стрелкой указано направление сдвига); 2 – глубинные контуры Хаканджинской СЦТ в горизонтальных сечениях, км; 3 – вектора тектонических напряжений: сжатия (а) и растяжения (б); 4 – контуры раздвигов с транстенсионным режимом развития и элементами их металлогенической специализации; 5 – месторождения и рудопроявления золота, олова, меди, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота и серебра.

господствуют протяженные меридиональные разрывы, а меньшее значение имеют северо-восточные, широтные и северо-западные разломы (сдвиги, взбрососдвиги и надвиги). Напротив – магмоконтролирующие разрывы растяжения (сбросы, сбрососдвиги и раздвиги) простираются преимущественно в северо-западном направлении. Менее распространены близмеридиональные, северо-восточные и широтные раздвиги. Исходя из приведенных данных, определяется направление регионального латерального сжатия, которое было ориентировано в направлении СЗ 335-340^0- ЮВ 155-160^0, т.к. максимум разрывов растяжения ориентируются параллельно наибольшему напряжению и перпендикулярно наименьшему. При этом сжатии северо-западные и широтные разрывы формировались как правые сдвиги, которые трансформировались в раздвиги при левых сдвигах по сопряженным меридиональным и северо-восточным разломам. Глубоко проникая, раздвиги служили каналами для интрузивного и эффузивного магматизма и рудогенных флюидов. Возраст раздвигов соответствует возрасту выполняющих их магматических тел или осадочных пород.

Участки присдвигового растяжения определяют пространственное положение СЦТ и рудных узлов. В пределах Хканджинской СЦТ совмещены месторождения и рудопроявления Au, Ag, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Cu, Sb, Hg, относящиеся к различным рудным формациям (рис. А). В относительном расположении рудных узлов и химическом составе рудных парагенезов отчетливо проявлена концентрическая зональность. Просматривается два концентрических пояса рудной минерализации. Первый окаймляет центр структуры, а второй проявлен за пределами гравитационной модели на расстоянии 240-280 км от центра структуры. В первом поясе концентрируются преимущественно золотосеребряные месторождения и рудопроявления, а во втором, наряду с золотосеребряной минерализаций – месторождения и проявления W, Mo, Cu, Pb, Zn и Sn. Такая же зональность обнаружена нами и в других тектономагматических структурах центрального типа в Верхнем [5] и Среднем [4] Приамурье, что свидетельствует об универсальном стадийном механизме выноса из мантийных магм рудогенных флюидов к поверхности Земли.

Основной объем промышленных Au-Ag руд в центральном поясе рудной минерализации содержат месторождения Хаканджинское, Чачика и Юрьевское. Они имеют средние и мелкие масштабы и сопровождаются многочисленными рудопроявлениями, расположенными во внутренней части СЦТ в контурах минимума μ_z-параметра, окаймляющего её центр. Золоту и серебру иногда сопутствуют полиметаллы, сурьмы, ртуть, однако заметных концентраций они не образуют. Месторождения и близкие к ним рудопроявления располагаются по внутреннему периметру центральной зоны СЦТ, над концентрической зоной реологического разуплотнения в слое 3-7 км.

Таким образом, в результате тектонического анализа разрывных дислокаций и гравитационных моделей в земной коре Охотского массива и прилегающих районах ОЧВП выявлены новые черты строения и палеогеодинамики тектонических структур и связанные с ними закономерности пространственного размещения рудных месторождений. Выявлены два главных взаимосвязанных фактора, определяющих строение Хаканджинского района и размещение рудной минерализации:

– приуроченность района к региональному меридиональному магмо-рудоконтролирующему левосдвиговому дуплексу, в котором наиболее продуктивный тектонический режим для рудоотложения отвечал условиям локального растяжения на фоне общего латерального сжатия.

– приуроченность района к своду тектономагматической структуры центрального типа, связанной с подкоровыми магмами, несущими разнообразную рудную минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С.123-127.

2. 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.

3. Петрищевский А.М. К проблеме Охотского массива (Северо-Западное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 48–59.

4. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 2. С. 207-212.

5. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568-593.

6. Умитбаев Р.Г. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука. 1986. 268 с.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авченко О.В. 118, 131, 284
Александров И.А. 121
Алексеев В.И. 125
Аленичева А.А. 274
Андреев С.И. 277
Андреичев В.Л. 235
Андросов Д.В. 372, 375
Ань Л.-Д. 45
Арбузов С.И. 170
Бабаева С.Ф. 277
Бадрединов З.Г. 128, 131, 195
Баскина В.А. 278
Бакулин Ю.И. 322
Батульзий Д. 250
Беа Ф. 173
Билик Н.Т. 152
Бирюзова А.П. 135
Блохин М.Г. 170
Богомолов Л.М. 91
Борискина Н.Г. 378
Брагин И.В. 16, 102
Бронников А.К. 42
Брянцева Г.В. 91
Бубнов С.Н. 137
Будяк А.Е. 19, 299
Буханова Д.С. 281
Бычкова Я.В. 296
Валеева О.К. 351
Вах А.С. 284, 289, 302
Верниковская А.Е. 140
Верниковский В.А. 22, 140
Вишневская И.А. 23
Вишневский А.В. 142
Владимиров А.Г. 144
Войнова И.П. 146
Волкова Н.И. 144
Волчек Е.Н. 26
Воронцов А.А. 149
Восель Ю.С. 23
Высоцкий С.В. 155, 381
Гамянин Г.Н. 287
Гвоздев В.И. 284, 289, 302
Генералова Г.Л. 152
Гладков А.С. 59
Гнилко О.М. 152
Голич А.Н. 155
Головина Т.А. 351
Голозубов В.В. 29, 45, 121, 184
Гольцман Ю.В. 137
Гоневчук В.Г. 293, 296, 322
Гоневчук Г.А. 293
Гора М.П. 262
Гореликова Н.В. 293, 296, 322
Горнов П.Ю. 32
Горячев Н.А. 284, 299, 302, 383
Гошко Е.Ю. 36
Гракова О.В. 300
Гребенникова А.А. 302
Гришин Г.К. 289
Гурьянов В.А. 159
Гусева Н.В. 102
Девятова В.Н. 367
Дегтерев А.В. 162
Демонтерова Е.И. 250
Денисова Ю.В. 164
Дербеко И.М. 268, 296
Дикий В.В. 152
Докукина К.А. 166
Докучаев А.Я. 137
Дорошков А.А. 346
Дриль С.И. 149, 207, 226, 250, 265
Дудаури О.З. 187
Ефимов А.С. 36
Жао Ц. 170
Жарков Р.В. 102
Жуланова И.Л. 118
Зарубина Н.В. 170
Зенкова С.О. 78
Зиновьев С.В. 189, 305
Зиньков А.В. 284
Зинькова Е.А. 173
Зябрев С.В. 146
Иванов А.В. 250
Иванов В.В. 170, 178
Ивин В.В. 308
Иволга Е.Г. 311
Йокояма К. 29
Кадильников П.И. 140
Калашникова Т.В. 175
Каныгина Н.А. 23

Каплун В.Б. 42
Кара Т.В. 314
Карманов Н.С. 200
Карнюшина Е.Е. 112
Касаткин С.А. 29, 45, 184, 322
Кемкин И.В. 48
Кемкина Р.А. 48
Климова Е.В. 52
Кобл М.А. 235
Ковтунович П.Ю. 274
Колесова Л.Г. 178
Колотилина Т.Б. 144, 316, 346
Кононов В.В. 131
Копылов М.И. 319
Кораго Е.А. 22
Корольков А.Т. 56
Коростелев П.Г. 322
Коротеев В.А. 26
Костровицкий С.И. 175
Котлер П. 89
Крапивенцева В.В. 178
Крук Е.А. 184
Крук Н.Н. 182, 184
Крылова Т.Л. 322
Крюков В.Г. 324
Кузнецова И.В. 327
Кузьмин Д.В. 262
Курчавов А.М. 137
Кушманова Е.В. 211
Лавренчук В.С. 224
Ларионов А.Н. 140, 235
Лебедев В.А. 187, 198, 330
Лиханов И.И. 189, 192,
Лунина О.В. 59
Лыхин Д.А. 333
Льяо Ч.-П. 121
Максимов С.О. 62, 336
Малах Ю.Е. 351
Малиновский А.И. 65
Манилов Ю.Ф. 39, 68
Мансуров Р.Х. 340, 343
Мартынов Ю.А. 215
Мартынюк М.В. 146
Матреничев В.А. 52
Матушкин Н.Ю. 22, 140
Медведев Е.И. 308
Метелкин Д.В. 22
Мехоношин А.С. 144, 316, 346
Миллер Э.Л. 235
Митрохин А.Н. 70, 72
Михалицына Т.И. 299
Михеев Е.И. 144
Моисеенко Н.В. 347
Молчанов В.П. 372, 375
Монтеро П. 173
Мотов А.П. 351
Неволин П.Л. 72
Ненахова Е.В. 354, 369
Нечаев В.П. 381
Нечаюк А.Е. 76
Нечеухин В.М. 26
Нигай Е.В. 357
Ножкин А.Д. 192
Ноздрачев Е.А. 128, 131, 170, 178, 195
Нуртаев Б.С. 78
Обут О.Т. 89
Одгэрэл Д. 250
Олейникова Т.И. 137
Орехов А.А. 322
Панфилов А.В. 211
Парфенов А.В. 198
Паршин А.В. 19
Перепелов А.Б. 200, 250, 265
Перфилова О.Ю. 149
Песков А.Ю. 159
Петрищевский А.М. 82, 386
Петров О.В. 22
Петровская Л.С. 204, 244
Петровский М.Н. 204
Петухов С.И. 277
Петухова Л.Л. 159
Полин В.Ф. 207
Полянский О.П. 218
Попов В.К. 253
Потапов И.Л. 211
Прасолов Э.М. 274
Приходько В.С. 159
Проскурнин В.Ф. 274
Пузанков М.Ю. 200
Пушкарев Е.В. 135, 224
Пыстин А.М. 211
Пыстина Ю.И. 213
Рапацкая Л.А. 85
Расторгуев В.А. 232

Раткин В.В. 293, 386
Речкин А.Н. 274
Рогулина Л.И. 360
Родионов А.Н. 308
Розинов М.И. 274
Романова Л.Н. 277
Рыбин А.В. 162, 215
Садкин С.И. 289
Салихов Д.Н. 246
Салова Т.П. 367
Сальников А.С. 36
Сафонова И.Ю. 87, 89
Сафронов П.П. 215, 327, 336, 347
Семенов А.Н. 218
Семеняк Б.И. 322
Сергеев С.А. 235
Сидоров Е.Г. 363
Сим Л.А. 91
Симакин А.Г. 367
Симонов В.А. 89, 221
Скляров Е.В. 224, 237
Скузоватов С.Ю. 226
Слабунов А.И. 229
Смирнов С.З. 262
Соболев И.Д. 232
Соболев Н.Н. 22
Соболева А.А. 235
Сокур Т.М. 94
Соловьева Л.В. 175
Соцкая О.Т. 299
Старикова А.Е. 224, 237
Степанов В.Б. 152
Съедин В.Т. 239
Тарарин И.А. 128, 131
Терехов Е.П. 239
Тимина Т.Ю. 262
Тогонидзе М.Г. 187
Травин А.В. 144
Трач Г.Н. 381
Трач Д.А. 381
Уляшева Н.С. 300
Уткин В.П. 72, 97
Фать Ф.-В. 45
Фатьянов И.И. 308
Федоровский В.С. 224
Федосеев Д.Г. 289, 302
Фелофьянов Д.С. 369
Фельдман Л.Л. 109
Филатова В.Т. 244
Ханчук А.И. 100, 372, 375
Харитонова Н.А. 16, 102
Хлестов В.В. 144
Холоднов В.В. 346
Хомич В.Г. 378, 384
Хромых С.В. 89, 144
Цыпукова С.С. 200, 250
Чащин А.А. 200, 253
Чекрыжов И.Ю. 381
Челноков Г.А. 16, 102
Четырбоцкий А.Н. 105
Чжан Б.-М. 121
Чижова И.А. 296
Чугаев А.В. 293, 330, 386
Чудненко К.В. 131
Шадрин А.Н. 232
Шардакова Г.Ю. 257, 260
Шацкий В.С. 226
Шевелев Е.К. 146
Шевко А.Я. 262
Шевырев С.Л. 107, 384
Шевырева М.Ж. 107
Шестакова А.В 102
Щербаков Ю.Д. 200, 250, 265
Шпикерман В.И. 109, 386
Юшманов Ю.П. 389

Научное издание

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Материалы
Третьей Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток, 20-23 сентября 2016 г.

Отпечатано с оригинал макета,
подготовленного Т.М. Михайлик,
минуя редподготовку в издательстве «Дальнаука»

Обложка *Орехов А.А.*