Учреждение Российской академии наук
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения РАН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Материалы
Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток, 20–23 сентября 2011 г.

Владивосток
2011

Russian Academy of Sciences
Far Eastern Branch
Far East Geological Institute

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

Proceedings of Russian Scientific Conference
with foreign participants
Vladivostok, 20–23 September 2011

Vladivostok
2011

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с.

ISBN

В представленных материалах конференции обобщены оригинальные фактические данные отечественных и зарубежных исследователей.

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

Председатель программного комитета
академик А.И. Ханчук

Материалы опубликованы в авторской редакции

Конференция проведена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 11-05-06090-г)

ISBN
© ДВГИ ДВО РАН, 2011

Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision, and Plate Environments.
Proceedings of Russian scientific conference with foreign participants. Vladivostok/Russia: 20–23 September 2011. Vladivostok: Dalnauka, 2011. 457 p.
ISBN

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 sliding of lithospheric plates: interaction dynamics, geological structure, stratigraphy and lithology, characteristic magmatism, metamorphism and ore formation. The results presented in this book were obtained by means of mathematic modeling, GPS observations, geophysical, satellite, and other modern methods of research. The time span of conference presentations covers actually the entire Earth history, from Early Precambrian to contemporary period. Diverse information discussed at the conference provides complex characteristics of geological processes taking place in the described geological environments.

PROGRAM COMMITTEE CHAIRMAN:
Khanchuk A.I., Academician of the Russian Academy of Sciences

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

Conference is financially supported by:
Russian Foundation for Fundamental Research (grant # 11-05-06090-г)

ISBN © FEGI FEB RAS, 2011

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ 16

INTRODUCTION 17

Общие вопросы изучения обстановок субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит ... 18

Буслов М.М.
Роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов в формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса 19

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю.
Формирование покровно-складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона: геодинамика, эволюция магматизма и рудообразования 20

Гвишиани А.Д.
Результаты приложения нечёткой кластеризации к гравитационным данным в регионе Молуккского моря 22

Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И.
О выявлении обстановок скольжения литосферных плит в структурах орогенных поясов 25

Кемкин И.В.
Аккреционные призмы древних зон субдукции (на примере Сихотэ-Алиня) 28

Петрищевский А.М.
Гравитационные модели зон сочленения окраинноморских плит Северо-Восточной Азии с евразиатской плитой 31

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В.
Конвергенция и дивергенция внутренней и восточной Азии: отражение в развитии кайнозойского магматизма 34

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.
Субдукционные процессы и глубинное строение региона Южно-Китайского моря 37

Соколов С.Д.
Тектоника Южно-Анюйской сутуры и проблема происхождения Амеразийского бассейна 40

Федоровский В.С., Скляров Е.В.
Анатомия зон косой коллизии (на примере Ольхонской коллизионной системы, Западное Прибайкалье) 43

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.
Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит 45

Чехов А.Д.
Механизм формирования Дальневосточных окраинноморских бассейнов (на примере Охотоморской литосферной микроплиты) 49

Чехович В.Д.
Оправдана ли гипотеза субдукции «накатывания» при формировании внутриокеанских островных дуг? 55

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.
Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ литосферных плит 57

Toshiaki Shimura, Emi Nagakubo, Anthony I.S. Kemp, Moeru Kojima, Yasuaki Inaba
TTG magma genesis by the collision tectonics between Kuril Arc and NE Japan Arc 59

Jian-Bo Zhou, Xing-Zhou Zhang, Yong-Jiang Liu, Simon A Wilde
Confirmation of an extensive late Pan-African metamorphic belt in NE China: evidence and tectonic implication 62

Геологическое строение, стратиграфия и литология зон субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит и динамика их взаимодействия 63

Бретштейн Ю.С.
Геокинематика террейнов Бурея-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов по палеомагнитным данным 64

Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.
Пермские отложения Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии): новые данные 67

Войнова И.П.
Характер строения Самаркинской аккреционной призмы как следствие ее формирования в условиях косой субдукции 69

Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Голубенко И.С., Лямин С.М.
Сводная геологическая карта Магаданской области и принципы ее составления 71

Гранник В.М.
Конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит: формирование геологической структуры острова Сахалин и дна прилегающих акваторий 74

Деркачев А.Н., Николаева Н.А.
Ассоциации тяжелых минералов осадков как индикатор структурно-тектонической позиции бассейнов осадконакопления: возможности и реальности идентификации 77

Зябрев С.В.
Меловая субдукционная аккреция и постаккреционные перемещения на Дальнем Востоке России 79

Калачева Е.Г.
Гидротермальные системы островодужного типа: геохимия и условия формирования термальных вод (на примере северных Курильских островов) 81

Касаткин С.А., Голозубов В.В.
Кайнозойские деформации и современные поля напряжений острова Сахалин 82

Кемкин И.В.
Строение восточной части Баджальского террейна (юрская аккреционная призма, Сихотэ-Алинь) ... 85

Кудымов А.В.
Сдвиговая зона и сопряженные с ней олигоцен-четвертичные впадины Нижнего Приамурья 88

Максумова Р.А.
Формации субдукционного этапа развития раннепалеозойского Терскейского палеоокеанического бассейна (стратиграфия, литология, обстановки формирования) 91

Малиновский А.И., Голозубов В.В.
Литологические критерии выделения границ скольжения литосферных плит (на примере Журавлевского террейна) 94

Медведева С.А.
Палеотектонические обстановки накопления позднемезозойских терригенных пород Баджало-Горинской структурно-формационной зоны 97

Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т.
Особенности строения и тектонические обстановки формирования центральной части хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) 100

Митрохин А.Н.
Структурно-динамические условия локализации пород силинского вулкано-плутонического комплекса (Комсомольский рудный район) 103

Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.
Особенности строения и развития Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) и зоны его динамического влияния 106

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.
Динамика позиционирования и структурирования террейнов, сшивающих и перекрывающих комплексов в южном обрамлении Ханкайского массива 109

Нуртаев Б.С.
Формирование зональности в обстановках коллизии на примере системы Букантау – Южно-Ферганских глубинных разломов 112

Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г.
Условия формирования химического состава минеральных источников Хэнтэй-Даурского поднятия 116

Петрищевский А.М.
Происхождение и механизмы формирования глубинных структур окраинно-материковых террейнов Сихотэ-Алиня (Таухинского, Кемского, Киселевско-Маноминского) 118

Плетнев С.П., Мельников М.Е.
Эволюция геодинамических обстановок в зоне контакта литосферных плит (на примере островодужных систем Тонга-Кермадек, Вануату, Муссау и разлома Хантер) 121

Прокопьев А.В., Миллер Э.Л., Торо Х., Герелс Дж.Э., Соловьев А.В.
Реконструкция мезозойских питающих провинций Верхоянской континентальной окраины, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория по данным u-pb датирования обломочных цирконов 123

Рапацкая Л.А., Иванов А.Н.
Геодинамическая обстановка на окраинах Палеоазиатского океана и формирование нефтегазоносных комплексов 126

Семенова Ю.В., Дриль С.И., Сорокин А.А.
Литохимические особенности палеозойских метаосадочных пород Тукурингра-Джагдинского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского пояса 130

Соловьев А.В., Шапиро М.Н.
Эоценовая геодинамика северо-восточной окраины Азии (южная Корякия, Камчатка) 132

Сорокина А.Т., Шерман С.И., Попов А.А.
Дегазация недр Зейско-Буреинского бассейна – регулятор сейсмического режима и геодинамических напряжений 134

Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В.
Кайнозойский рифтогенез и линеаментные структуры восточной части Амурской плиты 137

Шкодзинский В.С.
Влияние силы кориолиса на мантийную конвекцию, тектонические и магматические процессы 139

Юркова Р.М., Воронин Б.И.
Литогенез флишоидных комплексов предостроводужных палеозон 141

Weihua Bian, Pujun Wang, Rukai Zhu, Zhiguo Mao, Huafeng Tang
Volcanic and sedimentary sequences of upper Carboniferous Bashan Formation in the Junggar Basin, NW China 144

Youfeng Gao, Pujun Wang, Rihui Cheng, Guodong Wang
Chinese Cretaceous Continental Scientific Drilling (CCSD-SK-In, CCSD-SK-Is) in Songliao Basin, NE China 146

Yulong Huang, Pujun Wang, Xiaomeng Sun, Xiaojian Yu
Tectonic Revolution and Petroleum Accumulation in the Rift Basin of the Eastern China: Take Liaohe Basin as an Example 148

Yongjiang Liu, Xingzhou Zhang, Quanbo Wen, Guoqing Han, Wei Li
Uplifting of the Jiamusi Block in the eastern Central Asian Orogenic Belt, NE China: evidence from basin provenance and geochronology 149

Phùng Văn Phách, V.V. Golozoubov, Manuel Pubellie, Trần Tuấn Dũng, Nguyễn Trọng Tín
Tectonic structures of southwestern part of deep water basin of eastern Vietnam sea 150

Wang PuJun
Tectonic and sedimentary evolution of the Songliao basin, late Mesozoic, NE China 151

Yuewu Sun, Xingzhou Zhang, Mingsong Li
New material on Permian phytogeography in the Yanbian area, eastern Jilin Province, China 153

Toker M., Krastel S., Demirel-Schlueter F., and Demirbağ E.
The Highlands Rifting Phenomena in Lake Van Dome as a morphological paradigm and Model Synthesis, Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC), E Turkey 154

Кириллова Г.Л.
Мезозойская тектоника и седиментация на конвергентных границах плит (Дальний Восток) 159

Магматизм и метаморфизм в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит ... 163

Авдейко Г.П., Палуева А.А.
Тектоническое положение и геодинамические условия формирования адакитов в субдукционной системе Камчатки 164

Акинин В.В.
Изотопная геохронология мелового магматизма северо-востока Азии и возможные рубежи геодинамических этапов сдвигов/скольжения плит 167

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Ронкин Ю.Л.
Проблема возраста пород и оруденения Волковского массива (Платиноносный пояс Урала) по результатам Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований 169

Антипин В.С., Дриль С.И., Одгэрэл Д.
Мезозойские интрузивно-дайковые серии гранитоидов Центральной Монголии 172

Анфилогов В.Н.
Природа пространственно совмещенного базальтового и кислого вулканизма 174

Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А.
Природа и u-pb shrimp возраст метаморфических комплексов восточной Камчатки 177

Белоусов И.А., Бенард А., Соболев А.В.
Сравнение микроэлементного состава минералов из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) и жильных пироксенитов из ксенолитов Авачинского вулкана (Камчатка) 179

Валуй Г.А.
Гранитообразование в зоне перехода континент-океан по данным Sm-Nd-Sr-O изотопии 181

Вах А.С., Авченко О.В., Киселев В.И., Сергеев С.А., Пресняков С.Л.
Новые данные о проявлении палеозойского магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна Северо-Азитского кратона 184

Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Мороз Е.Н., Котлер П.Д., Михеев Е.И., Гаврюшкина О.А.
Стресс-граниты и сподуменовые пегматиты Центральной Азии 187

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Мазукабзов А.М.
Роль процессов коллизии и субдукции в фанерозойском базитовом магматизме юга сибирского кратона 190

Глуховский М.З., Кузьмин М.И.
Конвергенция надсубдукционных геохимических показателей на примере палеопротерозойских импактных псевдотахилитов Анабарского щита 192

Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В.
Условия формирования островодужных и коллизионных гранитоидов на заключительных этапах развития Джидинской островодужной системы на окраине палеоазиатского океана 195

Горнова М.А.
Геохимические особенности перидотитов надсубдукционных зон: процессы плавления и взаимодействия с расплавом 198

Гребенников А.В.
Индикаторная роль микросферических образований в процессах мел-палеоценового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня 201

Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Падерин И.П.
Вендская плагиомигматизация в субдукционном эклогит-амфиболитовом комплексе Горного Алтая 205

Докукина К.А., Минц М.В., Конилов А.Н.
Беломорская мезо-неоархейская эклогитовая провинция: сравнение с фанерозойскими аналогами 208

Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М.
Изотопно-геохимические особенности процессов гранитообразования в палеозойских аккрецонных призмах на примере Монголо-Охотского пояса 211

Емельянова Т.А., Леликов Е.П.
Изотопная геохимия и мантийные источники позднекайнозойского вулканизма Японского и Охотского морей и подводного хребта Витязя 214

Ефремов С.В.
Геохимически специализированные резервуары в континентальной литосфере, как возможные источники редкометалльных гранитоидов 216

Иванова В.Л.
Синсдвиговые гранитоиды Сихотэ-Алиня 217

Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Дриль С.И.
Геохимия гранитоидов Олекминского комплекса и вулканических пород Иргаинской свиты (Восточное Забайкалье) 220

Имамвердиев Н.А., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я.
Петрогеохимические и геодинамические аспекты коллизионного вулканизма Малого Кавказа 223

Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Кононов В.В., Сафронов П.П.
Лампроиты Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) 226

Киселев А.И., Гордиенко И.В.
Деламинация континентальной литосферы и сопутствующий магматизм 229

Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А.
Природа Анюйского метамофического купола (Сихотэ-Алинь) 232

Крук Н.Н., Тимкин В.И., Крупчатников В.И., Шокальский С.П.
Позднедевонский (франский) магматизм Горного Алтая как показатель инверсии геодинамического режима активной континентальной окраины 234

Кудрин К.Ю., Худиев Э.Р., Жалбэ М.Г.
Минералого-геохимическая характеристика надсубдукционных магматитов восточного склона Приполярного Урала 237

Кулаков И.Ю., Гордеев Е.И., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А.
Вариации режима питания вулканов Ключевской группы с 1999 по 2009 годы по результатам четырехмерной томографии 240

Лаврик С.Н., Кутуб-Заде Т.К.
Метаморфические породы Западно-Приморской активизированной зоны Ханкайского массива: возраст, геодинамические обстановки формирования и эволюции 242

Левицкий В.И., Левицкий И.В.
Петрология и геохимия гранитоидов из неоархейских и палеопротерозойских зон субдукции и коллизии Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы 245

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Ишиватари А., Соколов С.Д., Кононкова Н.Н.
Гипабиссальные интрузии монцонитов восточной Чукотки: индикаторы растяжения микроплиты Арктической Аляски – Чукотки в триасовое(?) время 248

Москаленко Е.Ю.
Петролого-геохимические особенности гранитоидного магматизма трансформной континентальной окраины Азии на примере Успенского массива (Приморье) 250

Орехов А.А., Гоневчук В.Г.
Особенности магматизма западной части Кавалеровского рудного района как отражение геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня 253

Перепелов А.Б., Чащин А.А., Цыпукова С.С.
Индикаторная роль NEB-адакитового магматизма в истории геодинамического развития островодужной системы Камчатки 256

Полин В.Ф., Мицук В.В.
Геохронологические рубежи обстановки скольжения плит в кеткапско-юнской магматической провинции Алданского щита по данным изотопного датирования 259

Попов В.К., Гребенников А.В.
Геохимические особенности позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня как индикаторы смены геодинамического режима на рубеже мезозоя-кайнозоя 262

Приходько В.С., Петухова Л.Л.
Состав и строение литосферной мантии Дальнего Востока России по данным изучения глубинных ксенолитов 266

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.
Типизация и возможные геодинамические условия образования полиметаморфических комплексов палеоконтинетальной области Урала 268

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.
Венд-раннекембрийский островодужный гранитоидный магматизм Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса (Алтае-Саянская складчатая область) 272

Русин А.И.
Геодинамические аспекты эволюции метаморфизма орогенных поясов 275

Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М.
Высоко- и сверхвысокобарические комплексы Урала: изотопный возраст и проблемы петрогенезиса 278

Савельев Д.П.
Модель предколлизионного генезиса миоценовых щелочных базальтов Кроноцкого перешейка (Восточная Камчатка) 281

Сакиев К.С., Бакиров А.Б.
Метаморфические породы сверхвысоких давлений Кыргызского Тянь-Шаня 283

Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Чуканова В.С., Ильина Н.Н.
Изотопно-геохимическая систематика и геохронология пород шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья 285

Светов С.А., Светова А.И.
Мезоархейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура 288

Селятицкий А.Ю.
Особенности составов минералов из мантийных и коровых перидотитов HP/UHP коллизионных зон 291

Симаненко В.П., Попов В.К., Чащин А.А.
Маастрихтский вулканизм Сихотэ-Алиня: геохимические свидетельства перестройки геодинамического режима региона на рубеже мезозоя – кайнозоя 294

Сорокин А.А.
Позднемезозойский магматизм северной окраины Амурского супертеррейна: возрастные уровни, источники, геодинамическая интерпретация 297

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.
Геохимия процессов гранитизации и магматического замещения базитовых роговиков контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки 300

Трунилина В.А.
Надсубдукционный интрузивный магматизм северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид 303

Федоров П.И., Коваленко Д.В.
Изотопно-геохимическая гетерогенность Западнокамчатско-Корякского вулканогенного пояса 305

Хромых С.В., Семенов И.В., Крук Н.Н.
Петрология контрастных габбро-сиенит-гранитоидных серий Алтайской коллизионной системы герцинид: типы и механизмы мантийно-корового взаимодействия 308

Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Сколотнев С.Г.
Ранний супрасубдукционный вулканизм Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): возраст и состав 310

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А.
Петрогенезис позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья 313

Чащин А.А., Сахно В.Г., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г.
Распределение микроэлементов в лерцолитовых включениях из позднекайнозойских щелочных базальтов юга Дальнего Востока России 316

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.
Гранитоиды в зоне сочленения структур Урала и Восточно-Европейской платформы: природа источников и геодинамические интерпретации 319

Шепелева Я.П., Колодезников И.И.
Обстановка формирования раннеюрского кобюминского андезибазальт-базальтового магматического комплекса Южного Верхоянья (Якутия) 322

Рудообразование на границах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит 325

Астахова Н.В., Леликов Е.П.
Особенности железо-марганцевого рудообразования на подводном хребте Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) 326

Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Зенкова С.О.
Интрузивные и рудные формации различных геодинамических обстановок развития Срединного и Южного Тянь-Шаня 328

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.
Медно-молибден-порфировые рудно-магматические системы Центральной Азии и геодинамические условия их формирования 331

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.
As и Bi как индикаторы генетических особенностей орогенных золоторудных месторождений Северо-Востока России 334

Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Горячев Н.А.
Золотое оруденение в коллизионных гранитах юго-восточной части Восточного Саяна 337

Гвоздев В.И., Федосеев Д.Г.
Эволюция вольфрамоносных рудно-магматических систем на примере Малиновского рудного узла (Приморский край) 340

Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И., Гоневчук Г.А., Гореликова Н.В.
Оловоносные системы активных окраин: особенности генезиса и рудоносности 342

Гореликова Н.В., Ханчук А.И., V. Pawlowsky-Glahn, R. Tolosana-Delgado, Чижова И.А.
Геодинамическая типизация рудных районов по микроэлементам в касситеритах 345

Дамдинов Б.Б.
Золото-платиноидное оруденение в глаукофансодержащих метабазитах Восточного Саяна 347

Дженчураева Р.Д.
Субдукционно-коллизионные процессы в палеозое и минерагенез (на примере Тянь-Шаня) 350

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 353

Иванов В.В., Полин В.Ф., Неменман И.С., Кононов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А.
Порфировое золото-теллуридное оруденение high-sulfidation типа Северного Приохотья: минералогия, магматизм и геодинамика 356

Ивин В.В.
Кумирное месторождение серебра (Северное Приморье) и возможный геодинамический режим его формирования 359

Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В.
Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня 362

Лотина А.А.
Геолого-структурные особенности локализации золото-висмут-теллурового оруденения месторождения Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) 366

Молчанов В.П., Кемкин И.В., Медведев Е.И.
Особенности минералов золото-платиноидно-киноварной ассоциации Фадеевского узла (Приморье) как отражение геодинамической обстановки её образования 369

Раткин В.В.
Бор-свинцово-цинковые и оловянные руды субдукционного этапа формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса: пространственно-временные соотношения 372

Середин В.В., Чекрыжов И.Ю., Попов В.К.
Редкометалльные туфы кайнозойских угленосных впадин Приморья, сформированных в обстановке скольжения литосферных плит 375

Сорокин А.П., Рождествина В.И., Кузьминых В.М., Артеменко Т.В., Сорокина А.Т., Леусова Н.Ю., Киселева А.А.
Мезозойско-кайнозойские коллизионные и аккреционные геологические процессы на Восточной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса (структурные преобразования и особенности минерагении) 377

Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.
Золотоносные районы терригенно-сланцевых толщ южного обрамления Северо-Азиатского кратона (геодинамика формирования, особенности строения, металлогенический потенциал) 380

Холоднов В.В., Шагалов Е.С.
Роль и влияние мантийных и коровых источников, режима флюидов на состав и металлогеническую специализацию (Au, W, Bi, Mo и др.) длительно формирующихся окраинно-континентальных гранитоидных плутонов Среднего и Южного Урала 383

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.
Благороднометальный рудогенез в подвижных поясах Юго-Востока России 387

Шеремет Е.М.
Металлогеническая зональность в докембрийской зоне субдукции андийского типа Украинского щита (Приазовский мегаблок) 389

Pandian M.S., Gonevchuk V.G., Gvozdev V.I., Orekhov A.A., Semenyak B.I., Jyothykrishna R.S.
Comparison of hydrothermal processes in the formation of Vostok-2 skarn scheelite deposit, Primorsky Krai, Russia and Belkapahar skarn wollastonite deposit, Rajasthan, India: Fluid inclusion evidence 390

Thomas Seifert
Rare metal mineralization stages in the Erzgebirge metallogentic province and their link to mantle-derived magmatic pulses 393

Исследование геологических структур и процессов при помощи математических, геофизических, спутниковых и других методов 397

Галанин А.А., Гарцман Б.И.
Современные проблемы и перспективы геоморфологического анализа ЦМР 398

Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Терешкина А.А.
Современные вертикальные движения на полуострове Муравьева-Амурского по геодезическим данным 401

Голубенко И.С., Зинкевич А.С., Лямин С.М.
Организация пространственных данных на примере единой информационной системы 402

Джамалов Д.Б., Лордкипанидзе Л.Н., Абдуллаев Р.Н.
Трансформные разломы Западного Тянь-Шаня 403

Диденко А.Н., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А.
Область сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы: профиль З-ДВ Сковородино-Томмот 406

Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А.
Численное моделирование на нерегулярных сетках процессов миграции углеводородов в зонах взаимодействия литосферных плит 409

Коновалова О.А.
Применение ГИС-технологий при изучении инженерно-геологических условий и макросейсмических проявлений в г. Петропавловске-Камчатском при семибалльном землетрясении 1971 года 410

Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Абкадыров И.Ф., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Воропаев П.В.
Выделение малоглубинных магматических очагов на Камчатке методом низкочастотного микросейсмического зондирования 413

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.
Центральные Курилы: геофизические поля, блоковая структура и Симуширские землетрясения 416

Левин В.А.
Спутниковый мониторинг природных процессов и явлений на Дальнем Востоке по данным метеорологических спутников 417

Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.
Рельеф как граница тектоносферы 419

Лунина О.В., Гладков А.А.
База данных активных разломов – унифицированная система ввода, хранения и визуализации информации 421

Наумова В.В., Горячев И.Н.
Интеграция пространственных данных и сервисов по геологии Дальнего Востока России на основе портального решения 424

Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н.
Геоэлектрическая структура тектоносферы на юге Дальнего Востока: связь с тектоникой, металлогенией, нефтегазоносностью 426

Новопашина А.В.
Моделирование миграций сейсмической активности с применением геоинформационных систем 430

Петров А.Н.
Моделирование тектонических движений деформационными сетками 432

Петров А.Н.
Изучение деформаций в условиях скольжения плит 435

Развозжаева Е.П.
Строение Ургальского разлома Кындалской грабен-синклинали Буреинского осадочного бассейна (по данным сейсморазведки) 438

Рашидов В.А.
Геомагнитные исследования подводных вулканов Тихоокеанской зоны перехода 440

Родкин М.В.
Новые свидетельства роли флюида и метаморфических превращений в сейсмичности и в геотектонике 443

Четырбоцкий А.Н.
3D численное моделирование структуры теплового потока на границе астеносфера – литосфера 446

Шестаков Н.В., Jeongho Baek, Герасименко М.Д., Hiroaki Takahashi, Коломиец А.Г., Герасимов Г.Н., Бормотов В.А., Быков В.Г., Pilho Park, Jaehee Cho, Терешкина А.А., Василенко Н.Ф., Прытков А.С.
Крупномасштабные деформации земной коры в Восточной Азии, вызванные японским землетрясением 11 марта 2011 года (mw = 9.0), по данным GPS измерений 449

Авторский указатель 452

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выделение литосферных плит и обнаружение связи эндогенных процессов с геодинамическими (тектоническими) обстановками взаимодействия плит является одним из главных достижений геологии и геофизики XX века. Геохимические индикаторы пород обстановок спрединга и субдукции позволили распознавать аналогичные породы в древних геологических комплексах. По субдукционным обстановкам накоплен огромный фактический материал, однако, из-за многофакторности самой системы, полного понимания особенностей ее формирования до сих пор нет.

В последнее время возрос интерес к обстановкам коллизии и скольжения литосферных плит. С коллизией континентальных плит связано формирование новых блоков континентальной литосферы, а с постколлизионным скольжением плит – развитие специфического магматизма. Все более очевидным становится тот факт, что орогенные пояса и новая континентальная литосфера на границе континент–океан также формировались в обстановках скольжения литосферных плит.

Продукты магматизма на границах скольжения плит отличаются пестрым составом, который обусловлен смешением в разных пропорциях вещества астеносферы, слэба и субдукционного клина.

Для каждой обстановки взаимодействия плит характерен свой особый тип металлогении. К геологическим комплексам обстановок скольжения плит приурочены медно-порфировые и золото-полиметаллические (серебряные) месторождения, к зонам субдукции – золото-серебряные. Коллизия плит обусловила появление месторождений золота в черносланцевых толщах аккреционных призм и турбидитовых бассейнов. Можно назвать и другие примеры, но в целом задачи металлогенического прогноза требуют углубления, расширения и ускорения исследований в этом направлении.

Публикуемые в сборнике материалы конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» обобщают оригинальные фактические данные отечественных и зарубежных исследователей. Разнообразие проблематики докладов и многоплановость рассмотрения в них геологических процессов в различных геодинамических обстановках позволит в целом получить комплексное представление о предмете обсуждения, сформулировать новые подходы и наметить основные задачи дальнейших исследований окраинно-континентальных и континентальных структур.

А.И. ХАНЧУК

INTRODUCTION

Identification of lithospheric plates and established correlation between endogenous processes and geodynamic (tectonic) environments is among major achievements of geology and geophysics of XX century. Geochemical indicators of rocks of modern divergent and convergent margins helped to reveal analogous rocks in ancient geological complexes. Despite the vast factual data available on subduction environment, due to multifactor nature of the system, there is still no complete understanding of its formation. Nowadays collision and sliding of lithospheric plates attract more and more attention. Collision of continental plates is associated with the formation of new blocks of continental lithosphere, while post-collisional sliding of plates is characterized by specific magmatism. The recent data more obviously prove that at the continent/ocean boundary the formation of orogenic belts and new continental lithosphere also took place in the environments of lithospheric plates sliding.

Complex magmatism characteristic of slide-of-plates boundaries is conditioned by combination of asthenosphere, slab, and subduction wedge matter mixed in different proportions.

Each environment of plates interaction is characterized by its own specific metallogeny. Copper-porphyric and gold-polymetallic (silver) deposits are confined to geological complexes of slide-of-plates environments, gold-silver – to subduction. Collision of plates conditioned the formation of gold deposits in black schist layers of accretionary prisms and turbidite basins. There are other examples as well, however, for reliable metallogenic forecasts this aspect requires intensive investigation.

This book presents the reports made at the scientific conference "Geological processes in the lithospheric plates subduction, collision, and slide environments" generalizing original factual data of Russian and foreign specialists. We hope that their diverse thematics will help comprehensively describe geological processes of different geodynamic environments, reveal and describe their typomorphism, lay down new approaches, and outline basic targets for further research of marginal-continental and continental structures.

Alexander KHANCHUK

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОБСТАНОВОК СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса

Буслов М.М.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, Россия, misha@igm.nsc.ru

Позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [1-3, 5, 6, 8, 10-12, 14-16]. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне–перми – при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [2-4, 6, 12]. В результате коллизий венд-среднепалеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Восточно-Европейского континентов и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов (тектоно-стратиграфических единиц), которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональности.

Разновозрастные группы сдвиговых террейнов представлены фрагментами ранне-среднепалеозойских окраино-континентальных комплексов, оторванных из обрамления Сибирского и Казахстано- Байкальского континентов. Террейны разделены позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [2, 12]. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, вендпалеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупые ороклинальные [1, 10, 11, 14]. Наиболее интенсивные позднекарбоново-пермские сдвиги проявились в Восточном Казахстане, разделив составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский. Между ними сформирована линейная сдвиговая структура, шириной более 500 км, включающая Чарскую, Иртышскую, Северо-Восточную, Курайскую сдвиговые зоны и Главный Саянский сдвиг. Позднекарбоново – пермские сдвиговые и надвиговые структуры в Алтае-Саянской складчатой области осложняют средне-позднепалеозойскую Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую структуру, завершающую этап коллизии Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», гранта научной школы академика Н.Л. Добрецова НШ-65804.2010.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10 (1-2). С. 49-75.

3. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др. Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 1-4.

4. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66-90.

5. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-

Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.

6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.

7. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 78. С. 59-75.

8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.

9. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

10. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41-58.

11. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands. 1993. P. 45-62.

12. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 655-671.

13. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal grow of the Siberian continent in vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 673-690.

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

15. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic bel // Journal of the Geological Society. London, 2007. V. 164. P. 31-47.

16. Windley B.F., Kroner A., Guo J. et al. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geology. 2002. V. 110. P. 719-737.

Формирование покровно-складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона: геодинамика, эволюция магматизма и рудообразования

Верниковский В.А.[1,2], Верниковская А.Е.[1], Метелкин Д.В.[1,2], Матушкин Н.Ю.[1,2]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3
[2]Новосибирский государственный университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, VernikovskyVA@ipgg.nsc.ru

На основании геолого-структурных, петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследований установлено, что формирование покровно-складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона происходило в течение нескольких этапов в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. На примере Таймырской складчато-покровной области и Енисейского кряжа рассматриваются соотношения геодинамических обстановок во времени, в частности трансформация в неопротерозое пассивной континентальной окраины в активную, аккреционно-коллизионные процессы, формирование островных дуг и офиолитов, орогенез и окраинно-континентальный рифтогенез. В зависимости от последовательности и соотношения указанных обстановок рассматриваемые ключевые регионы Сибири и Арктики характеризуются определенной последовательностью и типами магматизма и рудообразования.

В неопротерозойской истории Енисейского кряжа установлено три главных тектонических события, в интервалах 880-860, 760-720 и 700-630 млн. лет [3]. Наиболее древнее событие (880-860 млн. лет) связано с образованием гранитоидов тейского комплекса, которые были сформированы за пределами Енисейского кряжа, в составе Центрально-Ангарского террейна еще до его коллизии с Сибирским кратоном. Граниты синколлизионного аяхтинского и постколлизионного глушихинского комплексов (760-720 млн. лет) были образованы в ходе этой коллизии. Структурные и палеомагнитные исследования показывают вероятность косой коллизии

и возможного скольжения Центрально-Ангарского террейна относительно Сибирского кратона перед коллизией. В позднем неопротерозое – венде (700-630 млн. лет) в рассматриваемом регионе произошло формирование островных дуг и офиолитов с их последующей косой обдукцией на окраину кратона. В то же самое время, 710-630 млн. лет назад, в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны Енисейского кряжа образовались магматические тела основного и среднего состава повышенной щелочности, граниты А-типа и карбонатиты, сопровождающиеся ореолами щелочных метасоматитов, сформированные в обстановке активной континентальной окраины [4].

На Енисейском кряже большинство золоторудных месторождений и рудопроявлений, относимых к разным типам, приурочено к Татарско-Ишимбинской сутурной зоне, в которой также локализуется основная часть неопротерозойских магматических образований. Анализ имеющихся геохронологических данных для золоторудных объектов Енисейского кряжа [6], полученных разными методами для разных пород и минералов, свидетельствует о том, что их образование вероятнее всего происходило в период вышеназванных аккреционно-коллизионных событий.

Таймыро-Североземельский складчатый пояс разделяется на три крупные структуры северо-восточного простирания – Южно-Таймырский складчатый пояс, представляющий собой деформированную пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, Центрально-Таймырский аккреционный пояс и окраину Карского микроконтинента [1, 2, 7]. Их формирование происходило в разных геодинамических условиях – Центрально-Таймырский аккреционный пояс, в строении которого значительную роль играют океанские, островодужные и задуговые комплексы, оказался тектонически совмещенным с одной стороны – с осадками пассивной окраины Сибирского континента, а с другой – с отложениями континентально склона и подножья Карского микроконтинента. Этот вывод убедительно подтверждают палеомагнитные исследования, выполненные для палеозойских отложений архипелага Северная Земля и Южно-Таймырского пояса, а также неопротерозойских вулканитов Центрально-Таймырского пояса [5]. В частности, этими работами показано независимое от Сибири палеогеографическое положение Карского микроконтинента в раннем палеозое и некоторых террейнов Центрально-Таймырского пояса в раннем неопротерозое.

Основные геодинамические комплексы и выделенные структуры Таймыра различаются между собой специфическими чертами металлогении. Установлено, что наиболее важной отличительной чертой при металлогеническом районировании Таймырской складчатой области является преимущественно золотоносная специализация коллизионной зоны сочленения Центрально-Таймырского аккреционного пояса и надвинутой на него окраины Карского микроконтинента. Золотоносность неопротерозойских вулканогенных и черносланцевых комплексов этой структуры оказала существенное влияние на формирование золото-кварцевых жил, локализованных во флишоидных отложениях окраины Карского микроконтинента. Об этом свидетельствует значительное по масштабам перекрытие (несколько десятков километров) островодужных и океанских комплексов Карскими флишоидными отложениями, развитие мощного и протяженного (сотни километров) кварцево-жильного пояса вдоль зоны Главного Таймырского надвига, синскладчатый характер кварцевых жил и сульфидно-кварцевых зон. Перераспределение золота как из подстилающих золотоносных пород, так и внутри флишоидной толщи происходило при региональном метаморфизме коллизионного этапа в позднем палеозое и последующем постколлизионном (орогенном) магматизме.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Проскурнин В.Ф., и др. О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН, 1993. Т. 331. № 6. С. 706-708.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

3. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.

4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона – результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 90-94.

5. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1816-1820.

6. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол-мин. наук. НП АИ «Гео», Новосибирск, 2009. 16 с.

7. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника, 1991. № 6. С. 76-93.

Результаты приложения нечёткой кластеризации к гравитационным данным в регионе Молуккского моря

Гвишиани А.Д.

Геофизический центр РАН, г. Москва

Цель доклада – применение алгоритма кластеризации «Роден» [1-3], созданного в ГЦ РАН в рамках нового апробированного подхода к анализу геолого-геофизических данных «Дискретный математический анализ (ДМА)», в интерпретации гравитационных аномалий полной редукции Буге в области Молуккского моря (северо-восток Индонезии) для исследования структуры и соотношения основных тектонических элементов региона.

Геологическое и тектоническое строение исследуемого района. Молуккское море, расположенное между Восточно-Индонезийским и Филиппинским архипелагами (рис. 1), возможно, является одним из районов самого сложного тектонического строения в Юго-Восточной Азии. Плита Молуккского моря, сейчас почти полностью субдуцировавшая, зажата между тремя сходящимися плитами: Филиппинского моря, Евразийской и Австралийской [1].

Расположенное в зоне конвергенции трёх плит Молуккское море (рис. 1) характеризуется сложным сочетанием тектонических структур. Сложная комбинация зон субдукции объединяет два падающих в противоположных направлениях края плиты Молуккского моря, Филиппинскую зону субдукции на востоке и Котабатскую на западе. Основная область конвергенции в Молуккском море располагается у западной зоны субдукции под островной дугой Сангихе и у восточной – под островной дугой Халмахера.

Гравитационные аномалии в исследуемом регионе. Гравитационное поле региона Молуккского моря в полной редукции Буге содержит, по меньшей мере, две составляющие разной частоты. Региональная составляющая отражает элементы тектонического строения региона первого порядка. В частности, положительные аномалии чётко очерчивают океаническую литосферу Филиппинского моря и моря Сулавеси. Линейная, протяжённая с севера на юг отрицательная аномалия соответствует преимущественно Центральному хребту. К югу от Талаудского архипелага она значительно шире топографической возвышенности и покрывает сильно деформированные аккреционные призмы, расположенные по обеим сторонам хребта. К северу, вблизи Минданао, она повторяет восточный край топографической возвышенности и сдвинута к Филиппинскому разлому. На более локальных составляющих соотношения тектонической структуры и гравитационного поля менее выражены, поскольку их частично маскируют высокие амплитуды региональной компоненты.

После разделения гравитационных полей для интерпретации локальных составляющих была применена эйлерова деконволюция, основанная на новом методе кластеризации. На рис. 2а представлены её результаты (эйлеровы источники) на центральной части участка исследований при структурном индексе 2 (точечная масса) и размере окна 25’×25’. Применение методики

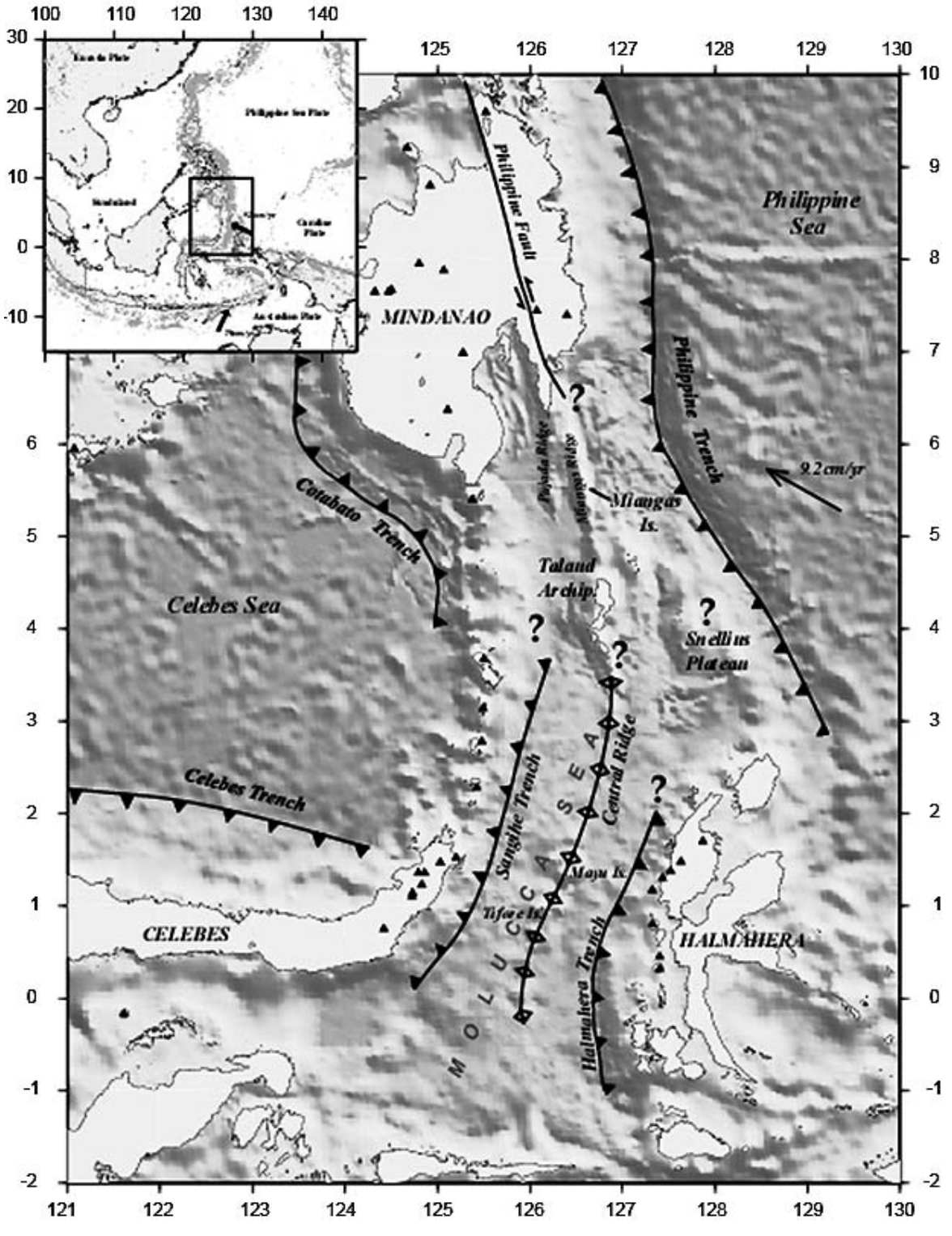


Рис. 1. Карта рельефа дна и основные структурные элементы Молуккского моря. Знаком вопроса отмечены слабоизученные области.

кластеризации, основанной на алгоритме «Роден» (рис. 2б) значительно уменьшает число решений и позволяет найти плотные области, которые отражают положение главных возмущающих тел региона [3].

Полученные кластеры простираются в нескольких направлениях. Решения разной глубины соответствуют разным тектоническим элементам региона.

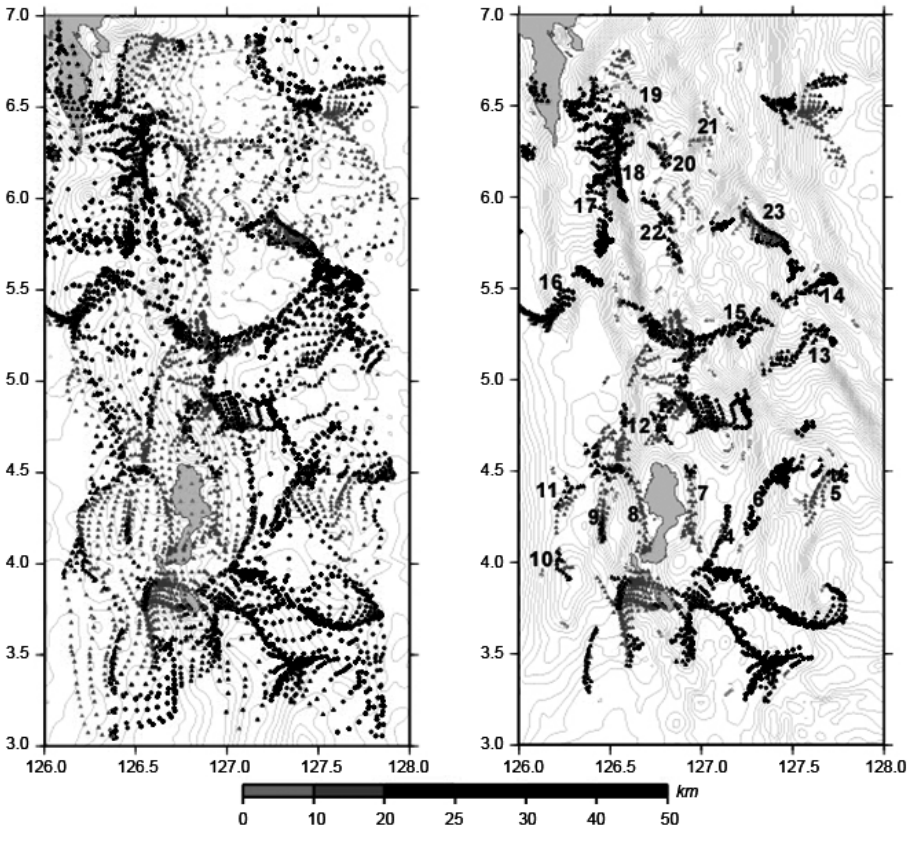


Рис. 2. Карта глубин гравитирующих источников, полученная применением Эйлеровой деконволюции (а) и результат применения к ней кластеризации (б). Цветовая градация соответствует глубинам расчета в км.

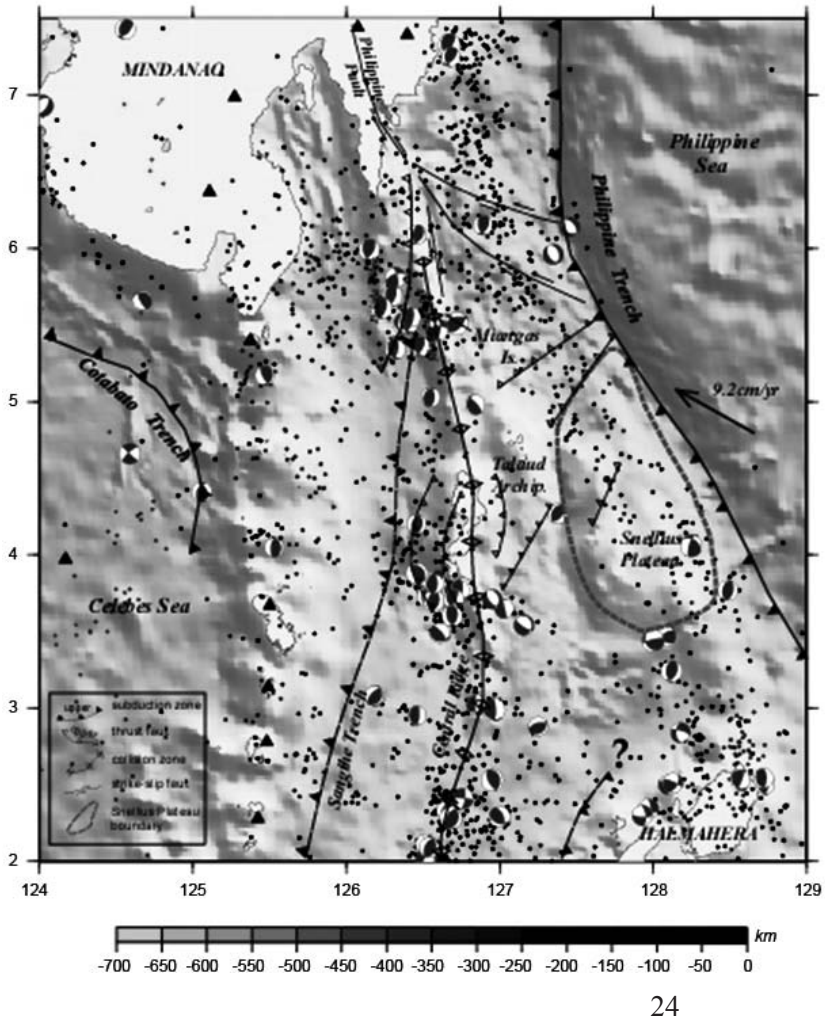


Рис. 3. Тектоническая схема, основанная на результатах интерпретации гравитационных данных.

Результаты интерпретации гравиметрических данных. По результатам изучения полученных данных сделан ряд выводов о тектоническом строении региона.Определено происхождение и тектоническое развитие Талаудского архипелага, уточнены детали строения и развития разлома Сангихе и Филиппинского разлома. Также в процессе интерпретации гравиметрических данных по региону Молуккского моря удалось выявить глубину и распространение сейсмических очагов (рис. 3).

Выводы. Метод интерпретации геофизических данных, описанный авторами, является очень эффективным в изучении структуры верхней части литосферы и геодинамических процессов путём комбинирования поверхностных и спутниковых гравиметрических данных. Материалы съёмки будущих спутниковых миссий более высокого разрешения (например, GOCE) позволят дальнейшее развитие метода и его применение к изучению мало исследованных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. C. Widiwijayanti, V. Mikhailov, M. Diament, C. Deplus, R. Louat, S. Tikhotsky, A. Gvishiani. Structure and evolution of the Molucca Sea area: constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth and Planetary Science Letters, 215 (2003). P. 135-150.

2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. О новом подходе к кластеризации // Кибернетика и системный анализ. 2002. № 2. С. 104-122.

3. Mikhailov V., Galdeano A., Diament M., Gvishiani A., Agayan S., Bogoutdinov Sh., Graeva E., Sailhac P. Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering // Geophysics, 2003. V. 68. N. 1. P. 168-180.

О выявлении обстановок скольжения литосферных плит в структурах орогенных поясов

Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

При составлении геодинамических реконструкций разного масштаба до недавнего времени выделялись, главным образом, конвергентные и дивергентные границы плит, для распознавания которых существовал набор структурных и вещественных признаков. Обстановке скольжения плит друг относительно друга по латерали уделялось мало внимания, хотя, как оказалось, этот режим имел важное, а порой определяющее значение в структурообразовании как на этапе формирования разрезов осадочных пород и магматических ассоциаций, так и в ходе их последующих преобразований в процессе аккреции или коллизии.

Признаки, позволяющие распознавать обстановку скольжения плит в структурах геологического прошлого, сформулированы в [1, 5]. В предлагаемом сообщении внимание акцентируется на том, как эти признаки «работают» при реконструировании геодинамики Восточно-Азиатской окраины в мезозое.

Структурные признаки. Поверхностным выражением обстановки скольжения литосферных плит являются приуроченные к границам этих плит системы сдвигов, многие из которых известны и описаны достаточно давно. Таковой является, в числе других, Восточно-Азиатская система, включающая систему сдвигов Тан-Лу [3]. Для геодинамического анализа важнейшими являются данные о причинах, времени и масштабах перемещений вдоль сдвиговых систем. Для Восточно-Азиатской окраины возможной причиной формирования сдвиговых систем с левосторонним характером перемещений в мезозое является косое взаимодействие активно двигавшихся на север и северо-запад океанических плит Палеопацифики относительно малоподвижной Евразии [1]. Проблема датировки перемещений решается не всегда однозначно. Более или менее уверенно можно говорить о времени завершения крупномасштабных перемещений по возрасту наиболее молодых интенсивно деформированных образований. В Сихотэ-Алине верхняя возрастная граница крупномасштабных перемещений подчеркивается угловым несогласием, вдоль которого смятые в сложные складки, нарушенные сдвигами и прорванные гранитоидами

нижнемеловые (по средний альб включительно) отложения перекрыты относительно слабо деформированными вулканитами сеноман-туронского возраста (петрозуевская и синанчинская свиты). Время начала крупномасштабных перемещений определяется по косвенным признакам – по времени начала заполнения специфических присдвиговых структур растяжения (pull-apart basins) или по наиболее древним цифрам возраста магматических тел, внедрившихся в сдвиговые зоны. Вопрос о масштабах перемещения блоков по латерали достаточно однозначно решается также далеко не всегда. Простое определение амплитуд горизонтальных перемещений по разобщениям маркирующих слоев или границ возможно лишь для отдельных разломов и не дает полного представления о масштабах перемещений вдоль сдвиговых систем в целом. На флангах относительно крупных разломов (например, Центрального Сихотэ-Алинского), разграничивающих области с различной геологической историей, таких маркирующих горизонтов или границ обычно нет, и вопрос о масштабах перемещения, таким образом, остается открытым. В случаях, когда предполагаются крупномасштабные перемещения в близмеридиональном направлении, определенную помощь в этом отношении может оказать анализ палеобиогеографических и палеомагнитных данных. Так, в Таухинском и Кемском террейнах Сихотэ-Алиня установлены флоры, формировавшиеся первоначально на широтах южнее современного расположения не менее чем на 15°, т.е. эти террейны перемещены с юга на север на расстояние более 1500 км. Палеомагнитных данных по мезозою Сихотэ-Алиня пока нет, а имеющиеся данные для мезозоя Японии и Китая этому выводу не противоречат [1].

Петролого-геохимические признаки, позволяющие отличать вулканиты границ скольжения литосферных плит от надсубдукционных вулканитов выявлены также относительно недавно. Как оказалось, вулканизм в пределах систем активных сдвигов сопровождается формированием мантийных «окон» (slab-window), по которым поступал материал из зоны ниже мантийного клина или коры над зоной субдукции. При этом происходило смешение компонентов из разных источников (надсубдукционного, внутриплитового и MORB) в пропорциях, меняющихся как от места к месту, так и во времени. Именно такие характеристики получены для базальтов альб-раннесеноманской коркинской свиты Сихотэ-Алиня, а также для кайнозойских вулканитов в обрамлении Японского моря. Проявления вулканизма приурочены к бассейнам присдвигового растяжения (pull-apart basins) на участках разветвления, сближения или искривления (в плане) сдвиговых зон, в связи с чем они распределены вдоль границ плит крайне неравномерно, то есть не образуют сплошных поясов [1].

Седиментационные признаки. Осадконакопление на фоне активных перемещений вдоль систем сдвигов также происходило и происходит в рамках бассейнов присдвигового растяжения (pull-apart basins), нередко имеющих ромбовидную форму. Проблемой является получение доказательств того, что седиментация в присдвиговых грабенах происходила на фоне именно горизонтальных перемещений вдоль контролирующих границы бассейна разломов. Такими доказательствами могут являться установление скольжения депоцентров вдоль сдвиговых зон, а также выявление связанного со сдвиговыми перемещениями стиля дислокаций, изменения стиля и интенсивности этих дислокаций при переходе от нижних частей разреза к верхним. Для внутриконтинентальных присдвиговых бассейнов характерно широкое развитие приразломных конгломератов в их обрамлении и быстрый переход к более тонкообломочным фациям в их центральных частях при значительном увеличении мощности отложений. Для таких бассейнов характерно также преобладание в составе кластики материала непосредственного обрамления бассейнов, а также лавинный характер седиментации. Все эти особенности описаны для приразломных бассейнов системы Тан-Лу (Алчанского, Сунляо на северо-востоке Китая, Кенсан в Корее и др. [1])

В обстановке присдвигового сжатия седиментационными ловушками являлись понижения в рельефе вдоль лежачих боков надвиговых зон, а также осевые части синклинальных изгибов

поверхности земли (нижнемеловые угленосные Раздольненский и Партизанский бассейны в Приморье). Для такого рода бассейнов характерны умеренные скорости седиментации, постепенное нарастание мощности отложений по мере перемещения к фронтальным частя надвигов или к приосевым частям синклинальных прогибов и отсутствие проявлений конседиментационного вулканизма [1].

Терригенная седиментация вдоль осложненной сдвиговыми перемещениями непосредственной границы континент-океан изучена на примере раннемелового Журавлевского террейна Сихотэ-Алиня, состоящего из толщ песчаников, алевролитов и горизонтов турбидитов общей мощностью более 12 тыс. м. В составе кластики здесь доминируют продукты перемыва континентальной коры без сколько-нибудь значимого влияния конседиментационного вулканизма и в этом отношении седиментация мало отличается от таковой вдоль пассивных континентальных окраин. Отличие заключается в том, что в составе галек конгломератов доминируют кремни, характерны для домеловых аккреционных призм Сихотэ-Алиня, то есть область размыва включала ранее аккретированные фрагменты активной окраины. На существование таких фрагментов указывает то, что в составе тяжелой фракции песчаников содержатся хромиты, сходные в химическом отношении с хромитами ультрабазитов офиолитов. Кроме того, при отнесении данного палеобассейна к присдвиговым учитывалось то, что западной его границей на значительном протяжении являлся Центральный Сихотэ-Алинский разлом, раннемеловые горизонтальные перемещения вдоль которого установлены достаточно надежно. Добавим также, что рассматриваемый палеобассейн замещался по латерали участками активных окраин (раннемеловые Таухинский и Кемский террейны Сихотэ-Алиня [6]).

Следует отметить, что перечисленные выше «вещественные» признаки характеризуют преимущественно обстановки присдвигового растяжения, то есть транстенсии. Для Сихотэ-Алинского участка окраины были более характерны транспрессионные обстановки, здесь заканчивали свой путь транслировавшиеся вдоль окраины террейны, и, соответственно, для этого района характерны интенсивные складчатые, сдвиговые и надвиговые дислокации. Следствием этого явилось многократное увеличение вертикальной мощности осадочной оболочки, формирование на ее нижних уровнях зон метаморфизма и выплавления больших объемов гранитоидных магм, внедрение которых завершило формирование орогенного пояса и, в целом, новообразованной континентальной литосферы [4]. Орогенные гранитоиды Сихотэ-Алиня, таким образом, пусть и опосредованно, формировались в обстановке скольжения плит и требуют, соответственно, пристального изучения с целью выявления петролого-геохимических критериев, позволяющих отличать их, например, от близких по химизму коллизионных гранитоидов [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 230 с.

2. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья //Тихоокеанская Геология, 1998. Т. 17. № 5. С. 11-26.

3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

4. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.

5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа / Ред. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока края. Владивосток, Дальнаука, 2006. Т. 1. С. 20-32.

6. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

Аккреционные призмы древних зон субдукции (на примере Сихотэ-Алиня)

Кемкин И.В.

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

Аккреционные призмы – интенсивно дислоцированные осадочные комплексы, формирующиеся в основании континентальных и островодужных склонов в результате последовательного причленения (аккреции) фрагментов осадочного чехла и положительных в морфологическом отношении структур океанической плиты в процессе ее субдукции. Первые представления об аккреции осадков чехла океанической плиты были сформированы в начале 1970-х годов в связи с интенсификацией морских геолого-геофизических исследований, проводимых в рамках международной программы глубоководного бурения (DSDP). В частности, по данным сейсмопрофилирования и бурения было установлено, что основание внутренних склонов желобов сложено наклоненными в сторону склона (от желоба) клиновидными пачками слоев, ограниченных тектоническими поверхностями. Внутри пачек слои осадочных пород интенсивно смяты в асимметричные опрокинутые складки с наклоном осевых плоскостей в направлении желоба. Дальнейшие углубленные сейсмические и магнитные исследования в сочетании с данными глубоководного бурения и драгирования склонов желобов, позволили выявить внутри этих пачек закономерную смену пелагических осадков, гемипелагических отложений и фаций дна желоба. По совокупности всех данных Д.Р. Сили с соавторами (Seely et al., 1974) предложили модель строения аккреционных призм как многократно счешуенного осадочного клина, формирование которого связывалось с пододвиганием океанической литосферы под внутренний склон желоба и последовательной аккрецией ее осадочного чехла и, частично, базальтового слоя к нижней части склона.

Вскоре после открытия аккреционных призм в современных субдукционных зонах, стали появляться данные и о наличии фрагментов древних аккреционных призм в структурах континентальных окраин, главным образом, Циркум-Тихоокеанского региона (Францисканский меланж в Северной Америке, призма о. Кадьяк, Японские острова).

В то же время строение складчатых областей Тихоокеанской окраины Азии по-прежнему представлялось как чередование синклинорных и антиклинорных структур, сформировавшихся в орогенный этап геосинклинальной стадии развития и сложенных мощным комплексом вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, включаемых в целый ряд последовательно залегающих свит. Например, в зоне так называемого Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Сихотэ-Алинская складчатая область) палеозойско-мезозойские образования выделялись в семь последовательных свит: тудовакскую, эльдовакскую, маляновскую, самаркинскую, удековскую, себучарскую и ариаднинскую суммарной мощностью свыше 15 000 м, известных под названием Улахинская серия.

В течение 1980-х годов при изучении хаотических толщ в Сихотэ-Алине (так называемых олистостром) сотрудниками Дальневосточного геологического института ДВО РАН был сделан ряд крупных открытий, в корне изменивших сложившиеся представления о геологическом строении и истории развития этого региона, считавшегося в то время типичной геосинклинальной складчатой областью. В частности, было установлено, что кремни, слагающие глыбы и обломки, а также разновеликие пластины (олистоплаки) в терригенном матриксе, представляют собой типичные планктоногенные (биогенные) отложения, лишенные терригенной примеси, которые при незначительной мощности (до 100 м) охватывают возрастной интервал в 70-100 млн. лет. Низкие скорости седиментации (около 1 мм в 1 000 лет), а также тесная связь их с океаническими толеитами СОХ-типа указывали, что накопление их осуществлялось в пелагической (т.е. центральной, максимально удаленной от терригенных источников) части палеоокеана, с глубинами

большими уровня карбонатной компенсации. Глыбы и обломки известняков, представляющие собой типичные рифогенные породы, по совокупности характерных признаков (тесная ассоциация с высокотитанистыми щелочными базальтами типа «горячих точек», наличие «холодного» контакта между известняками и базальтами и др.) были сопоставлены с фрагментами палеогайотов, что также характеризует их океаническое происхождение. Кроме того, было обосновано, что присутствующие среди олистостромовых образований обломки и пластины среднепалеозойских базальтов, габброидов и ультраосновных пород представляют собой тектонически разобщенные фрагменты единой офиолитовой ассоциации, т.е. последовательный комплекс пород, слагающих разрез океанической коры. И, наконец, данные микрофаунистических исследований показали, что, например, все терригенные породы, входящие в состав различных свит Улахинской серии, имеют юрский возраст, а карбонатные и кремневые породы более древний. Кремни – каменноугольный, пермский, триасовый и раннеюрский, а известняки – каменноугольный и пермский, т.е. многократное чередование в пределах 15 километрового разреза палеозойских известняков, палеозойских-раннемезозойских кремней и юрских терригенных пород не может быть седиментационным. Это результат тектонического совмещения разнофациальных и разновозрастных образований.

Эти данные позволили заключить, что строение Сихотэ-Алиня не есть нормальная или нарушенная в результате покровно-надвиговых дислокаций единая палеозойско-мезозойская стратиграфическая последовательность геосинклинального типа, а представляет собой многократное чередование в едином разрезе палеоокеанических образований и терригенных отложений приконтинентальной области седиментации, являющееся результатом их тектонического совмещения в ходе субдукции океанической литосферы и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла. В соответствии с возрастом терригенных пород, характеризующих время аккреции, в структуре Сихотэ-Алиня были выделены фрагменты (террейны) трех разновозрастных аккреционных призм: юрской, позднеюрско-раннемеловой и ранне-среднемеловой.

Особенности строения Сихотэ-Алиньских аккреционных призм можно рассмотреть на примере наиболее распространенной в регионе юрской призмы, которая представлена четырьмя террейнами: Самаркинским, Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджальским. В современной структуре Сихотэ-Алиня юрская призма представлена тектоническим пакетом многократного чередования тектонических пластин, сложенных пелагическими и гемипелагическими отложениями и фрагментами подводных гор, окраинноокеаническими песчано-сланцевыми толщами и хаотическими (субдукционный меланж) образованиями, что обусловлено, в первую очередь, процессами подслаивания и неоднократного дуплексирования океанических отложений в ходе субдукции. Породы, слагающие этот пакет пластин, смяты в сжатые разноамплитудные, асимметричные, нередко опрокинутые складки преимущественно северо-восточного простирания, с вергентностью осевых поверхностей складок на юго-восток и зеркалом складчатости, полого погружающимся на северо-запад.

Характер деформаций отложений юрской призмы и пространственная геометрия ориентировок основных структурных элементов залегания пород (генеральное падение слоев, вергентность осевых плоскостей складок, наклон зеркала складчатости) таковы, что тектонические пластины нижнего структурного уровня призмы обнажены в восточной части, а верхнего, соответственно, в западной. В большинстве случаев пластины имеют монопородный состав, что является результатом срывов по границе разнокомпетентных пород. Однако, в ходе литолого-биостратиграфических исследований было выявлено, что в отдельных тектонических пластинах сохранились фрагменты первичного (не нарушенного) разреза осадочного чехла океанической плиты, где пелагические кремни постепенно сменяются гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями, и, далее, терригенными породами. Такие стратиграфические последовательности отложений, получившие название Oceanic Plate Stratigraphy Sequences (Berger, Winterer, 1974; Isozaki et al., 1990 и др.), отражают историю седиментации на океанической плите в ходе ее дрейфа от места

зарождения (зона спрединга) до места захоронения (зона субдукции). Каждая группа отложений этих последовательностей обладает определенной информативностью. Так кремни характеризуют историю пелагической седиментации. Гемипелагические образования (кремнистые аргиллиты, аргиллиты и алевроаргиллиты) фиксируют момент подхода участка океанической плиты к конвергентной границе. Терригенные породы, накопление которых происходило в желобе, являются индикатором начала погружения данного участка океанической плиты в зону субдукции и, соответственно, последующей аккреции фрагментов ее осадочного чехла.

Детальные биостратиграфические исследования в пределах таких тектонических пластин, принадлежащих разным структурным уровням юрской призмы, показали, что возраст слагающих их кремнисто-терригенных отложений слегка отличается и плавно омолаживается от верхних уровней к нижним. Например, в Самаркинском террейне переходные слои от кремней к терригенным породам (кремнистые аргиллиты) имеют геттанг-плинсбахский, плинсбах-тоарский, тоар-ааленский, байоский и бат-келловейский возраст. В Хабаровском террейне установлен плинсбахский, среднебайоский и бат-среднекелловейский возраст кремнистых аргиллитов, а в Наданьхада-Бикинском – позднеплинсбахский, позднебайоский и бат-титонский.

Разный возраст пород (и в особенности терригенных) указывает на разное время аккреции фрагментов осадочного чехла океанической плиты, а плавное его омоложение в направлении к нижним структурным уровням – о последовательном характере процесса аккреции разновозрастных (т.е. разноудаленных от центра спрединга) участков (или Oceanic Plate Stratigraphy Sequences) океанической плиты. Следовательно, возраст слагающих тектонические пластины пород дает нам возможность, с одной стороны, определить время аккреции отдельных океанических фрагментов и воссоздать последовательность процесса аккреции, а с другой, расчленить призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы (или комплексы), характеризующие определенные этапы ее формирования и уточнить строение региона распространения данной призмы. На сегодняшний день в составе юрской призмы выделено пять (правда, не во всех террейнах) последовательных тектоно-стратиграфических комплексов. С учетом возраста слагающих их кремнисто-терригенных пород юрская призма характеризуется инверсионным стилем строения – нижний структурный уровень сложен более молодыми породами, а верхний несколько более древними. Вместе с тем, в пределах каждого комплекса первичная стратиграфическая последовательность отложений нормальная (от более древних к более молодым). Такое строение призмы является результатом последовательной аккреции. В ходе субдукции океанической плиты первыми аккретируются фрагменты ее передовых (наиболее удаленных от центра спрединга и поэтому более древних) участков. Далее под них последовательно аккретируются фрагменты более молодых участков океанической плиты, в результате чего формируется пакет тектоно-стратиграфических слайсов. Таким образом, истинное строение юрской призмы представляется не как беспорядочное многократное чередование тектонических пластин, сложенных разновозрастными и разнофациальными палеоокеаническими образованиями, а как закономерное повторение сложнодислоцированных фрагментов первичного разреза чехла разновозрастных, т.е. разноудаленных от центра спрединга, участков палеоокеанической плиты.

Аналогичное строение имеет и Сихотэ-Алинская позднеюрско-раннемеловая призма (Таухинский террейн) и одновозрастные призмы Японских островов – юрская (террейны Мино, Тамба, Ашио, Северный Чичибу, Самбагава и др.) и позднеюрско-раннемеловая (террейны Ошима, Северный Китаками, Южный Чичибу и Рюкю).

В заключение следует отметить, что изучение древних аккреционных призм имеет важное значение как для уточнения геологического строения сложенных ими регионов, характеризующихся сложным чешуйчато-поддвиговым строением и их геологической эволюции, так и выяснения специфики процесса аккреции на различных участках конвергентной границы, корреляции геологических событий в зоне сочленения литосферных плит и реконструкции геодинамической эволюции континентальных окраин, вдоль которых они формировались.

Гравитационные модели зон сочленения окраинноморских плит Северо-Восточной Азии с евразиатской плитой

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4

Пространственные границы, происхождение, эволюция и палеогеодинамика литосферных плит 2-го порядка (Амурской, Охотоморской, Колымо-Омолонской) на северо-востоке Азии в значительной степени остаются неясными и являются предметом постоянных дискуссий на протяжении более 30 лет. Эти плиты (Амурская, Охотоморская), характеризуются как мало обособленные от континента (в т.ч. затопленные в разное время) фрагменты плит 1-порядка, либо – как микроконтиненты (супертеррейны), блуждающие по поверхности астеносферы в северном полушарии Земли, либо – как коллажи террейнов разного возраста и происхождения (Колымо-Омолонская плита), аккретированные к Евразии. Актуальное значение, в связи с этим, имеют глубинные геофизические исследования зон сочленения этих плит, которые могли бы пролить свет на происхождение и механизмы взаимодействия литосферных сегментов 1-2-го порядков, однако и здесь имеются определенные трудности. Сейсмические, магнитотеллурические и термометрические методы зондирования выполнены только по редкой сети профилей, а гравиметрические данные, по причине широких пределов эквивалентности решений, интерпретируются неоднозначно [3, 6, 7].

Новый взгляд на проблему строения и взаимодействия литосферных плит 2-го порядка с Евразиатской плитой открывают формализованные гравитационные модели земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Азии, полученные с помощью инаприорных расчетных процедур. Эти модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях тектоносферы, а соответствующие им гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами и отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) тектонических сред, обусловленной его реологическими свойствами [4]. Носителем информации о реологической характеристике слоев земной коры и верхней мантии является μz-параметр [4], по физико-математическому определению являющийся градиентом поверхностной плотности сфер, эквивалентных сложным (в т.ч. многосвязным) системам плотностных неоднородностей компактного класса. В 3D-моделях пространственных распределений этого параметра максимумами μz картируются жесткие пластины в основании земной коры и литосферы, а минимумами – зоны частичного плавления в подкоровом слое и астеносфере [4, 5, 8]. Анализ структурных форм и пространственных взаимоотношений жестких пластин позволяет делать выводы о типах и механизмах сочленения литосферных плит.

Охотоморская плита, по полученным данным (разрезы 3-3 и 4-4 на рис. 1), представляет собой тонкую (мощностью 40-45 км) пластину океанической верхней мантии (или корово-мантийного слоя), надвинутую на прогибающуюся литосферу Евразии, от которой отделяется астеносферной линзой. Восточный фланг пластины подогнут под континентальную (евразиатскую) кору, а по геологическим данным [2] здесь диагностируются признаки субдукции Охотоморской плиты. В приводимых разрезах подгибание, или поддвигание, жесткого корово-мантийного субокеанического слоя под окраину континента отличается от классических моделей субдукции небольшим вертикальным диапазоном этого процесса (интервал глубин от 20 до 60 км). Более выраженные признаки поддвигания Охотоморской плиты под земную кору континента наблюдаются в северной части Охотского моря (разрез 5-5), в зоне сочленения этой плиты с Колымо-Омолонской. Здесь поддвигание нижнего слоя земной коры Охотского моря сочетается с продолжением верхнекоровых континентальных структур в акваторию [1].

На восточной границе Охотоморской плиты ясно просматриваются признаки расщепления тихоокеанской тектоносферы на 2 пластины (разрезы 3-3 и 4-4). Верхняя представляет собой тело

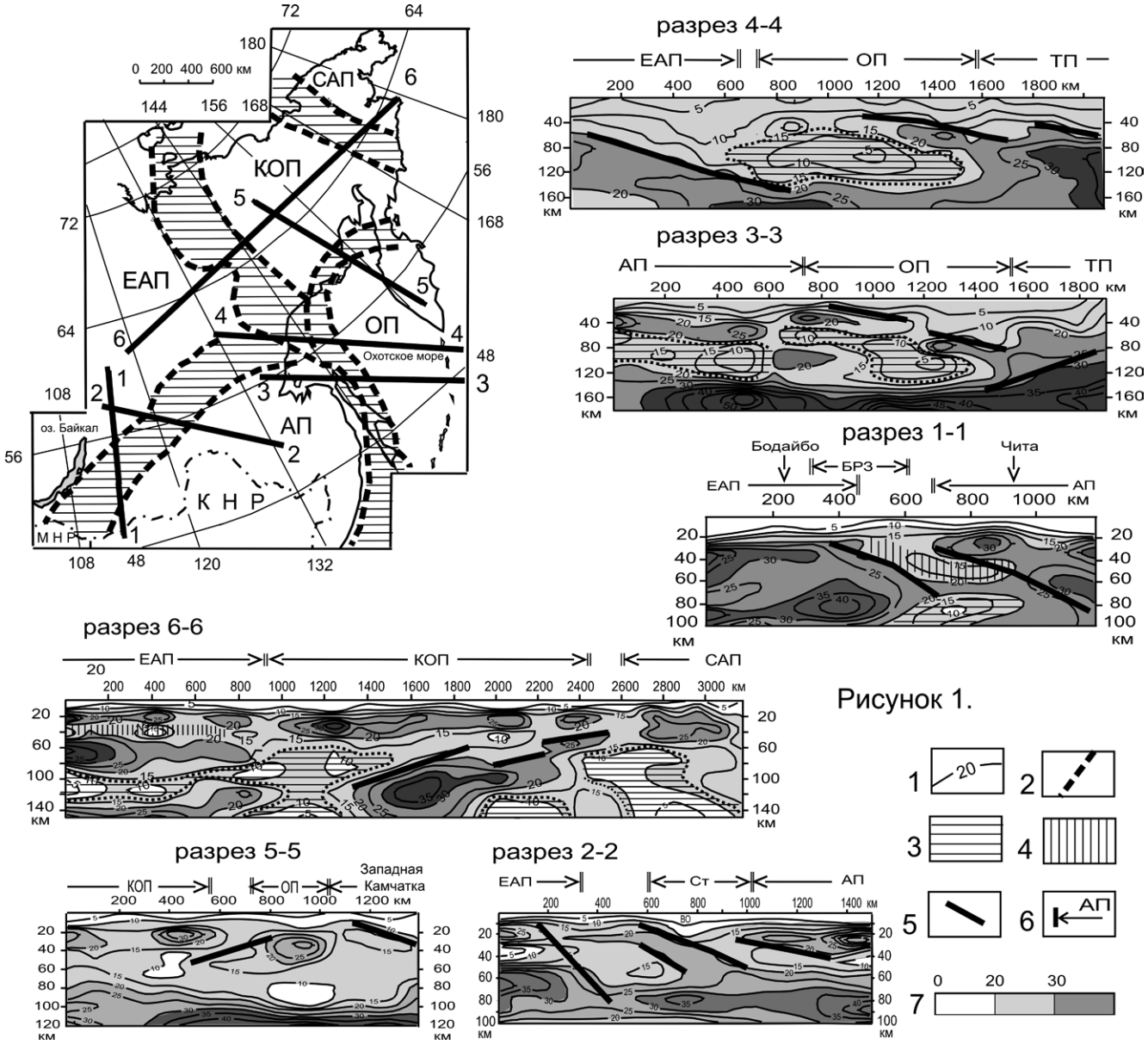


Рис. 1. Типичные разрезы зон сочленения литосферных плит.
1 – изолинии градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников (1 усл. ед. = 10^{-2} кг/м^2/км); 2 – границы плит; 3, 4 – зоны пониженной вязкости в подкоровом слое (3) и астеносфере (4); 5 – зоны надвигания и поддвигания тектонических пластин (слоев); 6 – границы тектонических структур; 7 – шкала раскраски разрезов. Обозначения структур: плиты: СВАП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ЕАП – Евразиатская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская; БРЗ – Байкальская рифтовая зона, Ст – Становой гранитный пояс.

Охотоморской плиты, а нижняя – субдуцированную литосферу Тихоокеанской (ТП).

Колымо-Омолонская плита (КОП) [8], как и все другие плиты 2-го порядка, обособляется от примыкающих к ней литосферных сегментов поднятиями астеносферы, приближающейся до глубины 55-60 км от поверхности Земли (разрез 6-6). Она имеет небольшую мощность (40-50 км) и представляет собой верхнюю, корово-мантийную, отщепленную пластину Северо-Американской плиты (САП), либо – образовалась путем длительной направленной аккреции к континенту вулканогенно-осадочных комплексов и островных дуг мезозойского окраинного Оймяконского моря, или Ангаючамского океана [6] в процессе субдукции нижнего слоя литосферы САП (разрез 6-6).

Северо-восточный фланг **Амурской плиты (АП)** надвинут на край Евразиатской по пологому вязкому детачменту мощностью 20-25 км, а ее литосфера утолщается в юго-восточном направлении (разрез 1-1). На северном фланге АП (разрез 2-2) те же особенности проявлены слабее, однако и здесь край Евразиатской плиты характеризуется ступенчатым погружением под Становик, жесткий слой литосферы (слой повышенных значений μz-параметра) в зоне сочленения плит резко сокращен, а толщина подкорового вязкого слоя (повышенные значения μz-параметра) – увеличена. На северо-восточной окраине АП выявлены [5] признаки надвигания более молодых окраинноморских террейнов на кристаллический слой земной коры Амурской плиты.

При сравнении разрезов 1-1, 2-2 и 3-3 просматриваются общие особенности сочленения плит 2-го порядка, имеющих окраинноморское происхождение, в разное время присоединенных к Азиатскому континенту. Во всех случаях коровый жесткий слой мощностью 40-50 км надвинут на астеносферу, или подкоровый вязкий слой пограничных зон. В разрезах 3-3 и 6-6 проявлены признаки расщепления плит 1-го порядка (САП и ТП) на коровую и нижнюю литосферную пластины.

Таким образом, формализованные гравитационные модели тектоносферы Северо-Восочной Азии приводят к выводу об универсальном характере коллизии плит 2-го порядка (позднепалеозойской Амурской, мезозойской Колымо-Омолонской и позднемезозойско-кайнозойской Охотоморской) с континентальной Евразиатской плитой на протяжении 250-300 млн. лет. При этом, относительно более тонкие тектонические пластины и плиты, затопленные окраинными морями, всегда надвигались на толстую литосферу континента, или астеносферу пограничных зон (разрезы 1-1, 3-3, 6-6), но могли поддвигаться под континент при сочленении их с другими плитами 2-го порядка (разрез 5-5). В свете рассмотренных данных, характеристическими особенностями коллизионных процессов на границах окраинноморских плит 2-го порядка, по-видимому, являются: соскабливание осадочных толщ с подножий континентальных склонов в процессе субдукции нижнего слоя литосферы плит 1-го порядка, смятие их в аккреционных призмах, срывы и перемещения вулканогенно-кремнистых комплексов островных дуг, подводных гор и выступов нижнего слоя океанической коры в форме тектонических покровов, последующее поднятие и осушение поверхности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Зимникова Т.П., Лучинина А.В., Любомудров В.В., Постникова В.В., Сахно О.В. Продолжение линейных структурных элементов береговой рамы в Северо-Охотской акватории // Строение, геодинамика и металогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 26-27.

2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.

3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.

4. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли, 2006. № 8. С. 43-59.

5. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 50-65.

6. **Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия).** М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

7. **Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии.** Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.

8. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН, 2009. Т. 412. № 5. С. 689-693.

Конвергенция и дивергенция внутренней и восточной Азии: отражение в развитии кайнозойского магматизма

Рассказов С.В.[1,2], Чувашова И.С.[1,2], Ясныгина Т.А.[1], Фефелов Н.Н.[1], Саранина Е.В.[1]

[1]Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, rassk@crust.irk.ru
[2]Иркутский государственный университет
664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1

Выяснение происхождения «внутриплитного» магматизма требует разработки особых подходов к типизации магматических источников. В основу наших построений положено выделение их конкретных геохимических типов по пространственно-временной смене состава излившихся расплавов с учетом глубинного строения территорий. Принципиальное разделение магматических источников на подлитосферные и литосферные в зависимости от различных геодинамических процессов, развивавшихся в континентальной литосфере и подлитосферной мантии, дается в приведенной блок–диаграмме (рисунок). На ней не показано какого-либо участия материала компонентов глубокой части океанической мантии, поскольку трактовка геохимических данных для этих компонентов не является строгой и допускает многозначность интерпретаций.

Развитие представлений о тектонике плит способствовало многочисленным уточнениям первичных моделей. В частности, оказался не состоятельным первоначально принятый постулат о жесткости Евразиатской плиты, которая состоит из литосферных блоков разного размера, разделенных подвижными системами [2, 7]. Во Внутренней и Восточной Азии действовали различные геодинамические механизмы: на первой территории – механизм образования орогенов в обстановке преобладающей конвергенции (сжатия южной окраины континента), на второй – меха-

Соотношения магматических источников и геодинамических процессов Азии.

низм дивергенции (растяжения восточной окраины) на фоне субдукции океанических плит под континент, чередовавшейся с их боковым скольжением. В нашем сообщении подчеркиваются геохимические отличия источников кайнозойского магматизма, явившиеся закономерным результатом различий в мантийной динамике.

Особое геодинамическое значение имеет астеносферный компонент, выделяющийся в расплавах подлитосферной мантии. Термин «астеносфера» был введен в начале 20-го столетия после термина «изостазия» в дополнение к нему для обозначения слоя мантии, в котором происходит компенсация движений земной поверхности. В настоящее время, однако, под астеносферой понимаются самые разные свойства мантии, часто не имеющие отношения к первичному определению этого термина. Развитие методов сейсмической томографии способствовало выявлению в мантии высокоскоростных слэбовых фрагментов, часть из которых пребывает в стагнации, а часть испытывает активное погружение. Такие фрагменты неизбежно проявляются в характере активизации астеносферного слоя. В нашем докладе, с одной стороны, будут рассмотрены подходы к определению роли астеносферы в эволюции мантийного магматизма без искажения ее первоначального значения (т.е. с подчеркиванием функции мантийного слоя, связанного с движениями земной поверхности), с другой стороны – будут учтены последствия активизации мантии при наличии в ней высокоскоростных слэбовых фрагментов.

Понимание роли астеносферы в горообразовательных движениях имеет непосредственное отношение к геодинамической трактовке современной мощности литосферной мантии и коры, устанавливаемой геофизическими методами. Рельеф равнинных территорий означает отсутствие астеносферного эффекта. И наоборот, чем выше горы, тем эффективнее астеносферные процессы. В позднем мелу и раннем-среднем кайнозое огромные пространства Азии представляли собой равнину. Следовательно, эффект астеносферы был минимальным. Но ее роль существенно возросла при позднекайнозойском росте горных сооружений. Временная смена глубинных процессов отразилась в ускорении магматической цикличности, отчетливо выраженной в чередовании извержений высококалиевых и умереннокалиевых базальтовых расплавов Центральной Монголии. Циклы длительностью порядка 20 млн лет позднего мела и раннего-среднего кайнозоя сменялись циклами 6-8, ~ 2.5 млн. лет в позднем кайнозое, а затем более частыми циклами 0.3-0.7 млн. лет в квартере [9, 12].

Развитие коллизионных орогенов характеризуется тремя стадиями: 1) «мягкой» коллизии, сопровождавшейся субдукцией океанической литосферы, 2) «жесткой» коллизии с субдукцией континентальной коры одной из плит и 3) постколлизионного распада орогена с преобладанием растяжения [4, 11]. В качестве признака орогенеза принимается утолщение литосферы и коры. В то же время, типичную орогенную Тибетско-Гималайскую структуру с толстой корой относят к тафрогену [8]. Можно было бы считать, что тафрогенез получил развитие на постколлизионной (пост-конвергентной) стадии. Но данные механизмов очагов землетрясений и GPS-геодезии свидетельствуют о продолжающейся конвергенции Индийского индентора и Азии.

В определении орогена признак утолщения литосферы не является показательным, поскольку утолщенная часть нивелируется в результате деламинации. Между тем, утолщенная часть коры сохраняется. Таким образом, именно признак утолщенной коры и отражает развивающийся орогенез. Из анализа данных о толщине коры Азии [3, 5, 10 и др.] вытекает вывод о сходстве тектонических условий ее внутренней части с условиями в Гималайско-Тибетском орогене. Территория последнего и восточная часть Центрально-Азиатской орогенной системы характеризуется утолщенной корой (соответственно, до 74 и 60 км). Область орогенеза отделена от области растяжения континентальной окраины востока Азии с утоненной корой (< 40 км) переходной зоной с нормальной толщиной коры (40-45 км). К переходной зоне относятся Ордосский и Сычуанский блоки, а также западная часть Амурской микроплиты. Отметим, что кора утолщается не только при орогенном сжатии, но и при рифтогененой транстенсии – растяжении

со сдвигом. Примером процесса утолщения коры при транстенсии является северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны, образование структуры которой моделировалось слоем глиняной пасты. Фактором утолщения служил процесс делатансии [1].

Орогенное и рифтогенное (транстенсивное) утолщения коры различаются по характеру сопровождающих магматических процессов. Сжатие в орогене создает условия для плавления коры. Пример – кайнозойские коровые выплавки в Гималайско-Тибетском и Восточно-Хангайском орогенах. Растяжение со сдвигом способствует развитию мантийного магматизма и подъему мантийных расплавов на уровень коры с образованием промежуточных термостатированных очагов, в которых осуществляется дифференциация. Пример – пространственно-временная эволюция позднекайнозойской магматической системы хр. Удокан (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны), в которой получили развитие высококалиевая и низкокалиевая высокощелочные серии и умереннокалиевая умереннощелочная [6].

Мы предполагаем, что выплавки из слэбовых источников Центральной Монголии представляли собой материал блоков, отрывавшихся от утолщенной литосферы распадавшихся фанерозойских орогенов и погружавшихся в верхнюю мантию с запечатыванием сверху океанического материала полихронного Монголо-Охотского слэба. На восточной окраине Азии подобный механизм запечатывания океанического слэбового материала не реализовался, поэтому состав магматических источников был более изотопно-обедненным, чем в Центральной Азии.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736 от 20.05.2010 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика, 1986. № 6. С. 3-10.

2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004. № 1. С. 3-20.

3. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 143-154.

4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

6. 5. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины : строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал ГЕО, 2001. 252 с.

7. **Рассказов С.В.** Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.

8. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразиатской плиты // Геотектоника, 1998. № 4. С. 25-40.

9. Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А. Рифты мира. Учебно-справочное пособие. Пер. с англ. М.: Геокарт, 2009. 188 с.

10. Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2006. V. 420. P. 239-252.

11. Mo X, Hou Z, Niu Y et al. Mantle contribution to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet // Lithos, 2007. V. 96. P. 225-242.

12. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

Субдукционные процессы и глубинное строение региона Южно-Китайского моря

Родников А.Г.[1], Забаринская Л.П.[1], Рашидов В.А.[2], Сергеева Н.А.[1]

[1]Геофизический центр РАН
г. Москва, rodnikov@wdcb.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9

Регион исследований, через который построен сводный геолого-геофизический разрез, расположен между Евразийским и Австралийским континентами, и Тихоокеанской и Индийской океанскими плитами (рис. 1, 2). Разрез проходит через мозаику многочисленных микроплит, окраинных морей, задуговых бассейнов и островных дуг, характеризующихся резкими перепадами мощности земной коры, интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. Окраинные моря и островные дуги в пределах рассматриваемого региона сформировались в кайнозое. Вдоль разреза проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Мощность коры в пределах региона исследований варьирует от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной, до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связано с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части региона исследования [1].

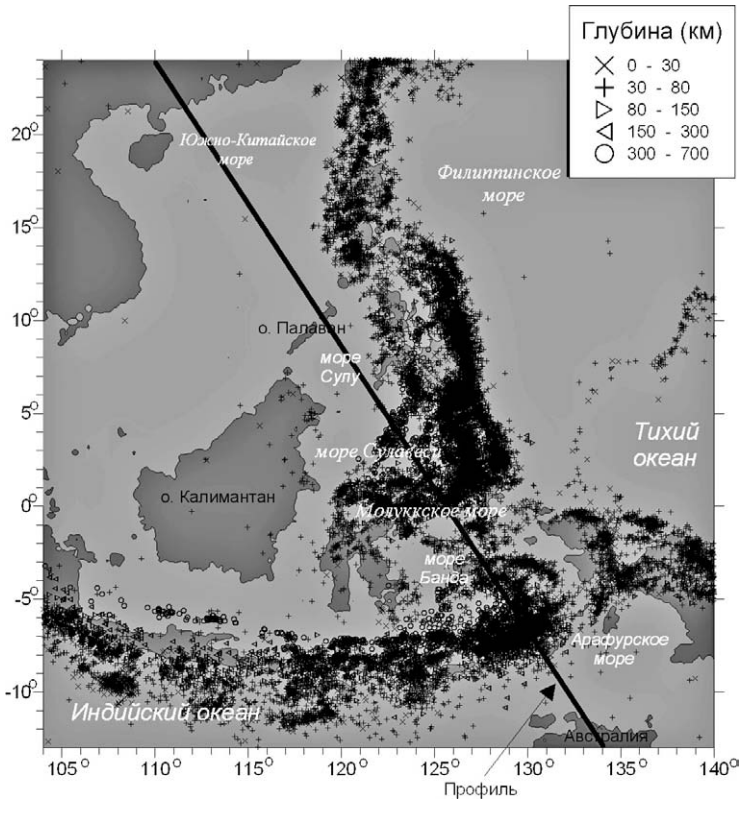


Рис. 1. Регион исследования и местоположение геолого-геофизического разреза. Распределение эпицентров землетрясений за период 1973-2010 гг. построено по данным каталога Национального центра информации о землетрясениях геологической службы США (*http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/*).

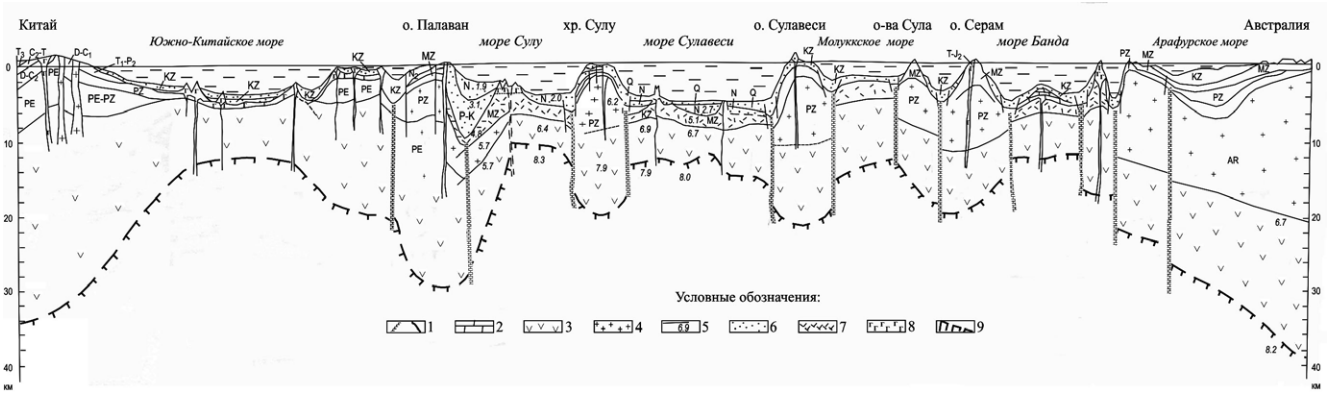


Рис. 2. Разрез через Юго-Восточную Азию, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и Австралию: 1 – разломы; 2 – известняки; 3 – нижняя часть коры; 4 – верхняя часть коры; 5 – скорости сейсмических волн; 6 – осадочный слой; 7 – вулканогенный слой; 8 – базальты; 9 – поверхность Мохо.

Коллизия между Индией и Азией, начавшаяся 45 млн. лет назад, привела к геологической реконструкции блоков внутри Азии и субдукционным процессам, которые были осложнены во второй половине кайнозоя субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент [3].

Формирование **Южно-Китайского моря** связано с рифтогенезом, начатым вдоль Вьетнамского континентального шельфа. Сначала палеогеновый рифтогенез распространился вдоль Вьетнамского континентального шельфа с образованием палеогеновых рифтовых впадин, а затем, в неогене, рифтогенные процессы привели к образованию моря [2]. Северо-восточная часть Южно-Китайского моря образовалась несколько позднее, чем ее южная часть. Открытие бассейна в результате спрединга началось 37.8 млн. лет назад и завершилось 15.5 млн. лет назад [7]. В процессе развития Южно-Китайского моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. В раннем миоцене (23-20 млн. лет назад) произошли повсеместно излияния щелочных базальтов, характеризующие активность границ плит в то время. В центральной части моря сохранился спрединговый рифт, где сейсмические скорости изменяются от 6.8 км/с в основании коры до 8.0 км/с в верхней части мантии. В зоне центрального рифтового спрединга выделяются несколько грабенов, в которых мощность осадков увеличивается до 4 км [5]. Граница Мохо меняется от 30 км на севере до 25 км на юге. Под рифтовой структурой верхняя мантия расположена на глубине 18 км. О тектонической активности региона свидетельствуют современные подводные вулканы, исследованные во время рейсов НИС «Вулканолог» Институтом вулканологии ДВО РАН. Субдукция океанической плиты Южно-Китайского моря под остров Палаван, завершилась в конце миоцена. В пределах острова сформировалась структура толщиной более 30 км, сложенная двумя комплексами пород. Северная часть острова представлена континентальным блоком, возможно являющимся остатком континентальной окраины Китая, а южная сложена офиолитами, представляющими собой, по-видимому, фрагментами выжатой на поверхность океанической коры Южно-Китайского моря.

Море Сулу представляет собой окраинный бассейн, образованный в течение раннего миоцена. Хребтом Кагаян море разделяется на две впадины: северная часть моря подстилается континентальной корой, а южная – океанической, которая в раннем миоцене субдуцировала под дугу Сулу [3].

Результаты глубоководного бурения показали, что **море Целебес (Сулавеси)** образовалось в середине эоцена. Спрединговый центр лежит в южной части бассейна. Считается, что часть моря субдуцировала на юге под желоб Сулавеси, а на севере под дугу Сулу. Фундамент сложен

пиллоу-базальтами, перекрытыми среднеэоценовыми красными глинами. Толщина осадков от 1 до 2 км, а мощность коры не больше 15 км. **Молуккское море** подстилается океанической корой, а магматическая активность здесь протекала преимущественно в миоцене. В результате субдукционных и коллизионных процессов море почти полностью захлопнулось [6].

Море Банда, возможно, образовалось в неогене в результате задуговых спрединговых процессов, хотя не исключается, что оно представляет собой сегмент древнего дна Тихого океана, отгороженный субдукционными структурами и трансформными разломами. Сейсмические исследования показали, что один км осадков подстилается пятью км океанической коры, а поверхность Мохо расположена на глубине 10.5 км [3].

Континентальная окраина северной части Австралийской плиты, представляет собой жесткую плиту, которая в результате распада Гондваны подверглась деформациям, выразившимся в образовании небольших бассейнов, начиная с позднего мела. Австралийский континентальный шельф переходит в Тиморский трог, являющийся восточным продолжением Индонезийского желоба. В отличие от Индонезийского желоба Тиморский трог разделяет континентальные блоки Австралии и дуги Банда. Предполагается субдукция австралийской литосферы под дугу Банда, о чем свидетельствует, по мнению [4], сейсмофокальная зона, уходящая под море Банда на глубину свыше 300 км. Астеносферный слой выделяется под континентальным склоном Австралии на глубине примерно около 100 км, а под дугой Банда – около 70 км [4].

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявший на геологическое строение ЮВ Азии и ЮЗ Тихого океана. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру ЮВ Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровождавшемуся исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых. В настоящее время относительное движение плит Индии, Тихого океана, Австралии и Евразии хорошо известно [3]. Данные GPS, сейсмичность и вулканическая активность указывают на то, что регион исследования сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовавшимися и затем претерпевшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих небольших образованиях часто очень велика. Большая часть окраинных морей открылись в последние несколько млн. лет, а другие были субдуцированы спустя несколько млн. лет после их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан // Современное состояние наук о Земле. М.: МГУ, 2011. С. 1571-1575.

2. Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // Tectonophysics, 2009. V. 478. P. 184-214.

3. Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution 0f SE Asia and SW Pacific: computer – based reconstructions, model and animations // J. of Asian Earth Sciences, 2002. V. 20. P. 353-431.

4. Hamilton W. Tectonics of Indonesian Region. US Geol. Surv., Washington, 1979. 345 p.

5. Li J. Research Progresses in Chinese Marginal Sea // InterMARGINS, 2006. № 6. P. 2-5.

6. Widiwijayanti C., Mikhailov V., Diament M. et al. Structure and evolution of the Molucca Sea area: Constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 215. P. 135-150.

7. Yeh Y.C., Sibuet J.C., Hsu S.K., Liu C.S. Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation // J. Geophys. Res., 2010. V. 115. B06103.

Тектоника Южно-Анюйской сутуры и проблема происхождения Амеразийского бассейна

Соколов С.Д.

Геологический институт РАН

119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, sokolov@ginras.ru

Южно-Анюйская сутура – важный тектонический элемент в структуре Мезозоид Северо-Востока Азии (рис. 1). Она образовалась в результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Северо-Азиатского континента. Геологическое строение сутуры изучено недостаточно и поэтому допускает различные палеотектонические трактовки, начиная от границ, времени начала и завершения коллизии и кончая происхождением Южно-Анюйского бассейна: континентальный рифт [7, 8] или палеоокеанический бассейн [3, 6]. Разногласий не было относительно позднеюрско-раннемелового возраста океанического бассейна, будь то узкий рифт или океан.

В северо-западной части сутуры находится Шалауровский террейн, в центральной части – Южно-Анюйский террейн. Наиболее вероятным восточным продолжением являются «эвгеосинклинальные» комплексы Вельмайского террейна Чукотки и далее коллизионная сутура Кобук

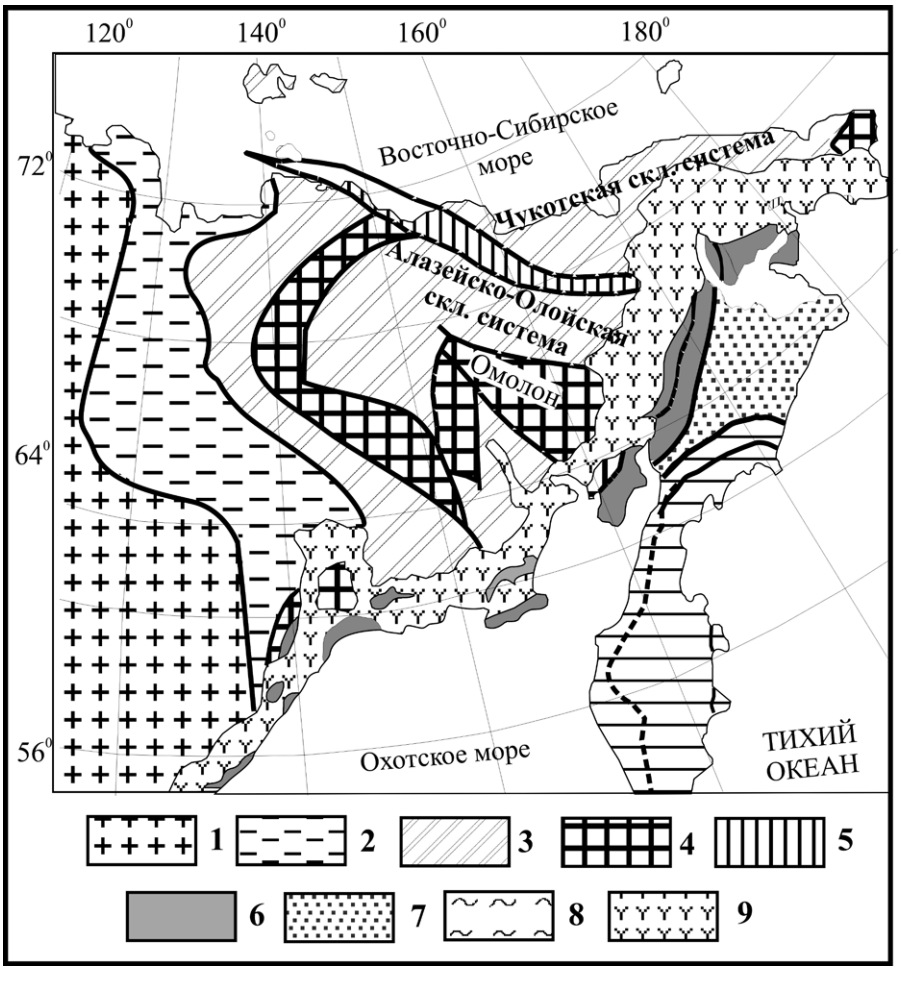


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Северо-Востока Азии.

1 – Сибирская платформа; 2 – структуры пассивной окраины Сибирского кратона; 3-5 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 – палеозойско-мезозойские отложения, 4 – террейны с континентальной корой, 5 – Южно-Анюйская сутура; 6-8 – Корякско-Камчатская складчатая область: 6 – Западно-Корякская складчатая система, 7 – Анадырско-Корякская складчатая система, 8 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 9 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

на Аляске [6]. Сложнее обстоит дело с западным продолжением сутуры. Большинство исследователей [3 и др.] считают возможным трассировать ее через Таймыр на Полярный Урал. Однако характер магнитного и гравитационного полей западнее о-ва Б.Ляховский не дает однозначного решения этого вопроса, на что неоднократно указывалось в работах [5, 10]. До появления новых геофизических данных по морской акватории нельзя исключать, что непосредственным продолжением офиолитовых комплексов Южно-Анюйской сутуры могут быть офиолитовые террейны Колымской петли. В этом случае конфигурация сутуры будет сходна с границами террейна Ангаючам на Аляске. Недавно такой вариант был детально рассмотрен в работе [9].

Южно-Анюйский террейн расположен в бассейнах рек Большой и Малый Анюй и состоит из системы сложно деформированных тектонических покровов, которые были надвинуты в северном направлении на триасовые отложения Анюйско-Чукотской складчатой системы (Чукотский микроконтинент) [10]. Южнее сутуры расположены островодужные и офиолитовые террейны Алазейско-Олойской складчатой системы.

В составе тектонических покровов выделяются следующие тектоно-стратиграфические комплексы (рис. 2): 1) вулканогенно-кремнисто-карбонатный, карбон; 2) вулканогенно-туфогенно-терригенный, верхний триас-валанжин; 3) терригенный с горизонтами вулканитов, верхняя юра; 4) турбидитовый, верхний триас; 5) турбидитовый, верхняя юра-нижний мел; 6) вулканогенно-терригенный комплекс, киммеридж-титон; 7) микститовый, верхняя юра-нижний мел; 8) базальт-кремнистый, средняя-верхняя юра. Они образовались в различных частях океанического бассейна и его окраин.

Полученные в последние годы сотрудниками Лаборатории тектоники океанов и приокеаниче-

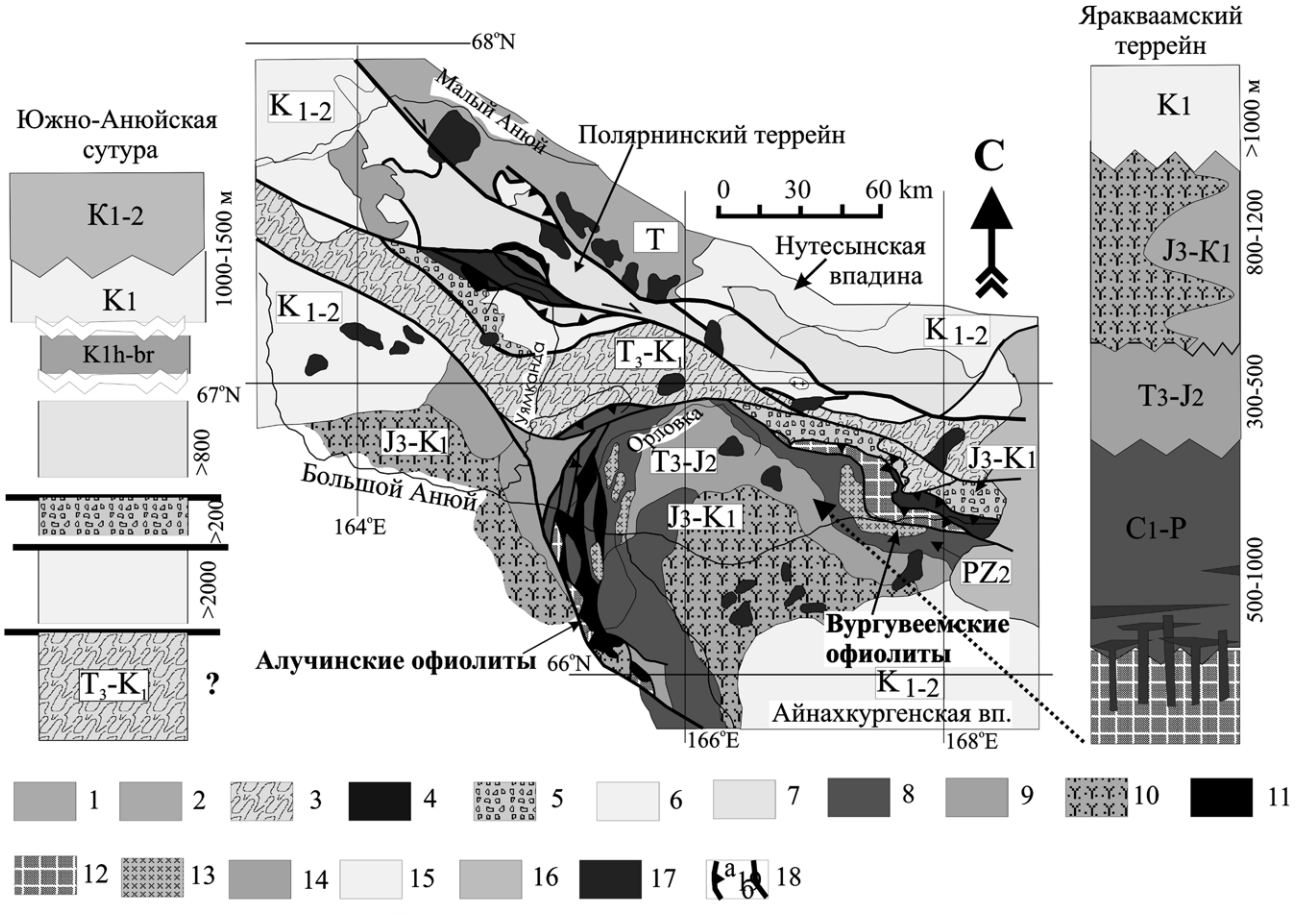


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические комплексы Южно-Анюйского террейна.

ских зон новые данные потребовали значительного пересмотра прежних представлений о структуре, возрасте и тектонической истории структурно-вещественных комплексов Южно-Анюйской сутуры.

1. Не нашли подтверждения представления о позднеюрско-раннемеловом возрасте Южно-Анюйского океанического бассейна. Океанические базальты и кремни и вмещающие их терригенные отложения верхней юры – нижнего мела представляют собой аккреционные призмы, в которых кремни имеют бат-келловейский и оксфорд-киммериджский возраст. Следовательно, спрединг в океаническом бассейне закончился в предволжское время. В волжском веке Южно-Анюйский бассейн представлял собой остаточный бассейн, заполнявшийся мощными терригенными осадками.

2. Изучение Алучинских и Громадненско-Вургувеемских офиолитов [2] свидетельствует о существовании Прото-Арктического океана в палеозое – раннем мезозое. Южная (азиатская) граница была активной, а северная (американская) – пассивной. Время заложения океанического бассейна остается неизвестным. В палеозое Прото-Арктический океан через Таймыр был связан с Палеоуральским океаном.

3. Формирование в позднем триасе дайкового комплекса (226 млн. лет) в обстановке задугового спрединга [1] свидетельствует о существовании в это время зоны перехода континент – океан западно-тихоокеанского типа. В оксфорд-киммеридже помимо Алазейско-Олойской конвергентной границы существовала энсиматическая Кульполнейская островная дуга, которая продолжалась на северо-запад Святоносской дугой. Наличие двух зон субдукуции указывает на активное поглощение океанической коры Прото-Арктического океана, что привело к быстрому его закрытию.

4. В поздней юре – раннем мелу (рис. 3) закрывался остаточный Южно-Анюйский турбидитовый бассейн, происходила субдукция пассивной окраины Чукотского микроконтинента под Алазейско-Олойскую конвергентную границу.

5. Столкновение Чукотского микроконтинента и Евразии завершилось в конце раннего мела. Возраст постколлизионных гранитов 117 млн. лет [4]

6. Выделены три этапа коллизионных деформаций: покровы и складки северной вергентности; ретронадвиги и складки южной вергентности и поздние правосторонние сдвиги. Постколлизионные апт-альбские деформации были связаны с растяжением и сопровождались образованием гранитно-метаморфических куполов и левосторонних сдвигов.

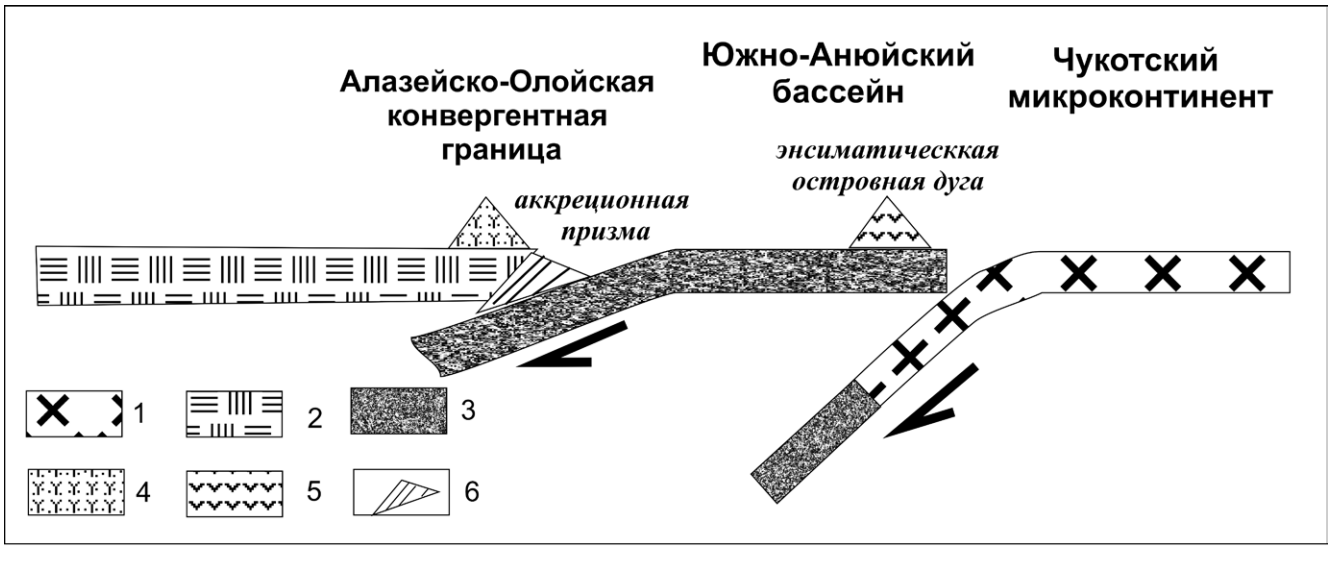


Рис. 3. Палеогеодинамический профиль Южно-Анюйской сутуры для поздней юры – раннего мела.
1 – кора Чукотского микроконтинента; 2 – аккреционная кора Северо-Азиатского континента; 3 – океаническая литосфера; 4 – окраинно-континентальный вулканический пояс; 5 – энсиматическая дуга; 6 – аккреционная призма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л, Лейер П., Хоуриген Дж. Дайковые серии в офиолитах Южно-Анюйской сутуры (палеогеодинамические аспекты формирования). Докл. РАН, 2003. Т. 388. № 4. С. 321-325.

2. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Габброиды Громадненско-Вургувеемского перидотит – габбрового массива (Западная Чукотка) и их геодинамическая интерпретация // Докл. РАН, 2004. Т. 394. № 2. С. 225-228.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

4. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии). Геотектоника, 2010. № 6. С. 61-80.

5. Косько М.К. Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазогеологического районирования. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. С.-Пб: Санкт-Петербургский университет, 2007. 46 с.

6. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68-78.

7. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.

8. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2000. 204 с.

9. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea? // Tectonophysics, 2008. V. 463. P. 86-108.

10. Sokolov S.D, Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stephan Mueller Spec., 2009. Publ. Ser., 4. P. 201-221.

Анатомия зон косой коллизии (на примере Ольхонской коллизионной системы, Западное Прибайкалье)

Федоровский В.С.[1], Скляров Е.В.[2]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, Пыжевский пер., 7

[2]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

1. Косой характер столкновений различных сегментов земной коры – типичный вариант кинематики зон коллизии, неизбежное следствие взаимодействия сближающихся террейнов, обладающих неровными границами. Подобная геометрия в значительной мере определяет и реализацию сдвигового тектогенеза, как одного из основных мотивов коллизионной геодинамики. В докладе, на примере раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы, локализованной на западном побережье Байкала и на острове Ольхон, рассматривается строение зон косой коллизии и тектонического скольжения, а также конфигурация структурного композита, возникшего в результате столкновений генетически разнородных и разновозрастных микротеррейнов и Сибирского кратона. Материал получен в результате многолетних исследований и специальной геологической съемки ключевых площадей с плотным применением данных дистанционного (аэрокосмического) зондирования Земли. Регион отличается высокой степенью обнаженности (скальное побережье Байкала – абсолютная обнаженность) и высоким классом дешифрируемости космических и аэрофотоснимков. Пакет дистанционных данных включает: четыре масштаба аэрофотосъемок (1:100 000, 1:25 000, 1:12 000, 1:5 000, последний – сверхкрупный – основной рабочий полевой материал); панхроматические и мультиспектральные космические снимки с семи спутников – LANDSAT-7 (США), SPOT-5 (Франция), SHUTTLE (США, радар), ALOS (Япония), IKONOS-2 (США), QUICK BIRD-2 (США), WORLD VIEW-2 (США). Три последних располагают сканерами сверхвысокого пространственного разрешения (1 - 0.61 - 0.5 м в пикселе соответственно), что позволяет составлять геологические карты недостижимой ранее точности (средняя ошибка в нанесении геологических границ не превышает 1 м). Результат – реальное и доступное проверке плановое изображение геологических структур и возможность уверенной расшифровки сверхсложных структурных композиций коллизионного коллажа.

2. Набор коллизионных структурных комбинаций весьма разнообразен и включает различные варианты раздельных и совместных проявлений синметаморфических деформаций покровного, купольного и сдвигового генезиса. Следы покровного и купольного тектогенеза, вместе с тем,

хотя они и обнаруживаются на крупных площадях, проявлены все же локально. Масштабы сдвигового тектогенеза иные – он носит тотальный характер, повсеместно наложен на более ранние складчатые системы, подавляет ранние деформации и определяет не только картируемый на поверхности региональный структурный рисунок, но и вскрытый в современном срезе глубинный образ самой коллизионной системы. На площади Ольхонского региона (2000 кв км) установлено 56 сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Протяженность их нередко достигает десятков километров, но ширина в плане невелика. Характерны клиновидные, расплющенные окончания сдвиговых пластин. Хотя морфология пластин в целом линейная, многочисленны и отклонения от такой конфигурации. В таких местах нередко обнаруживаются сложнопостроенные сдвиговые дуплексы. Можно наблюдать, вместе с тем, что сами дуплексы иногда вновь вовлекаются в сдвиговые деформации и в таких случаях формируются крупные сдвиговые сигмоиды. Размах их крыльев достигает 5-15 км. Интересно то, что компонентами таких сигмоид являются и бластомилонитовые сдвиговые швы ранней генерации, разделявшие изначальные пластины. В процессе прогрессирующей сдвиговой деформации они тоже обретают сигмоидальный рисунок, картируемый в плане. В свою очередь, подобные пакеты деформированных пластин и разделявших их швов срезаны более молодыми, но тоже синметаморфическими сдвиговыми швами бластомилонитов. В целом все эти морфологически замысловатые структурные ансамбли отражают ситуации сдвигового скольжения (в основном по модели простого сдвига). В процессе деформации сдвиговые пластины дезинтегрируются на поперечные и продольные фрагменты, возникают системы трещин, которые маркируются роями синметаморфических гранитных жил. Интересно, что структурные рисунки жил обнаруживают то левосдвиговую, то правосдвиговую кинематику, свойственную пластинам, составляющим вроде бы единые пакеты. Предполагаем, что такие странные, на первый взгляд, ситуации отражают различную скорость скольжения тех или иных пластин в едином поле деформации. Аргументировать такое предположение пока не удается из-за отсутствия надежных маркеров, которые могли бы дать возможность зафиксировать реальные амплитуды перемещений. Иными словами – сдвиг есть, это бесспорно, но насколько масштабно было перемещение каждой сдвиговой пластины – пока загадочно.

3. Яркими свидетельствами сдвиговой деформации являются структуры роллинга. Резкая реологическая неоднородность, изначально свойственная коллизионной системе региона, в глубинных условиях метаморфизма катастрофически возрастает; прежде всего она обеспечена присутствием в пластифицированном метаморфическом матриксе большого числа блокированных жестких тел метагабброидов и метагипербазитов. Реализация сдвиговой деформации сопровождается вращением и мелких тел, и целых массивов с формированием вокруг них вихревых структур. Неудивительно, что такой роллинг приводил к растрескиванию жестких тел габброидов и гипербазитов. Рои из сотен крупных и протяженных жил гранитов фиксируют подобные ситуации. Наиболее эффектно они выражены в пределах самого крупного – Бирхинского массива габброидов.

4. Важным следствием сдвигового тектогенеза в процессе коллизии является дренирование мантии. Поступление мантийных базитовых выплавок в нижние горизонты коры вызывает плавление силикатных и карбонатных комплексов. Внедрение ремобилизованного нижнекорового материала в верхние горизонты вместе с порциями мантийных магм осуществлялось по локальным структурам растяжения и обусловило появление в коллизионной структуре большого количества «мантийно-коровых смесей». Последние представлены минглинг-структурами разнообразного состава: гранитно-базитовые, гранитно-карбонатные, сиенит-карбонатные, базит-карбонатные.

5. Ольхонская коллизионная система позволяет исследовать различные аспекты сдвиговой тектоники, а использование дистанционных материалов сверхвысокого разрешения – обнаруживать и надежно картировать структуры такого класса. Нет сомнений в том, что перечисленные выше примеры – лишь малая часть свидетельств скольжения компонентов коллизионных ансамблей, которое реализуется в глубинных условиях сдвиговой деформации.

Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.

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

В настоящее время можно выделить три типа границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения). Границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент-океан и внутри континентов, где они обычно возникают после коллизии континентальных блоков. В последние годы становится все более очевидным то, что границы скольжения плит представляют собой не переходную, как считалось ранее, а самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогении [1].

Тектоническими индикаторами скольжения плит на границе континент-океан являются турбидитовые комплексы континентального склона и его подножия и синсдвиговые зоны растяжения на континентальной окраине.

Наши исследования показали, что геодинамическая история тихоокеанских окраин в мезозое и кайнозое представляла собой чередование границ погружения или скольжения литосферных плит во времени и пространстве. Эволюция границ скольжения океан-континент приводила к синсдвиговому сжатию комплексов переходной зоны и формированию гигантских S-складок с вертикальными шарнирами, которые маркируются комплексами аккреционных призм и турбидитовых бассейнов [7]. В результате формировались орогенные пояса и новые блоки континентальной литосферы (рис. 1). Следует подчеркнуть, что коллизия островных дуг с континентальной окраиной всегда сопровождается развитием границы скольжения плит после блокирования старой зоны субдукции, вплоть до образования новой. Вместе с тем, обстановки скольжения плит ответственны и за деструкцию континентальной литосферы, при которой формируются новообразованные задуговые впадины типа япономорской.

В качестве примера, рассмотрим Камчатку, где обстановки, связанные с процессами скольжения литосферных плит и с формированием окон в погруженной океанической плите, реконструируются резкими изменениями типов магматических проявлений и их геохимических характеристик. В олигоцене и раннем миоцене в результате субдукции формируется протяженный вулканический пояс Срединного хребта и Южной Камчатки. Далее, в среднем и позднем миоцене, после аккреции внутриокеанических островных дуг с востока к активной окраине, возникает граница скольжения плит. В позднемиоцен-раннеплиоцено-вое время этот этап сопровождается магматиз-

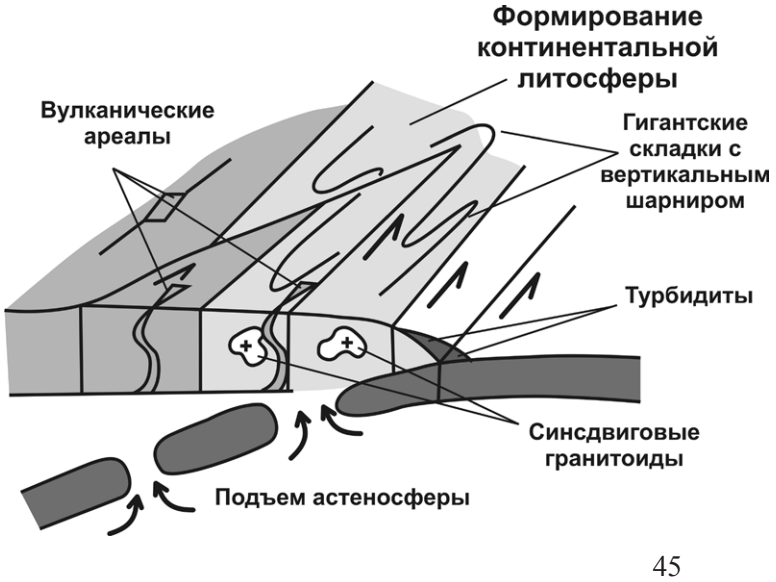


Рис. 1. Модель границы скольжения плит (трансформной континентальной окраины).

мом внутриплитного геохимического типа с проявлением базанит-щелочно-базальтовых магм, формирование которых связывается с подъемом астеносферного вещества в условиях образования слэб-виндоу (рис. 2).

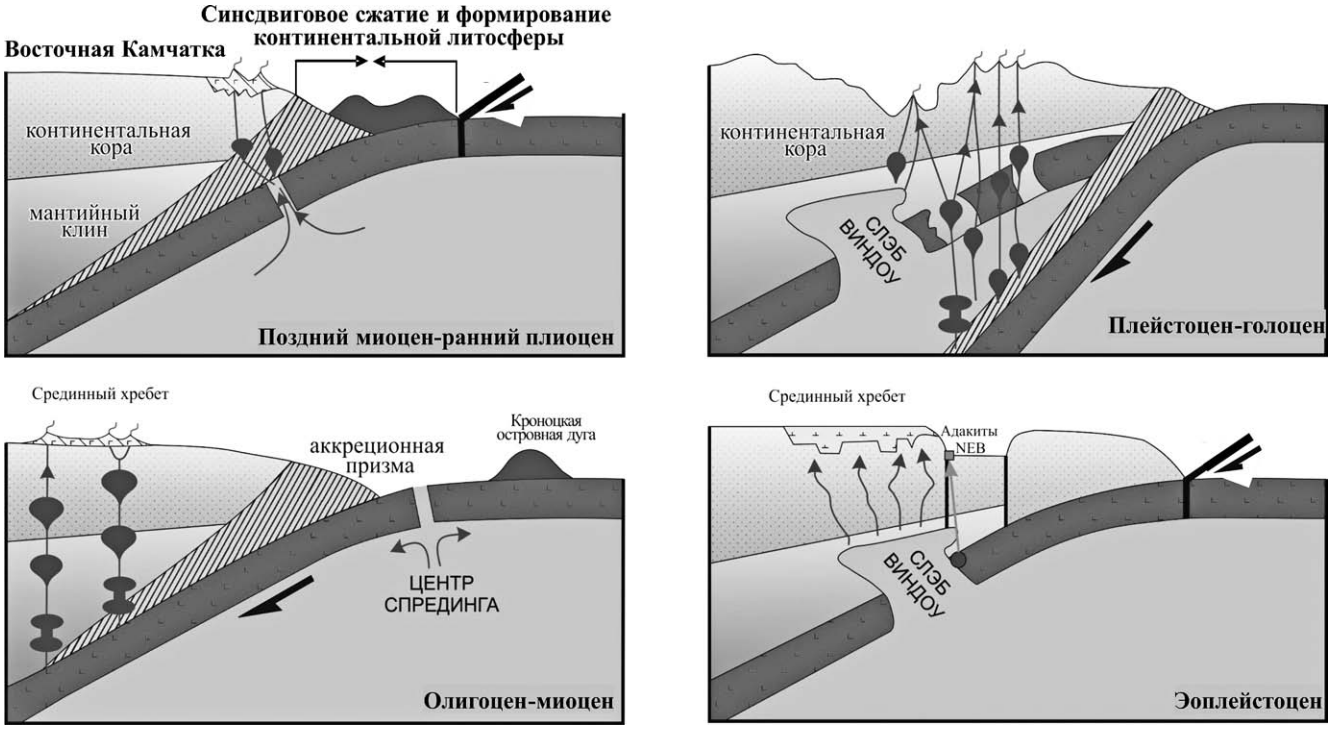


Рис. 2. Модель развития Камчатки.

Структурно-вещественные комплексы обстановок скольжения литосферных плит выделяются в эоцене и раннем мелу на востоке Азии, в юре - раннем мелу – в пределах Колымской петли, Монголо-Охотского и Забайкальского регионов, в девоне – в пределах Алтайского региона и т.д.

Магматизм активных окраин определяется характером взаимодействия литосферных плит. Отличительные черты надсубдукционного магматизма известны. Магматизм зон скольжения литосферных плит как обычный тип ранее не выделялся. Наиболее детально породы этого типа изучены в Калифорнии. Здесь развитие магматизма обусловлено погружением спредингового хребта и образованием слэб-виндоу. Калифорнийский магматизм отличается разнообразием породных комплексов, общей чертой которых является смешение внутриплитных, субдукционных и срединноокеанических геохимических признаков, что является результатом участия астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба в процессе магмообразования. Такая вариабельность геохимических признаков вулканитов зон скольжения литосферных плит свидетельствует о том, что их состав, в отличии от магматитов иных геодинамических обстановок, определяется комплексом факторов, включая предшествующую историю развития территории, динамику разрушения субдуцирующей плиты, состав астеносферного диапира.

В результате детальных исследований, выполненных в последние десятилетия, в качестве эталонного объекта магматизма зон скольжения может служить Восточный Сихотэ-Алинь. Эта территория, начиная с альба или альб-сеномана, представляла собой арену интенсивного вулканизма, продукты которого выделялись в Восточно Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП). Формирование линейной структуры рассматривалось как результат субдукции под Евразию океанической плиты Кула (150–60 Ма), а после ее поглощения в глубоководном желобе – Тихоокеанской плиты [2]. Но этим представлениям противоречат как геологические, так и изотопно-геохимические данные [6].

Магматизм границ погружения (субдукции) океанической плиты	Магматизм границ скольжения плит
Источники	
надсубдукционный мантийный клин, субдуцирующая океаническая плита	палеосубдукционный клин, океаническая астеносфера, погруженная литосферная плита (слэб), роль которых в магмогенезисе варьирует в зависимости от особенностей геодинамического режима
Вулканические структуры	
протяженные линейные вулканические пояса субпаралельные глубоководному желобу	ареалы, различной протяженности на большой площади
Вулканические извержения	
центрального типа (стратовулканы) с преимущественно эксплозивного типа, гомодромная последовательность формирования: базальт-андезит-риолит	центрального (щитовые вулканы) или ареального типов, бимодальные (базальт-риолитовые), либо базальтовые ассоциации субщелочного или щелочного типов. Антидромная последовательность формирования
Геохимические характеристики	
поперечная геохимическая зональность. Базальты низкощелочного или субщелочного типов с высокими содержаниями Al_2O_3 (> 17 масс. %), низкими Ni (< 20-30 г/т) и TiO_2 (< 1 масс. %). Низкие отношения Ni/Co (< 1), Ti/V (< 0.04), Th/La (0.2-0.3), Nb/La (0.2-0.5), но высокие – Ba/La (20-30)	базальты субщелочного или щелочного типов, от OIB и MORB до высокоглиноземистых. Высокоглиноземистые лавы с более низкими содержаниями Al_2O_3 (16-17 масс. %), но высокими – Ni (< 30-50 г/т), TiO_2 (1-2 масс. %); высокими Ni/Co (> 1), Ti/V (< 0.04), Th/La (0.13-0.2), Nb/La (0.25-0.35), Ba/La (20-25) отношениями

1. Позднемеловой субдукционный и кайнозойский этапы вулканизма ВСАВП существенно различаются между собой. Первый характеризовался, в основном, андезитовыми и риолитовыми излияниями, второй – преимущественно базальтовыми.

2. Две стадии кайнозойской вулканической активности в пределах ВСАВП (эоцен-олигоценовая и позднемиоцен-плиоценовая) в полной мере соответствует этапам кайнозойского вулканизма в северо-восточном Китае и Монголии [8], а также возрастным эпохам раскрытия окраинных морей северо-западной Пацифики [9] (рис. 3). Это свидетельствует о том, что в кайнозое, по крайней мере, до среднего миоцена, определяющую роль в формировании окраины континента, в том числе и Восточного Сихотэ-Алиня, играли не субдукционные процессы, а тектоническая перестройка восточной Евразии в результате «жесткой» коллизии Индийской и Азиатской литосферных плит.

3. Поля распространения кайнозойских эффузивов в юго-восточном Приморье выходят далеко за пределы поясового ареала позднемеловых надсубдукционных эффузивов. Эоцен-олигоценовые вулканиты встречаются как в пределах береговой зоны, так и формируют цепочку сравнительно небольших вулканических полей субмеридионального простирания, расположенных на 200-300 км к западу. Наряду с базальтами, здесь встречаются адакиты [5] или адакитоподобные андезиты [4], происхождение которых в настоящее время принято связывать с плавлением субдукционной плиты.

4. На классификационных диаграммах фигуративные точки эоцен-среднемиоценовых базальтов отчетливо смещены в область внутриплитных лав. Смена магматических источников пород этого возрастного интервала отчетливо прослеживается геохимическими и изотопными характеристиками. В интервале 60-38 млн. лет наблюдается нивелирование субдукционных признаков, возрастание степени геохимической и изотопной деплетированности. В возрастном диапазоне 38-18 млн. лет эти процессы резко усиливаются. Наиболее информативными являются значительные вариации величины Δ8/4Pb. Восточная окраина Евразии является границей двух основных мантийных изотопных доменов Земли – Индийского и Тихого MORB-типов. Высокие

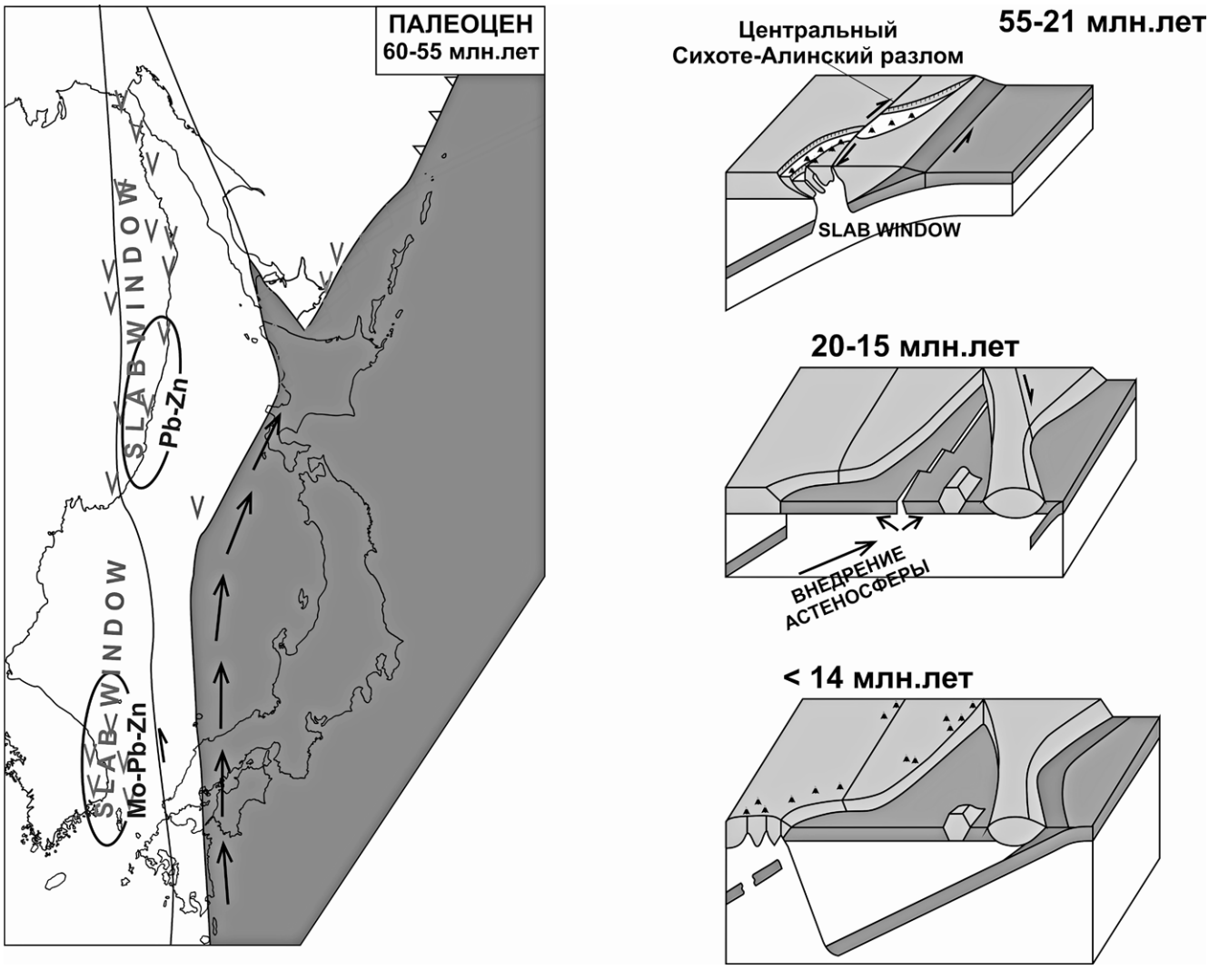


Рис. 3. Схематическая иллюстрация развития Восточного Сихотэ-Алиня в кайнозое.

значения Δ8/4Pb в относительно древних (50 и более млн. лет) базальтах свидетельствует о преобладающем вкладе субконтинентальной литосферной мантии в магмогенезис (MORB Индийского океана). Резкое уменьшение этой величины в интервале 50-20 млн. лет указывает на вовлечение в магмогенезис океанической астеносферы (MORB Тихого океана). На заключительном этапе (менее 15 млн. лет) источником магматических расплавов вновь являлась субконтинентальная литосфера с изотопными признаками MORB Индийского океана, метасоматически измененная позднемеловыми субдукционными процессами [3].

Интрузивный магматизм границ скольжения литосферных плит отличается пестрым составом. Характерно присутствие субщелочных пород. Гранитоидный магматизм развивается антидромно от гранитов к гранодиоритам с повышением значения «мантийных» геохимических и изотопных признаков. На орогенном этапе внедрялись крупные массивы гранитоидов ильменитовой серии. Коллизионное скольжение островных дуг вдоль континентальной окраины обусловило формирование зональных дунит-клинопироксенит-монцонитовых интрузий аляскинского типа с месторождениями платины. Субдукция спрединговых хребтов вызвала внедрение эоценовых кортландит-норитовых интрузий с медно-никелевыми месторождениями в Срединном хребте Камчатки и на о. Хоккайдо и раннемеловых щелочных ультрамафит-мафитовых интрузий в Центральном Сихоте-Алине.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталин Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 327 с.

3. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология, 2002. Т. 10. № 2. С. 189-209.

4. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия, 2006. № 10. С. 1-15.

5. Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // Доклады РАН (в печати).

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

7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихоте-Алиня) Доклады Академии наук, 2004. Т. 394. № 6. С. 791-795.

8. Deng J., Zhao H., Luo Z., Guo Z., Mo X. Mantle plumes and lithospher motion in east Asia // (M.F.J. Flower, S-L. Chung, C-H. Lo, T-Y. Lee eds) Mantle dynamics and plate interactions in east Asia. P. 59-67.

9. Flower M.F.J. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenospherin east Asia and the western Pacific // (M.F.J. Flower, S-L. Chung, C-H. Lo, T-Y. Lee eds) Mantle dynamics and plate interactions in east Asia. P. 67-89.

Механизм формирования Дальневосточных окраинноморских бассейнов (на примере Охотоморской литосферной микроплиты)

Чехов А.Д.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, ул. Портовая, 16

Проблема происхождения окраинных морей издавна решается неоднозначно.

С появлением сейсмотомографических способов просвечивания Земли стало совершенно очевидно, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет весьма своеобразное строение, принципиально отличное и от океанических, и от континентальных площадей. Практически все они характеризуются глубинными, вплоть до литосферных, границами, совпадающими либо с древними, либо с современными зонами субдукции, надежно очерчивающий вполне самостоятельные литосферные микроплиты.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе юго-восточной Азии это удалось лучше всего показать в работе [4]. Детальной сейсмотомографией здесь установлено своеобразное микроплитное общее строение и специфическое глубинное устройство – со стагнантными слэбами в основании плит, водообогащенной мантией, из которой зарождаются малоглубинные диапиры; разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами, погружающимися под смежные с ними островные вулканические дуги.

Такие же характерные элементы – повсеместно глубинные ограничения по древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, развивающиеся под глубоководными впадинами (иногда спрединговыми), выполаживающиеся на глубине зоны субдукции, – выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к Северо-Востоку окраинных морях – Охотском и Беринговом (рис. 1).

Составленная автором схема строения и геодинамики Охотской плиты (рис. 2) является результатом анализа материалов, как отечественных геологов (Г.С. Гнибиденко, В.В. Харахинов, Г.И. Говоров, О.П. Дундо, Е.В. Вержбицкий и мн. др.), так и иностранных специалистов, в первую очередь, японских (Kimura J., Takeuchi T., Otofuji Y., Tamaki K., Maeda J. и др.). Весьма полная сводка

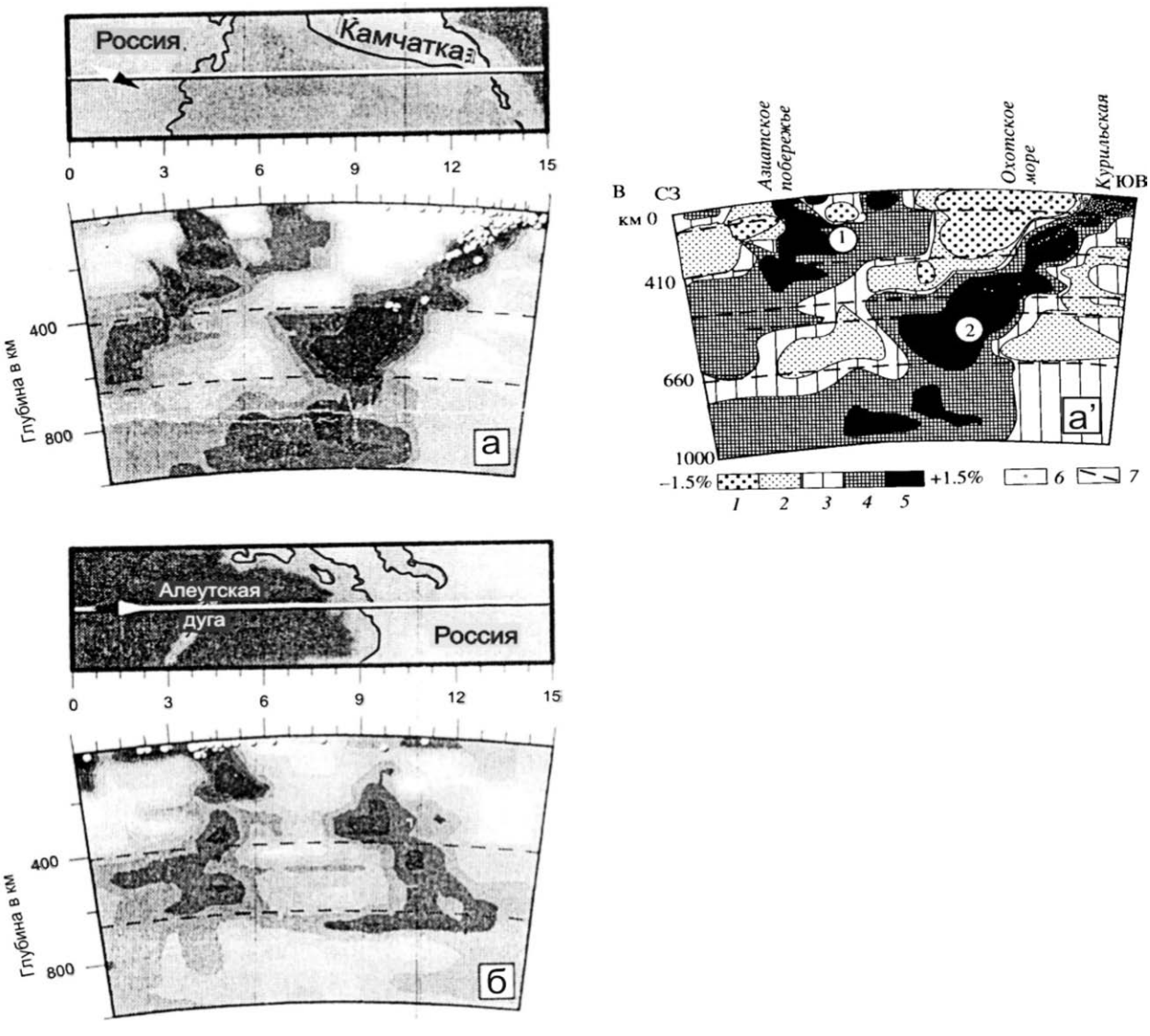


Рис. 1. Глубинные сейсмотомографические разрезы через северо-восточную часть Охотоморского бассейна (а) и (б) вкрест Алеутской дуги и Командорской впадины Берингова моря [3]; а' – глубинная структура палеозоны (1) и современной зоны субдукции Курильской островной дуги (2) в адаптации Е.Н. Меланхолиной.

по рассматриваемому Охотоморскому региону выполнена австралийцем У. Шеллартом с соавторами [5]. Причем им не только тщательно проанализированы основные взгляды иностранных ученых на природу Охотской плиты, но также использованы в построениях и некоторые материалы отечественных геологов, опубликованных в англоязычных изданиях. Именно языковым барьером, по нашему мнению, и обусловлено существование целого ряда просчетов и недостатков в составленной им сводной схеме. Укажем некоторые наиболее существенные из них.

Во-первых, Охотоморская плита не заходит острым углом далеко к северу вглубь материка, как это принято изображать в иностранных публикациях, и показано на схеме У. Шелларта. Северная граница плиты проходит примерно вдоль северного побережья Охотского моря и в современной структуре выражена протяженной цепочкой глубоких кайнозойских грабенов – рифтов или прогибов (с мощностью осадков достигающих 7-8 км), а местами системой левосторонних сдвигов [7]. На глубине ей отвечают по сейсмотомографическим наблюдениям (см. рис. 1) отчетливые высокоскоростные мантийные аномалии, погружающиеся на север-северо-запад до глубин 400-600 км и затем выполаживающиеся, таким образом, подтверждая давно известное пред-

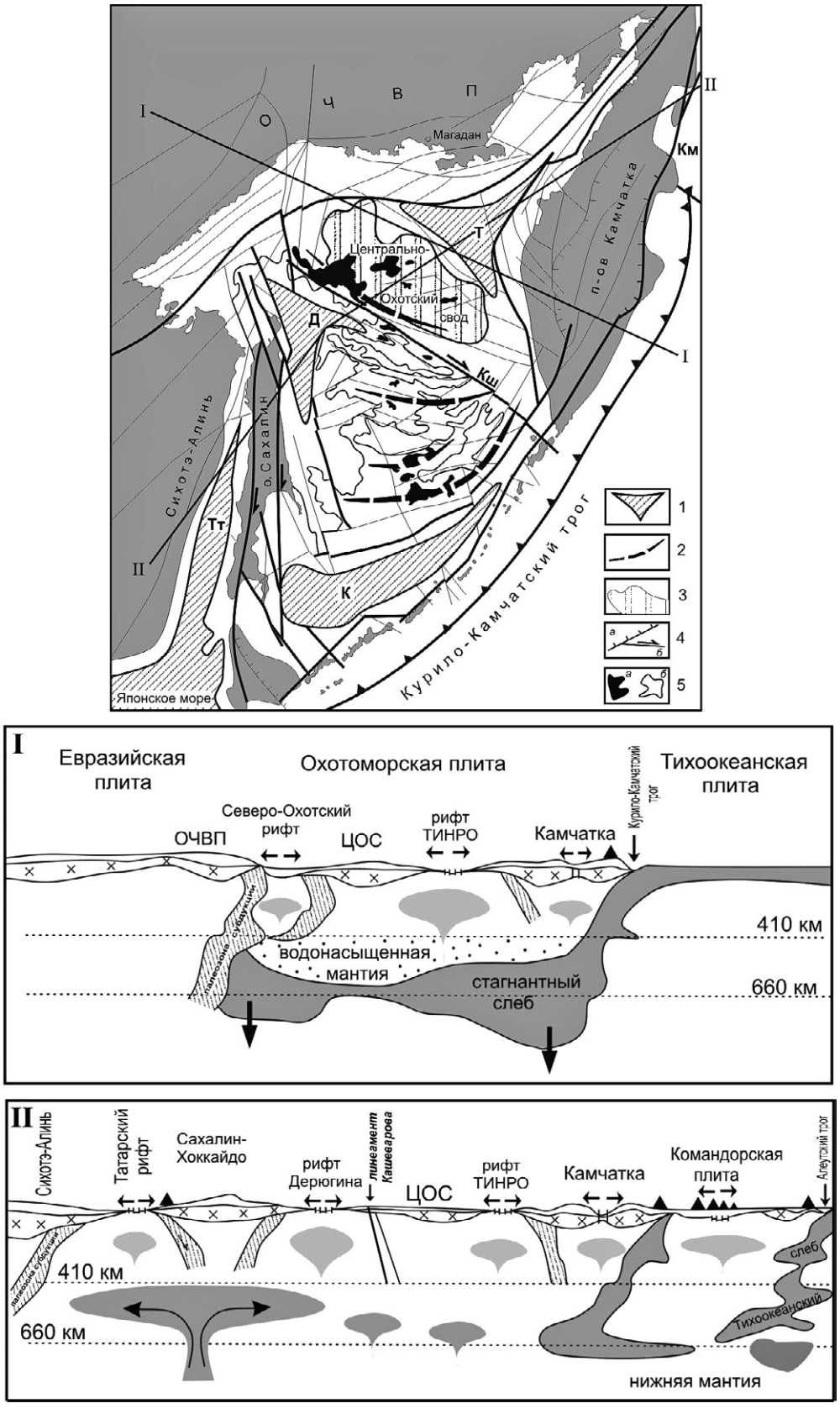


Рис. 2. Схема строения и геодинамики Охотоморской плиты и гипотетические литосферные разрезы. 1 – впадины (Т – ТИНРО, Д – Дерюгина, К – Курильская); 2 – реликты палеоостровных дуг; 3 – Центрально-Охотский свод (ЦОС); 4 – разломы (а – надвиги, б – сдвиги), Кш – Кашеваровская линеаментная зона; 5 – коренные выходы дна моря.

положение о существовании здесь древней палеосейсмофокальной зоны (Монголо-Чукотской).

Во-вторых, внутренняя структура Охотоморского региона определяется не только одной Курильской (или Южно-Охотской) глубоководной котловиной, как чаще всего и считается, в том числе и У. Шеллартом. Помимо нее, здесь существуют сходные между собой две другие относительно глубоководные впадины – Дерюгина и ТИНРО. Обе характеризуются отчетливой треугольной конфигурацией в плане (тройное сочленение рифтов), заполнены осадками мощностью до 10-12 км, и отличаются заметно сокращенной мощностью консолидированной коры (особенно «гранитного» слоя до 2-7 км), повышенным тепловым потоком и разуплотненным по данным сейсмотомографии мантийным субстратом. Несколько более сложно устроена впадина Дерюгина. Она состоит из двух частей – западной, заполненной осадками мощностью 10-12 км, и восточной – некомпенсированной, глубоководной (до 2 км) со всеми признаками существования в ней океанического субстрата – гидротермальным просачиванием металлоносных осадков, наличием баритовых скал, высоким тепловым потоком и др. Учитывая развитие на смежной с ней территории Сахалина островодужного вулканизма (в период от 28 до 17 млн. лет назад), можно полагать, что субстрат впадины в это время был типично океаническим, субдуцирующим к западу, но позднее (15-16 млн. лет назад) она было отчленена от океана Курильской островной дугой (в ходе раскола и отката последней к юго-востоку в современное положение).

В последнее время появились дополнительные свидетельства родства этих впадин не только между собой, но также и с Курильской «океанической» котловиной. На дне последней на глубине более 4000 м из образцов андезито-базальтов, взятых с симаунтного вулкана «Геофизик», получены островодужные петрохимические характеристики, указывающие на наличие здесь утоненного континентального субстрата, а не океанического, как всегда предполагалось [6]. Кроме того, выявляющееся по данным сейсмической томографии под впадиной ТИНРО значительное разуплотнение мантии (см. рис. 1), возможно свидетельствует о существовании здесь малоглубинного астеносферного диапира, которым и обусловлено протекание процессов рифтинга как в этой, так и двух других впадинах. Именно так и проинтерпретирована их глубинная структура на составленных автором по данным сейсмотомографии гипотетических литосферных разрезах помещенных в нижней части рис. 2.

Поднятия в пределах дна Охотского моря на авторской схеме ее внутреннего строения и геодинамики подразделены на две группы – предполагаемых реликтов палеоостровных дуг и загадочный Центрально-Охотский свод. Последний, расположенный между впадинами Дерюгина и ТИНРО, ограничен с юга крупнейшим Кашеваровским линеаментом и предположительно рассматривается нами как фрагмент «шантарид», что косвенно подтверждается отдельными позднепалеозойско-раннемезозойскими датировками интрузивных пород, а также развитием здесь крайне своеобразных метаморфитов с «уникальными футлярообразными гранатами» подобными таковым из Срединнокамчатского метаморфического блока [1].

Цепочки узких вытянутых в широтном направлении остаточных островодужных поднятий в южной части моря, возможно, представляет собой след эпизодически отступающей в сторону океана Пракурильской островной дуги, неоднократно расщепляющейся, как это доказывается для самого последнего эпизода, связанного с образованием Курильской впадины [2].

Наконец, рис. 3 иллюстрирует сценарий зарождения и эволюции всех трех дальневосточных окраинных морей в соответствии с моделью отката желобов (или шарниров субдуцируемых океанических плит) в сторону океана (rollback), считавшейся в настоящее время универсальной. Под названием «модель раскрывающейся салунной двери (одно- и двухстворчатой)» она подтверждена палеомагнитными данными на конкретном примере раскрытия Японского моря, а также всесторонним рассмотрением с числовым и аналоговым моделированием серии клиновидных задуговых бассейнов (Лау, Сев. Фиджи), включая и Курильскую впадину Охотского моря [5].

Предложенная схема полностью выполнена на основе построений У. Шелларта, но с учетом

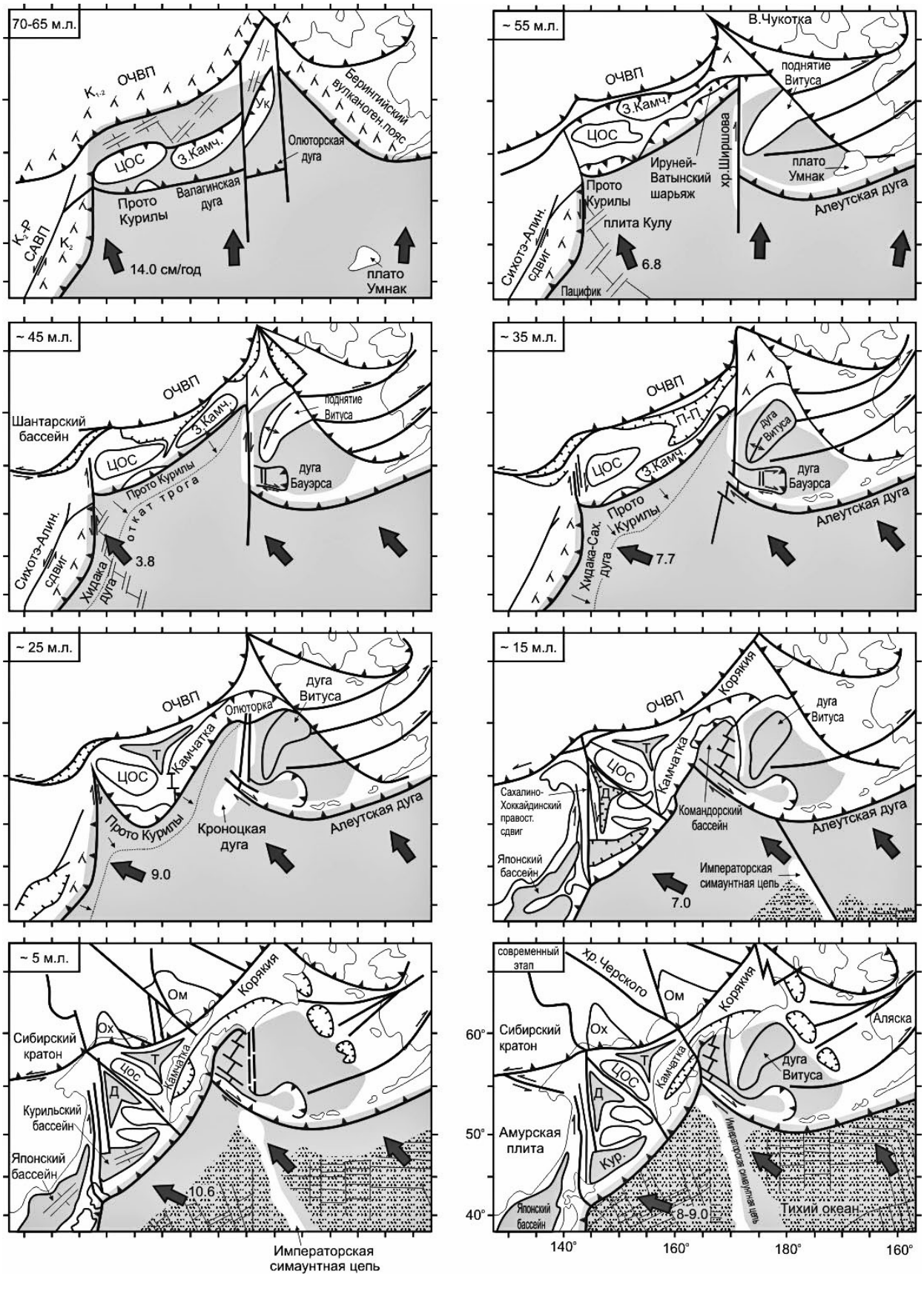


Рис. 3. Принципиальная схема эволюции континентальных окраин северо-запада Тихого океана в позднем мелу – кайнозое. Синтез концептуального сценария эволюции Алеутско-Беринговоморского региона с моделью отступающего трога (по [5] с изменениями и дополнениями автора).

всех выше упомянутых авторских дополнений и изменений. Из нее следует, что сценарий раскрытия Охотоморской литосферной микроплиты принципиально мало отличался от такового, разработанного для двух смежных с ним окраинноморских бассейнов – Берингова и Японского. Во всех трех случаях начальным моментом раскрытия, как нами уже указывалось, явилось, вероятно, столкновение с новообразованными окраинноконтинентальными орогенами таких внутриокеанических структур как срединноокеанические хребты, внутриокеанические симаунтные цепи (Императорская) или энсиматические островные дуги. Дальнейшее развитие процесса образования окраинных морей происходило комбинированно, как в ходе отката (или перескока) глубоководных желобов в сторону океана, так и образования над мелкомантийными диапирами глубоководных впадин со становлением в них ювенильной земной коры. Совместно с одновременно формирующимися надсубдукционными сооружениями они и представляют собой тот особый тип литосферы, названный нами окраинноморским, принципиально отличный от двух других (океанского и континентального), но в тоже время составляющий вместе с ними геодинамическое единство (триаду) в развитии Земли.

Выводы:

1. Окраинные моря, будучи ограниченными со всех сторон и снизу структурами глубинного заложения, представляют собой формирующиеся на наших глазах литосферные микроплиты, в пределах которых в ходе одновременного развития малоглубинных верхнемантийных диапиров, сопряженного с формированием надсубдукционных островных вулканических дуг, созидается своеобразная мозаичного типа кора и литосфера, названная нами окраинноморской. Последняя представляет собой характерное сочетание площадей ювенильной, вновь образованной коры с фрагментами континентальной коры более древнего возраста. Среди окраинных морей намечается существование двух главных разновидностей: широкошельфовых окраинноконтинентальных (Охотское, Берингово) и периокеанических (типа Филиппинского).

2. Активные окраины представляют собой мозаику литосферных микроплит со своеобразным субстратом, резко отличным и от океанического и от континентального, а в совокупности с ними составляющим единую геодинамическую триаду в развитии Земли (океанический – окраинноморский – континентальный тектонические режимы).

3. Изложенные материалы, на наш взгляд, являются хорошей иллюстрацией, что при решении любого научного вопроса или проблемы следует подходить не прямолинейно и однобоко, а всесторонне, не исключая, казалось бы, противоречащие и даже взаимоисключающие друг друга явления, как в нашем случае, деструктивные и конструктивные; на самом деле, как выясняется, являющиеся взаимодополняющими и взаимодействующими в процессе созидания литосферы особого окраинноморского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002.

2. Baranov B.V. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics, 2002. V. 350. P. 63-97.

3. Bijwaard H., Spakman W. Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journ. of Geoph. Research, 1998. V. 103. N. B 12. P. 30055-30078.

4. Maruyama S. et al. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research, 2007. V. 11. P. 7-37.

5. Schellart W.P. et al. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics, 2003. V. 22. N. 5. P. 2-1-2-17.

6. Tararin I.A. et al. Petrology and Geochemistry of the Volcanic Rocks Dredged from the Geophysicist Seamount in the Kurile Basin: Evidence for the Existence of Thinned Continental Crust // Gondwana Research, 2003. V. 6. N. 4. P. 757-765.

7. Worrall D.M. et al. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics, 1996. V. 15. N. 4. P. 813-826.

Оправдана ли гипотеза субдукции «накатывания» при формировании внутриокеанских островных дуг?

Чехович В.Д.

Геологический институт РАН

119117, г. Москва, Пыжевский пер., 7, vadim@ilran.ru

Геологические исследования в 80-90-х годах прошлого столетия привели ученых к выводу о том, что многие образования в пределах современных активных или активных в геологическом прошлом континентальных окраин сложены чужеродными комплексами, которые по своей геодинамической природе часто отвечали внутриокеанским островным дугам или океанским вулканическим поднятиям. Палеомагнитные исследования на северо-западной окраине Северо-Американского континента установили, что эти комплексы формировались значительно южнее места их современного положения [6]. Все проведенные реконструкции свидетельствовали, что мезозойские островодужные системы располагались вблизи континентальной окраины и, после завершения своего активного развития, транспортировались вдоль этой окраины до районов их аккреции. Рассчитанные движения океанских плит Пацифики не затрудняли подобную реконструкцию. В пределах аккретированных островодужных террейнов часто различались фронтальная и тыловая части палеодуг, фрагменты тыловых и преддуговых бассейнов.

Иная ситуация сложилась после геологических исследований северо-востока России. Они показали, что структуру Камчатско-Южнокорякской окраины определяют два последовательно аккретированных островодужных террейна – позднемеловой-раннепалеоценовый Олюторско-Восточнокамчатский (Ачайваям-Валагинский) и позднемеловой-эоценовый Кроноцкий (Говенско-Кроноцкий) [3, 4, 5]. Результаты палеомагнитного изучения верхнемеловых (кампанских) образований для того и другого террейна дали весьма близкие (в пределах ошибки метода) значения палеоширот. Разновременная аккреция упомянутых террейнов вынудила исследователей посчитать, что в позднем мелу должны были существовать две, разнесенные по долготе дуги – Олюторско-Восточнокамчатская и Кроноцкая, которые отстояли от окраин Евразии и Северной Америки более чем на 2000 км [2, 4, 5] (рис. 1). Решение проблемы перемещения островной дуги до района аккреции было предложено российскими учеными [2]. Оно состояло в предположении о перемещении зоны субдукции в процессе формирования островной дуги, вследствие «накатывания» висячего края расширяющейся океанской плиты на океанскую «оторочку» континентальной плиты. Чисто кинематические аспекты такого процесса наиболее полно рассмотрены в работе [4]. Однако модель субдукции «накатывания» сталкивается с рядом противоречий и трудностей.

А). Противоречия в фактическом материале. На юге Корякского нагорья, в пределах Олюторского террейна однозначно установлен следующий латеральный ряд: континентальный склон и его подножье – укэлаятский флишевый комплекс (кампан–низы нижнего эоцена); Гытгынский тыловодужный бассейн (альб-сенонский океанский фундамент с надсубдукционными геохимическими характеристиками базальтов, и коньяк-маастрихтский осадочный чехол – кремни с туфогенным материалом, туфосилициты и туффиты, мощностью более 1500 м); Олюторский коньяк-датский вулканогенный островодужный комплекс [3]. По геохимическим характеристикам вулканитов были определены фронтальная и тыловая части палеодуги [1]. Этот латеральный ряд соответствует обычному для активных континентальных окраин, а не «перевернутому», который должен был бы образоваться по модели субдукции «накатывания».

Б). Противоречие с актуалистическими принципами теории тектоники литосферных плит. Расширяющаяся Пацифика, как это очевидно для всего кайнозойского времени, только поглощается под окружающими ее активными окраинами континентов. Приводимый обычно пример движущейся дуги Лусон относится не к Пацифике, а к области окраинного бассейна, внутри которого кратковременные изменения возможны.

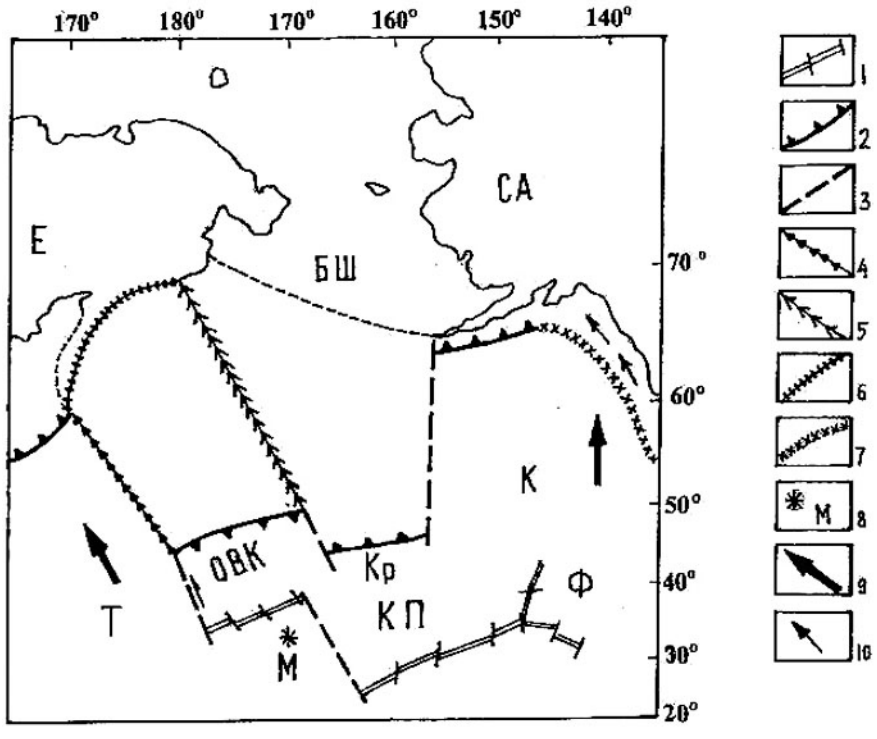


Рис. 1. Палеотектоническая схема субдукции «накатывания» при формировании Олюторско-Восточнокамчатской внутриокеанской островной дуги на 75 млн. лет по [4, с добавлениями]:
1 – центры спрединга; 2 – зоны субдукции и коррелирующие с ними островные дуги; 3 – трансформные разломы; 4 – предполагаемый трансформный разлом, вдоль которого происходило погружение океанской коры при перемещении западного края Олюторско-Восточнокамчатской дуги; 5 – направление «вспарывания» океанской коры при перемещении Олюторско-Восточнокамчатской внутриокеанской островной дуги до ее аккреции; 6 – северо-западная граница аккреции Олюторско-Восточнокамчатского террейна; 7 – направление перемещения мезозойсих островодужных террейнов вдоль континентальной окраины Северной Америки; 8 – положение северной вулканической постройки (Мейджи) Гавайско-Императорского хребта; 9 – направление движения океанских плит; 10 – направление перемещения мезозойских островодужных террейнов вдоль Северо-Американской активной окраины. Е – Евразия; СА – Северная Америка; БШ – Беринговский шельф; К – плита Кула; Т – Тихоокеанская плита; Ф плита Фараллон; ОВК – Олюторско-Восточнокамчатская дуга; Кр – Кроноцкая дуга; М – вулканические поднятие Мейджи Гавайско-Императорского хребта.

В). Сложности и вынужденные натяжки при рассмотрении поверхностной и глубинной геодинамики субдукции «накатывания». Авторам ничего не остается, как выдвигать в центральную часть Палеопацифики по предполагаемым протяженным (более 2000 км) трансформным разломам Олюторско-Восточнокамчатскую и Кроноцкую дуги [2, 4], что с точки зрения геодинамики не находит объяснения. При перемещении к северо-западу Олюторско-Восточнокамчатской дуги ее восточное ограничение должно «вспарывать» не нарушенную океаническую литосферу и возможность такого процесса далеко не ясна. Если обратиться к примеру вспарывания Тихоокеанской плиты при переходе от косой субдукции под Алеутскую дугу к чистому сдвигу, то этот процесс приводит к раскрытию Командорского бассейна. Не разработанной остается и глубинная геодинамика. Непрерывно прогибающийся и опускающийся слэб может либо отрываться через определенные промежутки времени, либо, прогибаясь, постоянно смещаться. Во втором случае должен возникать эффект постоянного давления на астеносферу и верхнюю мантию ниже прогибающегося слэба, последствия чего также не ясны. Поскольку геологические факты (А) прямо противоположны ожидаемым при субдукции «накатывания», можно считать, что рассматриваемая гипотеза оправдана, в основном, для интерпретации палеомагнитных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеоценовых магматических комплексов северной части Камчатки // Геохимия, 2009. № 4. С. 348-377.

2. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли, 1996. № 2. С. 31-55.

3. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника, 2009. № 4. С. 37-62.

4. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880.

5. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.I. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsiula, Kamchatka, Russia // Tectonics, 2000. V. 19. N. 5. P. 834-853.

6. Stone D., McWillams. Paleomagnetic evidence for relative terrane motion in Western North America, From the evolution of the Bering Sea region // Z.Ben-Avraham ed. Oxford Un., 1989. P. 53-72.

Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ литосферных плит

Ярмолюк В.В.[1], Кузьмин М.И.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, Россия. yarm@igem.ru
[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, Россия. mikuzmin@igc.irk.ru

Среди конвергентных границ литосферных плит выделяются островодужные, активные континентальные окраины, которые связаны с поддвигами океанической плиты под континентальную, а также коллизионные, возникающие при столкновении двух континентов или континентальных блоков. Очевидно, необходимо выделить еще один тип конвергентных границ литосферных плит – Западно-Тихоокеанский.

Специфику строения этого типа границ определяет сочетание островных дуг (Курильской – Японской – Идзу-Бонинской – Марианской – Филиппинской) и развитых в их тыловом обрамлении рифтовых структур, представленных задуговыми морями (Охотским – Японским – Филиппинским), осложняющими их грабенами (грабены Японского моря, рифт Сумизу, троги Окинава, Палаван и др.), а также системами нормальных разломов, наложенными на континентальную окраину Восточной Азии и трассируемыми проявлениями новейшего вулканизма [3]. В результате размер зоны конвергенции этого типа местами, например в сечении Марианская дуга – новейшие грабены юго-восточного Китая, превышает несколько тысяч километров в поперечнике.

Другая специфика границ этого типа определяется составами развитых в их пределах пород. Собственно островные дуги сложены комплексами пород, среди которых преобладают андезиты и дациты и другие породы известково-щелочной серии с типичными островодужными характеристиками. Это, как правило, породы низкотитанистые с ярко выраженной Ta-Nb отрицательной аномалией. В строении задуговых бассейнов преобладают толеиты, а также субщелочные и щелочные базальты, слагающие как рифтовые зоны, так и отдельные подводные горы. В рифтовых структурах (например, в зоне Таньлу), более удаленных от глубоководных желобов, широко развиты субщелочные и щелочные базальты, с которыми местами ассоциируют трахиты, пантеллериты и комендиты. В геохимическом плане эти породы характеризуются повышенными содержаниями Ti и повышенными содержаниями Ta и Nb.

Систематические сейсмотомографические исследования зоны конвергенции между Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой установили сочетание в мантии региона низкоскоростной «горячей» и высокоскоростной «холодной» мантии [6]. Холодная мантия отвечает

субдуцированной океанической литосфере, которая непрерывно прослеживается вплоть до переходной зоны в основании верхней мантии, образуя вдоль последней протяженные «стагнированные» участки, а в более нижних горизонтах мантии прослеживается в форме гирлянды линз, опускающихся вплоть до подошвы мантии. Горячая мантия прослеживается во всем диапазоне глубин в виде крупных линз, в том числе пересекаемых субдуцированными слэбами. Скопление горячей мантии в этой части западной окраины Тихого океана позволяет связать ее с рядом мантийных плюмов, связанных с Тихоокеанской большой низкоскоростной провинцией (Large Low Sheur Velocity Profince. LLSVP), обычно выделяемой как Тихоокеанский суперплюм [5].

Очевидно, сочетание зон субдукции с областью развития мантийных плюмов на конвергентных границах Западно-Тихоокеанского типа определяет специфичность геодинамической обстановкой данного типа. Предлагается следующий механизм возникновения границ Западно-Тихоокеанского типа. Появление разуплотненной (горячей) мантии в основании холодной океанической литосферы играло роль спускового механизма для погружения последней в мантию. Возникший изгиб литосферы сопровождался ее изломом и опусканием зависшего края холодной океанической плиты в горячую мантию мантийного плюма, и таким образом вело к заложению зоны субдукции. Погружение литосферы в мантию сопровождалось явлениями компенсации и подъема горячего вещества из глубинных горизонтов мантии к поверхности с образованием верхнемантийных плюмов. Так как характерной особенностью субдукционного процесса на этих границах является образование горизонтальных потоков субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии, то компенсирующие верхнемантийные плюмы формируются в пределах всей области мантии, оказавшейся в сфере воздействия этих потоков, охватывая таким образом обширные пространства в тылу островной дуги. Предлагаемая модель позволяет объяснить специфику структуры и магматизма зон конвергенции этого типа.

Наиболее полно конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа можно видеть при анализе фанерозойской геологической истории складчатых поясов Сибири. Как показали палеогеографические реконструкции Сибирского континента, большую часть фанерозойской истории он взаимодействовал с Африканской LLSVP [4]. Различные типы конвергентных границ литосферных плит можно выявить при анализе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обрамляющего Сибирскую платформу с юга в современных координатах. В каледонидах ЦАСП широко распространены комплексы островных дуг и внутриплитовые образования, отвечающие океаническим островам и плато, что можно видеть в венд-кембрий-ордовиковских офиолитовых комплексах.

Алтае-Саянская часть ЦАСП характеризуется широким развитием островодужных и внутриплитовых образований, которые формировались в океанических условиях в венд-кембрийское, вплоть до ордовика время. В раннем и среднем девоне продолжались существовать островодужные геодинамические обстановки в пределах Алтае-Саянской области, но уже в девоне сформировалась Алтае-Саянская область внутриплитового магматизма, охватившая территорию Минусинского бассейна, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии – общей площадью около 500×700 км, тройная система грабенов сформировалась в этом регионе. В раннем девоне были сформированы две системы грабенов, сочленяющиеся под углом около 100°. Одну из них представлял Тувинский прогиб, который прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км и заложился как вулканический рифт с мощной продольной системой базальтовых даек. Другую систему образовали девонский Делюно-Юстудский черносланцевый прогиб с толщами основных лав в основании разреза и сопровождающие его вулканические грабены, протянувшиеся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км. Третья ветвь предположительно открывалась на запад – северо-запад в сторону палеоокеана, располагаясь между Сибирской платформой и Алтае-Саянским блоком (северо-западное простирание около 50º с.ш., 88 в.д. в современных координатах).

Рифтогенез сопровождался крупномасштабными излияниями лав преимущественно основного состава – базальтов, андезибазальтов, тефритов, трахибазальтов, а также фонолитов,

трахитов, трахириолитов и комендитов. Геохимические данные показывают на существование в регионе пород с типично островодужными и внутриплитовыми характеристиками [2], т.е. это типичная девонская конвергентная граница плит Западно-Тихоокеанского типа.

Комплексы островных дуг и внутриплитовых обстановок установлены в Джидинской зоне [1], где породы с внутриплитными характеристиками были сопоставлены с океаническим островом и развившимся на его основе гайотом, тогда как островодужные ассоциации были связаны с обособленной островной дугой. В подобной же обстановке произошло формирование ранних каледонид Кузнецкого Алатау. В Озерной зоне Монголии тектонически совмещенные породы с островодужными и внутриплитными вещественными характеристиками различаются по изотопным параметрам, что свидетельствует об их образовании из разных мантийных источников и соответственно об их первоначальной территориальной разделенности. Одновозрастность формирования островных дуг и океанических островов в этих случаях позволяет предполагать между ними причинную связь, подобную той, которую мы предложили для объяснения конвергентных границ Западно-Тихоокеанского типа. Мы полагаем, что островные дуги каледонид заложились в области развития мантийных плюмов в основании литосферы Палеоазиатского океана, что и обеспечило реконструируемый парагенез доаккреционных структур каледонид.

Таким образом конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа, как мы видим, широко развиты при становлении складчатых поясов Сибирского континента, в которых они зафиксированы. Очевидно, такой тип конвергентных границ может быть реставрирован при формировании складчатых поясов других континентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996. Т. 30. № 4. С. 25-42.

2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.

3. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.

4. Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interection with the African large low shear velocity province, Earth-Science Review. V. 102. P. 29-59.

5. Maruyama S., 1994. Plume tectonics. Journal of Geological Society of Japan 100 (1). P. 24-49.

6. Zhao D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. Gondwana Research 12. P. 335-355.

TTG magma genesis by the collision tectonics between Kuril Arc and NE Japan Arc

Toshiaki Shimura[1], Emi Nagakubo[1], Anthony I.S. Kemp[2], Moeru Kojima[1], Yasuaki Inaba[1]

[1]Department of Geology, Faculty of Science, Niigata University
2-8050 Ikarashi, Nishi-ku, Niigata 950-2181, Japan
[2]School of Earth and Environmental Science, James Cook University
4811 Townsville, Australia

Tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) is one of the important components of earth's crust, especially in Archean continental crust.

The Hokkaido island of Japan represents a collision zone between two arcs of Neogene age; these are Kuril Arc and NE Japan Arc (Kimura, 1994). At the present day, we can observe the crustal section of Kuril Arc as the Hidaka metamorphic belt (HMB) within the suture zone (Fig. 1). HMB is a high temperature type metamorphic belt and represents an eastward tilted crustal section of the Kuril Arc, with the granulite facies being the highest metamorphic grade reached (Komatsu et al., 1989). Syn-metamorphic pyroxene-bearing S-type granitoids are distributed throughout the HMB (Shimura et al., 1992). The main thermal event (granulite facies metamorphism and crustal anatexis) is 19Ma, as determined by

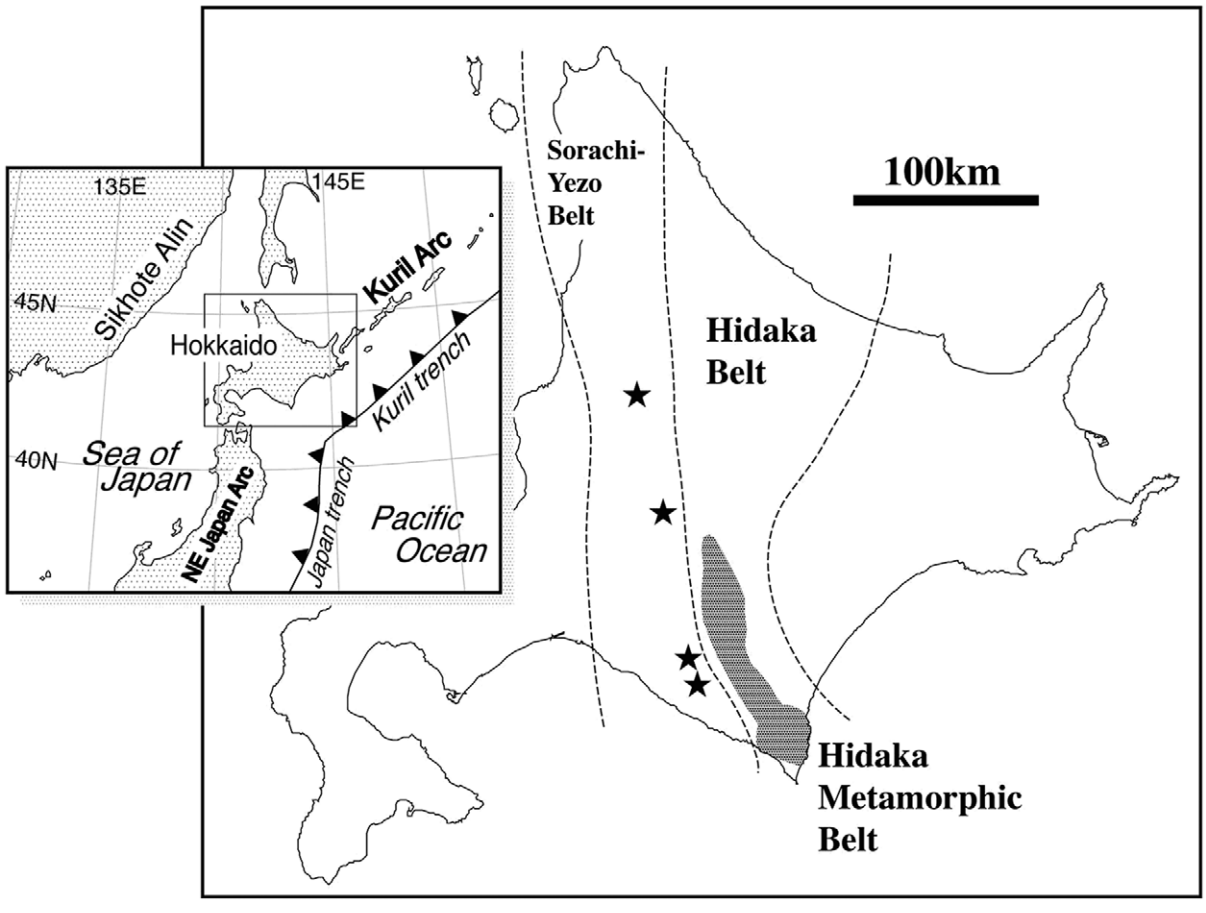


Fig. 1. Index Map of the Hokkaido and geological relationships of the Hidaka Metamorphic Belt (shadowed) and trondhjemite locality (stars). The Sorachi-Yezo Belt is a Jurassic-Cretaceous accretionary complex. The Hidaka Belt is Cretaceous-Paleogene accretionary complex which includes a high temperature type Hidaka Metamorphic Belt. The study area is within the arc-arc junction zone.

U-Pb zircon ages (Kemp et al., 2007). Previously than this event, 41-37 Ma island-arc type igneous activities occurred (Kemp et al., 2007; Shimura et al., 2007a; Kojima and Shimura, 2010).

A recent vibroseismic study imaged a delamination-wedge structure beneath the HMB (Tsumura et al., 1999). This study revealed that the Hidaka crust is delaminated into upper and lower portions in the lower crust, at a depth of about 23km. The upper portion is exhumed as the HMB by an eastward-dipping thrust sheet. On the other hand the lower portion descends downward to the west, under the NE Japan arc.

A few trondhjemite bodies, mainly hornblende-biotite trondhjemite, are distributed from about 25 km west of the HMT (Figs. 1, 2). These bodies intrude the Cretaceous accretionary complexes of the NE Japan Arc. The K-Ar age of the trondhjemite bodies is about 15Ma (Nakagawa,

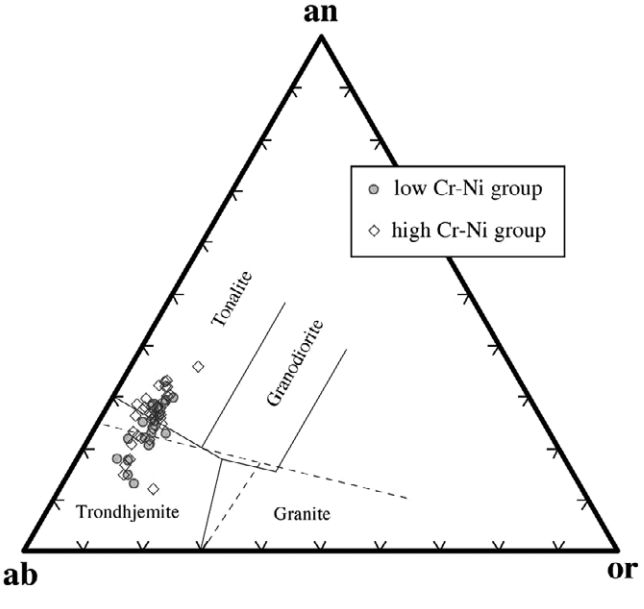


Fig. 2. The QAP modal diagram of the trondhjemite.

1992). Geochemical features of the trondhjemite are as follows; SiO_2 = 68-75%, Sr = 191-597ppm, and Y = 3.8-8.2ppm. The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and initial $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios are 0.7035-0.7044 and 0.51280-0.52197, respectively (Shimura et al., 2007b). Since the Sr content is moderately high but yttrium content is quite low, these rocks have adakite or Archean TTG composition (Fig. 3).

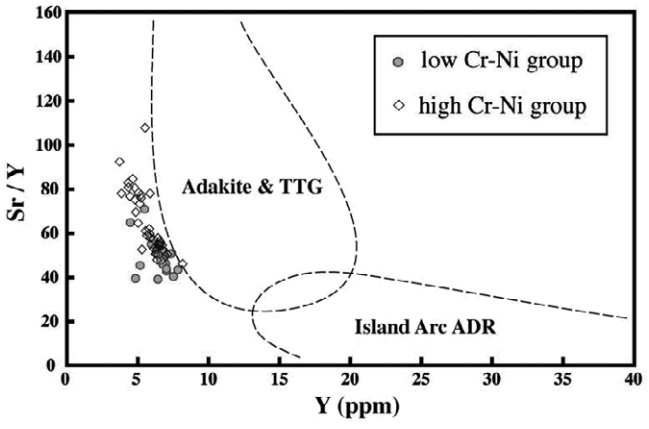


Fig. 3. Sr/Y–Y diagram on trondhjemite. Two fields are after Defant et al. (1991).

The isotopic features of the trondhjemite are similar to the gabbroic rocks and mafic metamorphic rocks of the HMB. Shimura et al. (2004, 2006) indicate that the delaminated lower portion of the Hidaka crust is mainly composed by gabbro and mafic granulite. We employ a mass balance calculation and batch melting calculation as «Gabbro → Grt-Cpx granulite + trondhjemite magma». The model has a very good fit with the natural compositions as a 16% melting condition.

Furukata et al. (2010) studied such a few bodies of the central Hokkaido. They called these as «adakite type» and explained by eclogite melting model. However, our calculation results are shown the restite is not eclogite, but garnet granulite. We suggest that the trondhjemite magma was produced by partial melting of the delaminated lowermost crust of the HMB, triggered by (1) the collision of two island-arcs and (2) upwelling of asthenosphere by opening of back-arc basin. The continental collision and the hot mantle reproduced the phenomenon of the Archean condition at the Neogene age.

REFERENCES

1. Defant M.J., Richerson P.M., Deboer J.Z., Stewart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S. & Jackson T.E., 1991. Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation: Petrogenesis of La Yeguda Volcanic Complex, Panama, Jour. Petrol., 32. P. 1101-1142.

2. Furukata C., Nakagawa M., Hirose W. and Adachi Y., 2010. Geochemical character of Early-Middle Miocene volcanic rocks from central Hokkaido: Characterization of magma-related back-arc spreading at margin of the volcanic field. Jour. Geol. Soc. Japan, 116. P. 199-218.

3. Kemp A.I.S., Shimura T., Hawkesworth C.J. and EIMF, 2007. Linking granulites, silicic magmatism and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka Metamorphic Belt, Japan. Geology, 35. P. 807-810.

4. Kimura G., 1996. Collisional orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands: The Island Arc, 5. P. 262-275.

5. Kojima M., Shimura T., 2010. Origin of I-type tonalite magma, Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. 114th Annual Meeting of the Geological Society of Japan. P-140.

6. Komatsu M., Osanai Y., Toyoshima T. & Miyashita S., 1989. Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D. (eds.) Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc. Spec. Publ. 43. P. 487-493.

7. Nakagawa M., 1992. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 43. 467 p.

8. Shimura T., Nagakubo E., Kemp A.I. S., 2007a. Relationships between the Hidaka Metamorphic Belt and trondhjemite of the Kamuikotan Belt: Tertiary tectonics of Hokkaido, northern Japan. 114th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, O-223.

9. Shimura T., Nagakubo E. and Kemp A.I.S., 2007b. TTG magma derived from the delaminated lower crust, Hokkaido, northern Japan. Sixth Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Stelllenbosch, South Africa.

10. Shimura T., Owada M., Osanai Y., Komatsu M., Kagami H., 2004. Variety and genesis of the pyroxene-bearing S- and I-type granitoids from the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 95. P. 161-179.

11. Shimura T., Osanai Y., Toyoshima T., Owada M. & Komatsu M., 2006. Cooling process of the basal tonalite magma, Hidaka metamorphic belt, northern Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 112. P. 654-665.

12. Tsumura N., Ikawa H., Ikawa T., Shinohara M., Ito T., Arita K., Morita T., Kimura G., Ikawa T., 1999. Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan: inferred from seismic reflection profiling. Geophys. Res. Lett. 26. P. 1057-1060.

Confirmation of an extensive late Pan-African metamorphic belt in NE China: evidence and tectonic implication

Jian-Bo Zhou[1], Xingzhou Zhang[1], Yongjiang Liu[1], Simon A Wilde[1,2]

[1]College of Earth Sciences, Jilin University
Changchun 130061, China
[2]Department of Applied Geology, Curtin University of Technology
GPO Box U1987, Perth, WA 6845, Australia

We summarize data we have collected over the past several years from the various crustal blocks identified in the Chinese segment of the southeastern Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Previous interpretations have considered that the Erguna, Xing'an, Songliao (Songmen), Jiamusi and Khanka blocks were separate micro-continental blocks that were amalgamated in the Phanerozoic and whose boundaries are represented by major crustal structures. We initially identified that basement rocks in the Khanka and Jiamusi blocks were similar in age and lithology and that the Dun-Mi Fault that separates them could not be a major suture. Extending this work into the Erguna, Xing'an and Songliao blocks led to recognition of similar khondalitic basement rocks to those in the Jiamusi/Khanka block, and of similar provenance and metamorphic age. All sequences show a range in detrital and inherited zircons that extend back in age from ~560 Ma to ~960 Ma, with a few older grains. It is only in the Xing'an block that zircons with Neoproterozoic ages from 770 to 950 Ma are abundant, thus bringing into question whether Neoproterozoic basement rocks are a significant component of the Chinese part of the CAOB. The most significant feature is that these rocks underwent high-grade metamorphism at ~500 Ma in all five blocks. Although disrupted by the extensive emplacement of Phanerozoic granitoids, the implication is that a belt of high-grade khondalitic rocks extends for over 1300 km across NE China. This further brings into question the nature and significance of the bounding faults that were previously considered to separate the various crustal entities. We note that a similar belt of khondalitic rocks, that underwent high-grade metamorphism coeval with the NE China rocks, extends along the southern margin of the Siberia Craton, implying a similar sequence of events along both the northern and southern margin of the CAOB in the Early Paleozoic.

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

Геокинематика террейнов Бурея-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов по палеомагнитным данным

Бретштейн Ю.С.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, yurybr2007@yandex.ru

В течение прошедшего десятилетия в пределах Бурея-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов, охватывающих (на российской территории) нынешние Западное Приморье и Юг Центрального Приамурья, было выполнено палеомагнитное изучение метаморфических пород протерозоя, а также осадочных комплексов нижнего и среднего палеозоя, которые отнесены к тектоно-стратиграфическим террейнам различного возраста и происхождения – Малохинганскому, Матвеевско-Нахимовскому, Кабаргинскому, Спасскому, Вознесенскому и Лаоэлин-Гродековскому [3].

По результатам полевых и лабораторных палеомагнитных исследований выделенные «первичные» (доскладчатые) ChRM-компоненты намагниченности, которые в этих породах характеризуются пологими векторными наклонениями (единицы и первые десятки градусов) прямого и обратного знака, преимущественно в ЮЗ-СЗ (реже – антиподальных к ним СВ-ЮВ) румбах стереографической проекции. Первые из них приняты за направления прямой полярности. Соответствующие графо-аналитические тесты, определяющие степень сохранности доскладчатой компоненты намагниченности в породах [4-6] – положительны. Расчет позиций среднего палеомагнитного полюса для каждого террейна производился по значениям координат соответствующих изученных геологических разрезов [1, 2].

В таблице представлены основные палеомагнитные данные для изученных опорных протерозойско-кембрийских, силурийских и девонских разрезов Бурея-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов Амурской плиты. Рассчитанные позиции палеополюса для Амурской плиты и ее террейнов в протерозое – кембрии в пределах статистической погрешности не отличаются друг от друга и образуют рой направлений, приуроченных к району нынешнего Индийского океана юго-западнее Австралии (для выбранной ChRM-полярности). Для силура и девона подобная картина практически сохраняется – позиции палеомагнитного полюса лишь смещаются к западу, в сторону нынешней Северной Африки и Средиземноморья. В целом, для всех террейнов палеомагнитные широты не выходят за пределы экваториальной области обоих полушарий, колеблясь от 6.0° ю.ш. до 14.6° с.ш.

При сравнении позиций палеомагнитного полюса для различных комплексов пород этих террейнов на протяжении раннего-среднего фанерозоя наблюдается их отчетливый разброс по склонению вдоль дуги большого круга с центром вращения (эйлеровым полюсом), приблизительно

Таблица. Палеомагнитные данные для позднепротерозойских, раннекембрийских и девонских пород террейнов Бурея-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов

Объект, координаты φ, λ	**$\frac{N/n_0/n}{N/R}$**	**D (g/s)**	**I (g/s)**	**K (g/s)**	**α_{95} (g/s)**	**φm**	**Λ**	**Φ**	**A95**
I. МАТВЕЕВСКО-НАХИМОВСКИЙ И КАБАРГИНСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ (средний протерозой)									
1. Западное Приморье, PR_2 45.3 133.4	11/178/156 104/52	207.6 207.8	-25.1 -5.7	4.0 23.8	26.1 9.5	-13.2 -2.9	88.4 95.2	-50.3 -41.1	20.6 6.8
McF + (ξ_1s = 6.500; ξ_c99 = 5.378; ξ_1u = 2.132) NFT +; DC +					DC = 109.4% (Δ% = 92.6 ÷ 126.7%); при «распрямлении» Kmax = 25.2; α_{95} = 9.3				

II. СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний кембрий и поздний девон)									
2. Юго-Западное При-морье, $Є_1$; 44.4 132.6	8/165/146 94/52	210.8 209.8	-13.3 -1.7	2.5 12.3	45.1 16.5	-6.7 -0.9	87.9 92.8	-43.8 -39.1	32.9 11.7
McF + (ξ_1s = 6.954; ξ_c99 = 4.562; ξ_1u = 0.487) NFT +; DC +				DC = 97.9% (Δ% = 88.2 ÷ 108.6%); при «распрямлении» Kmax = 12.3; α_{95} = 16.5					
3. Реттиховка*, D_3ln; 44.2 132.7	1/26/22 3/29	82.4 68.5	40.9 10.2	40.3 39.5	5.5 5.0	-23.4 -5.1	30.3 54.3	-21.4 -18.9	5.2 3.6
Тест складки DC неопределён; при «распрямлении» 55.5% Kmax = 41.0; α_{95} = 8.5									
III. ВОЗНЕСЕНСКИЙ ТЕРРЕЙН (нерасчленённый силур и средний девон)									
4. Буянки, Кремово, *Srt;* 44.2 132.5	4/61/59 59/-/-	212.0 219.1	-56.7 -10.3	2.9 41.8	66.9 14.4	-37.3 -5.2	47.4 79.5	-65.0 -38.1	82.5 10.4
McF + (ξ_1s = 3.060; ξc_{95} = 2.335; ξ_1u = 1.806) NFT +; DC +				DC = 125.3% (Δ% = 114.2 ÷ 136.5); при «распрямлении» Kmax = 147.5; α_{95} = 7.9					
5. Виноградовка, Федорин ключ, Артём, D_2,*lt*; 43.6 132.6	5/74/69 64/5	319.7 307.1	12.4 27.6	4.4 72.0	41.0 9.1	6.3 14.6	8.0 26.7	38.6 36.7	29.8 7.3
McF + (ξ_1s = 4.284; ξc_{99}= 3.573; ξ_1u = 2.160) NFT +; DC +				DC = 92.0% (Δ% = 78.0 ÷ 104.7); при «распрямлении» Kmax = 82.9; α_{95} = 8.5					
IV. МАЛО-ХИНГАНСКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний кембрий и девон)									
6. Чагоян, Союзное-1, 2; Известковая, Столбовое-1, 2; Теплое Озеро, $Є_1$; 49.2 130.7	7/85/76 25/51	269.9 258.6	-1.8 4.6	2.3 13.8	51.2 16.8	-0.9 2.3	40.2 50.9	-0.7 -5.7	36.2 11.9
McF + (ξ_1s = 6.115; $\xi_1 c_{99}$ = 4.253; ξ_1f = 1.804) NFT +; DC +				DC = 92.7% (Δ% = 80.0 ÷ 106.0); при «распрямлении» Kmax = 14.4; α_{95} = 16.5					
7. Биджан, D_{1-2}, 47.9 131.8	1/22/20 17/3	181.1 171.4	-40.4 -5.2	4.6 5.1	17.2 16.1	23.1 2.6	309.4 323.8	65.1 44.1	16.2 11.4
Тест складки DC положительный; Kmax при «распрямлении» отсутствует									
V. ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний силур)									
8. Застава, Софье-Алексеевское, Мудуеха, Старатели, Кордонка, S_1kr; 44.2 131.3	5/132/117 49/47/21	221.1 239.1	-0.9 -7.2	2.2 13.4	68.0 21.7	-0.5 -3.6	79.6 61.3	-33.1 -24.3	48.1 15.5
McF + (ξ_1s = 4.592; $\xi_1 c_{99}$ = 3.573; ξ_1f = 0.775) NFT +; DC +				DC = 103.8% (Δ% = 97.8 ÷ 109.9) при «распрямлении» Kmax = 13.5; α_{95} = 21.7					

ПРИМЕЧАНИЕ: $N/n_0/n$ – общее количество изученных геологических разрезов / измеренных штуфов / в т.ч. использованных при расчетах палеополюса; N/R – количество образцов прямой (N) и обратной (R) полярности (согласно выбранного направления ChRM); D, I – склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной компоненты ChRM при определении палеомагнитного полюса; индексы g, s – соответственно географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) системы координат; K – кучность распределения единичных векторов ChRM; α_{95} – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности 1-p = 0.95; φ_m, Λ, Φ (A_{95}) – геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота и широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности 1-p = 0.95 (в градусах); %; Δ%, K_{max} – параметры теста складки: % – процент «распрямления» складок, при котором достигается наибольшая кучность K_{max} в тесте DC; Δ% – доверительный интервал «распрямления»; Тесты «распрямления» (складки): McF – [McFadden, 1990], NFT – [Шипунов, 1995], DC – [Enkin, 2003]; ξ_1s (ξ_1f) – параметры теста McF *in situ* (после распрямления) для варианта теста McF FOLD1, $\xi_{c\,95,\,99}$ – критические значения коэффициентов корреляции для уровней вероятности 1-p = 0.95, 0.99; Звездочкой показан объект, где значения D и J при вычислении координат обращены на 180°. Данные по объекту Биджан – предварительны.

совпадающим с районом исследований (рис. А). Величина разворота отдельных разнонаправленных внутриплитных геблоков, например для Малохинганского (МХ) и Спасского (СП) террейнов, составляют относительно друг друга в кембрии 59.1°, в девоне и 98.7°. Повороты по часовой стрелке на протяжении кембрия-девона составили: для СП – 52.6°, а для МХ – 92.1° (рис. Б).

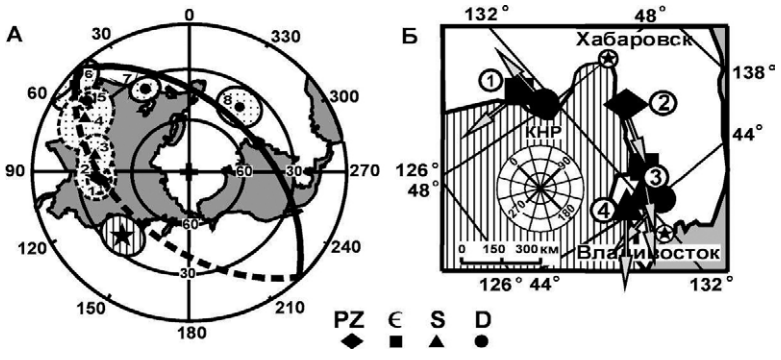


Рис. А – Распределение палеопозиций геомагнитного полюса (значки с овалами доверия) в позднем протерозое – девоне. Террейны: 1 – Матвеевско-Нахимовский; 2, 5 – Спасский; 3, 7 – Вознесенский; 4 – Лаоэлин-Гродековский; 6, 8 – Малохинганский. Сплошная (штриховая) дугообразные линии – проекции большого круга на верхнее (нижнее) полушария. Звёздочка с овалом доверия – среднее местоположение района исследований. Б – Схема азимутальных склонений средних векторов ChRM-компоненты намагниченности (стрелки) для разновозрастных пород террейнов: 1 – Малохинганского; 2 – Матвеевско-Нахимовского; 3 – Спасского и Вознесенского; 4 – Лаоэлин-Гродековского.

В целом, рассматриваемые геоблоки, будучи расположенными на стыке Сибирской, Северо-Китайской и Тихоокеанской плит и находясь в зоне «влияния» (взаимодействия) последних, на разных временных этапах имели сложный характер движений, подвергаясь разнонаправленным дифференцированным широтным сдвигам и вращениям в процессе замыкания реликтового Палеоазиатского океана в направлении с запада на восток.

Генеральное влияние на кинематику подобных трансформаций могли оказывать именно эти перманентно развивавшиеся процессы локального вращения отдельных террейнов в рамках общей коллизии и скольжения соответствующих плит на позднепалеозойско-мезозойском этапе тектогенеза, что отражается, в частности, в схожем («унаследованном») тренде их вращения по часовой стрелке на протяжении почти всего позднего палеозоя и мезозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц Юга Дальнего Востока. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 206-225.

2. Бретштейн Ю.С., Климова. А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физ. Земли, 2007. № 10. С. 95-109.

3. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.

4. Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли, 1995. № 4. С. 67-74.

5. Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 212. P. 151-166.

6. McFadden P.L. A new fold test for paleomag. studies // G. J. Int., 1990. V. 103. P. 163-169.

Пермские отложения Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии): новые данные

Бяков А.С.[1,2], Ведерников И.Л.[1], Иванов Ю.Ю.[1], Колесов Е.В.[1]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16
[2]Северо-Восточный государственный университет
г. Магадан, ул. Портовая, 13

Пермские разрезы Армано-Вилигинской складчатой зоны (Северо-Восточное Приохотье) интересны прежде всего тем, что здесь, по данным предыдущих исследователей [6] вскрыты существенно вулканогенные толщи, являющиеся, по-видимому, индикаторами деятельности в перми Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Ее существование до сих пор не получило достаточно надежных подтверждений, не смотря на ряд фактов, явно свидетельствующих в его пользу [4, 5]. Кроме того, следует отметить, что возраст пермских толщ, развитых здесь, был мало обоснован, отсутствовали детальные седиментологические и петрологические исследования.

Летом 2010 г. нами были проведены рекогносцировочные полевые работы, позволившие впервые надежно датировать часть пермского разреза Армано-Вилигинской складчатой зоны, установить его сходство с разрезами Охотского задугового бассейна [1, 3] и подтвердить присутствие вулканитов. Кроме того, нами впервые здесь выявлены турбидиты, а также диамиктиты – специфические породы, интерпретируемые нами как своеобразные вулканогенные гравититы – свидетельство существования в перми Охотско-Тайгоносской вулканической дуги [4].

По р. Нявленга (приток р. Тахтояма) описан следующий разрез пермских отложений:

1. Грубопластовые массивные серые и зеленовато-серые песчаники разнозернистые вулканомиктовые. В средней части пачки – прослои раковин колымиид *Kolymia* sp. indet. и обломки их призматического слоя, залегающие отдельными прослоями. Мощность 125 м.

2. Покровы трахибазальтов и трахиандезибазальтов (1–3 м мощности) переслаивающиеся с маломощными (20–30 см) кристалло-литокластическими туфами среднего и основного состава и пластами разнообразных светло-серых, зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников разнозернистых с массивной текстурой; мощность пластов 1–3 м. Мощность пачки 80 м.

3. Грубопластовые массивные диамиктиты с пластами песчаников. Песчаники серые, светло-серые разнозернистые массивные, в подошве – тонко-горизонтально-слоистостые. Песчаники отдельными прослоями плавно переходят в гравелиты за счет сгущения рассеянных гравийных зерен. Характерны «плавающие» включения галечной размерности, остатки раковин и обломки призматического слоя колымиид. Обломки ориентированы параллельно напластованию, образуют прослои, в которых обломки залегают пунктирно. Прослои группируются в пакеты по 5–7 прослоев через 5–15 см друг от друга. Пакеты встречаются через 5–7 м. В низах пачки – единичные метровые покровы риолитов. В средней части – единичные покровы трахибазальтов небольшой (первые метры) мощности. В середине пачки найдены многочисленные остатки колымиид: *Kolymia multiformis* Biakov, *Kolymia* aff. *multiformis* Biakov, *Cigarella licharewi* (Muromzeva), *Maitaia* sp. Мощность 60 м.

4. Кремнистые серые, зеленовато-серые турбидиты (аналогичные пачке 5) с пакетами таких же кремнистых массивных диамиктитов. Включения галечной и валунной размерности в диамиктитах средне и плохо окатаны. Матрикс диамиктитов – серый кремнистый песчанистый алевролит с рассеянным гравием. Для диамиктитов характерны обрывки слоев пепловых туфов. Во включениях преобладает галька кислых эффузивов и кремней, встречается галька гранитов. В кровле – массивные диамиктиты мощностью 30 м. Мощность пачки 115 м.

5. Кремнистые серые, зеленовато-серые турбидиты, переслаивающиеся с пакетами таких же кремнистых слоистых диамиктитов. Циклиты в турбидитах представляют собой градационные

переходы от светло-серых, светло-зеленовато-серых алевролитов, и мелкозернистых песчаников к темно-серым, иногда серым аргиллитам кремнистым, тонкоотмученным. Мощность циклитов в турбидитах 10–25 см, обычно 25 см. На контрастных слоевых швах в подошве циклитов характерны следы плотностной дифференциации слабо литифицированного осадка и единичные ходы илоедов, в поперечном сечении круглые, диаметром 2–3 мм. Реже циклиты начинаются со среднезернистого или грубозернистого песчаника. Встречаются пакеты (1 м), где мощности циклитов составляют 0.5–1см. Диамиктиты в переслаивании с турбидитами – тонко-горизонтальнослоистые. Включения галечной и гравийной размерности часто приурочены к отдельным слоям. Окатанность крупных включений в слоистых диамиктитах заметно лучше, чем в массивных. В низах пачки встречаются мощные (до 10 м) слои массивных гравелитов и разнозернистых песчаников с рассеянной галькой. К верхам пачки мощность этих слоев сокращается до 0.5–1 м. Мощность пачки 120 м.

Общая мощность описанного разреза – 500 м. Найденные остатки фауны позволяют уверенно относить пачки 1–3 к бивальвиевой зоне Kolymia multiformis омолонского регионального надгоризонта средней перми Северо-Востока России, примерно отвечающей второй половине ворда. Пачки 4–5, не содержащие окаменелостей и фиксирующие значительное углубление бассейна (появление в разрезе турбидитов и диамиктитов), относятся уже (по аналогии с другими разрезами северо-восточной Азии), скорее всего, к гижигинскому региональному горизонту и маркируют крупный событийный рубеж [2].

Итак, полученные материалы свидетельствуют о достаточно интенсивном проявлении в Армано-Вилигинской складчатой зоне пермского вулканизма, интерпретируемого нами как свидетельство существования в позднем палеозое на окраине северо-восточной Азии Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Положение фигуративных точек составов пермских вулканитов разреза р. Нявленга на дискриминационных диаграммах М.Р. Бхатия и Пирса так же может свидетельствовать, что они формировались в геотектонической обстановке энсиматической островной дуги. Аналитическая обработка материалов (U-Pb SHRIMP-датирование, исследования геохимии вулканитов) и продолжение полевых исследований должны послужить проверке наших построений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 11-05-00053, 11-05-98569-р_восток и ДВО РАН, проект 10-III-Д-08-044.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. Корреляция, 2007. Т. 15. № 2. С. 47-71.

2. Бяков А.С. Пермские двустворчатые моллюски Северо-Востока Азии: зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография. Автореф. дисс. ... доктора г.-м. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 42 с.

3. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.

4. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.

5. Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 81-85.

6. Скибин Ю.П. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Магаданская. Лист P-55-XXXIV. Москва: Мингео СССР, 1977. 84 с.

Характер строения Самаркинской аккреционной призмы как следствие ее формирования в условиях косой субдукции

Войнова И.П.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Самаркинская аккреционная призма входит в состав мезозойской Сихотэ-Алинской аккреционной системы. Ее описанию посвящены работы, освещающие как отдельные участки, так и ее положение в тектонической структуре Дальнего Востока [5-7 и др.]. На геологических картах Сихотэ-Алинской складчатой системы, из-за сложности геологического строения и оставляющей желать лучшего обнаженности, геологическое строение отображено стратиграфическими подразделениями (свитами, толщами), объединяющими в себе разнофациальные образования (кремни, песчаники, алевролиты, базальты), сформированные в различных геодинамических условиях.

Поэтому для выявления характера строения Самаркинской аккреционной призмы были собраны и проанализированы данные геолого-съемочных и тематических материалов по геологии, стратиграфии и магматизму, вещественной и фаунистической характеристике отложений с точной привязкой разрезов, местонахождений макро- и микрофауны и размещения магматических образований, а также данные собственных наблюдений на опорных участках и разрезах и имеющиеся в литературе. По материалам геологической съемки, с учетом не только карт, но и прилагаемых разрезов, для наиболее охарактеризованных участков оказалось возможным построение тектонических схем на фациальной основе с показом пелагических, гемипелагических, окраинно-континентальных образований и ассоциирующих с ними базальтов. Это позволяет рассмотреть распределение разнофациальных образований, а в совокупности с фаунистическими данными – и их возрастные соотношения по латерали.

В описываемой аккреционной системе в составе аккреционных комплексов имеют место образования возрастного диапазона от позднего карбона до раннего мела (берриас). Наиболее древний возраст (C_3-P) имеют известняки, слагающие глыбы в микститовых образованиях. Встречены глыбы известняков и более молодого (P_2) возраста. Для кремнистых образований и алевролитов имеются определения пермского, триасового и юрского возраста, для песчаников – юрско-раннемелового. Микститы также имеют различный возраст, наиболее молодые – берриасские (по находкам микрофауны в матриксе). Аккреционные образования перекрываются терригенными отложениями берриаса и валанжина и прорываются постаккреционными (коллизионными) интрузиями хунгарийского комплекса готеривского возраста (K-Ar возраст: габброидов – 123-138 млн. л., высокоглиноземистых двуслюдяных гранитов – 96-112 млн. л.).

Первичная структура аккреционной призмы нарушена многочисленными разломами, среди которых часты надвиги и сдвиги СВ-простирания. Сеть разломов разбивает тело аккреционной призмы на линзовидные домены, ограниченные разломами.

Таким образом, Самаркинский террейн представляет собой коллаж линзовидных тектонических доменов, которые в качестве элементарных тектонических единиц формируют структуру аккреционной призмы. Пространственное расположение доменов в современной структуре обусловлено тектоническими процессами как постаккреционными (в т.ч. левосторонними сдвигами), так и синаккреционными, создающими изначальную аккреционную структуру, зависящую от геодинамического характера аккреции и условий процесса субдукции.

Домены сложены образованиями вулканогенно-кремнисто-терригенной ассоциации, сформированными на различном удалении от зоны субдукции в различных условиях, впоследствии аккретированными в зоне конвергенции. Частым атрибутом являются микститовые образования. Иногда имеют место массивы ультрабазитов. Океанические пелагические отложения представлены ленточными кремнями, встречающимися в виде протяженных пластин – фрагментов абис-

сальных равнин. Гемипелагические отложения представлены кремнисто-глинистыми, глинистыми породами – кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Переход от кремненакопления к терригенному осадконакоплению постепенный. Приконтинентальные (присубдукционные) образования представлены как песчаниками, так и олистостромами. Для геологического строения вообще очень характерны микститы, в составе которых имеют место как олистостромовые, так и меланжевые образования, часто трудно различимые в условиях плохой обнаженности. В микститах беспорядочно распределены обломки и линзы песчаников, алевролитов, кремней, вулканитов, реже – глыбы известняков, размером от первых сантиметров до десятков метров. Матрикс олистостром образован комковатыми алевролитами с примесью псаммитового материала, иногда наблюдается обтекание олистолитов матриксом, оползневые текстуры, слоистость и переслаивание насыщенных обломками микститов с алевролитами и песчаниками и постепенный фациальный переход. В меланже тектонические линзы и чешуи заключены в рассланцованный алевритовый матрикс.

Выделяемые тектонические домены в целом характеризуются типичной океанической последовательностью – постепенным переходом во времени от кремненакопления к терригенному осадконакоплению и однонаправленной сменой с востока на запад пелагических отложений гемипелагическими, а затем приконтинентальными (присубдукционными). Присубдукционные зоны маркируются распространением микститов (олистостром) и песчаников, иногда развитием ультрабазитовых массивов. В различных доменах может иметь место полный набор описанных образований (например домены Катенского и Анюйского участков) или тектонически сокращенный (Хима-Матайский участок).

Фациальный анализ слагающих выделенные домены отложений и анализ имеющихся определений макро- и микрофауны выявили наличие возрастной зональности. При этом, внутри доменов и для доменов в целом возможны перекрытия возрастных диапазонов выделяемых фациальных толщ. Домены с наиболее древними отложениями развиты вдоль западной границы, к востоку происходит омоложение отложений и, соответственно, доменов.

Неотъемлемой частью аккреционных комплексов наряду с терригенно-кремнистыми отложениями являются океанические вулканиты. Они ассоциируют как с пелагическими, так и с гемипелагическими отложениями, представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиалокластитами, лавобрекчиями. В ассоциации с кремнистыми образованиями лавы формируют линзы, потоки и покровы значительной мощности. Размещение вулканитов может иметь и явно «островной» характер, реконструируемый по концентрации вулканических потоков невыдержанной мощности, концентрической зональности размещения склоновых фаций и ассоциации с известняками (участки рр. Барахта, Кия). Такие «островные» образования, которые можно параллелизовать с гайотами и вулканическими океаническими поднятиями, обычно реконструируются в областях развития гемипелагических и присубдукционных отложений.

Вулканиты соответствуют базальтам с петрогеохимическими характеристиками, свойственными океаническим базальтам. В их составе присутствуют пикробазальты, базальты, трахибазальты, гавайиты, относящиеся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. Юрские щелочные базальты подразделяются на 2 типа: натровый (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) и калиевый («островные» базальты). Для базальтов характерна проявленная в разной степени ферро-титановая специализация. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормализованных составов REE и редких элементов графики распределения показывают обогащение легкими элементами в среднем в 100 раз, а в К-базальтах – более значительное, а также характерно отсутствие Ta-Nb минимумов и даже наличие Ta-Nb максимумов. Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют об океанической обстановке их формирования. Пермо-триасовые вулка-

ниты представлены спрединговыми базальтами и внутриплитными базальтами натровой серии. Юрский этап характеризуется наиболее широким спектром базальтов: от близких к E-MORB, сформированных в СОХ над плюмовыми источниками, до субщелочных внутриплитных натровых и «островных» щелочных калиевых, вероятно образовывавшихся на значительном удалении от СОХ [1-4].

Линзовидная форма доменов, характер их взаиморасположения обусловливают своеобразную «будинообразную» доменную структуру призмы. Выявленные будинообразный доменный характер структуры призмы, вид разломной решетки, тип разломов, зональное строение доменов могли быть сформированы при косой субдукции сегментированной океанической плиты. В таких условиях формируются взбросо-надвиговые сколы и ромбовидные блоки (обычно размером первые сотни километров). Косая субдукция таких блоков приводит к «разновременному» входу в погружение их частей и формированию при аккреции в условиях синаккреционных левосдвиговых (для описываемой призмы) скольжений отдельных доменов соответствующей формы, слагающих аккреционную призму.

Таким образом, пространственное расположение доменов в современной структуре аккреционной системы определяется: 1) процессом аккреции в зоне конвергенции; 2) левосдвиговым скольжением относительно друг друга отдельных фрагментов в условиях косой субдукции; 3) постаккреционными левосторонними сдвигами. Представляется, что такое доменное «будинообразное» строение характерно для аккреционных призм, сформированных в условиях косой субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войнова И.П. Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня на примере Катенского фрагмента // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 3. Магадан, 2003. С. 166-168.

2. Войнова И.П. Характер строения и магматизма аккрециоой системы Центрального Сихотэ-Алиня // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. С. 97-100.

3. Войнова И.П. Вулканиты плиты Изанаги (ретроспекции по аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Москва, 2008. Т. 1. С. 153-157.

4. Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Кремнисто-вулканогенный комплекс западной части Самаркинской аккреционной призмы (северный Сихотэ-Алинь) // Материалы VI Косыгинских чтений. Хабаровск, 2009. С. 6-9.

5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

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

7. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

Сводная геологическая карта Магаданской области и принципы ее составления

Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Голубенко И.С., Лямин С.М.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

В сфере региональных геологических исследований Северо-Востока России, впрочем, как и всей территории страны, в последние десятилетия складывается неблагоприятная обстановка, обусловленная усиливающимся противоречием между, с одной стороны, растущими потребностями геологоразведочной отрасли в обеспечении полноценной современной геологической основой, с другой – постепенной деградацией геологического картирования, создающего эту основу. Известно, что любой картографический материал в геологии неизбежно морально

устаревает через 10-15 лет, в связи с уточнением теоретических концепций, появлением новых фактических данных, изменением кондиций, разработкой новых методов и методик и т.д. и т.п. Как же обстоит дело в регионе? Создание первого поколения Государственных геологических карт по итогам среднемасштабного геологического картирования территории области (на общей площади в 136 топографических планшетов масштаба 1:200000) завершено в 60-70 гг. прошлого столетия. За последние 15 лет карты нового поколения составлены лишь на 10% общей площади, т.е. скорость «обновления» в среднем 1 планшет в год. Такими темпами на пересоставление карт даже на половину оставшейся площади, безусловно относящейся к категории высоко перспективных, потребуется не меньше 60 лет.

В чем же дело? Парадоксальность ситуации усугубляется тем, что суммарные годовые затраты на региональные исследования в области составляют около 3% от ассигнований, выделяемых Министерством природных ресурсов на поисковые работы, хотя отдача от них окупается многократно. Не лучше обстоит дело с мелкомасштабными картами, представляющими собой надежную основу для определения стратегии геологоразведочных работ целых регионов. Кроме того, современная геологическая карта региона срочно потребовалась для успешного выполнения ряда фундаментальных научных проблем, в частности, в качестве геологической основы для ГИС месторождений благородных металлов, разработка которых составляет основу экономики области, для создания Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения. Эти причины побудили авторский коллектив СВКНИИ ДВО РАН приступить к составлению сводной среднемасштабной Геологической карты Магаданской области.

Главные принципы, положенные в основу создания карты, следующие. Во-первых, создана принципиально новая система условных обозначений. Трудность возникла в определении методов генерализации картографируемых подразделений при переходе от средне- и крупномасштабных исходных материалов к мелкому масштабу создаваемой карты. За основу были приняты методологические разработки, предложенные в легенде Верхояно-Колымской серии листов миллионного масштаба для магаданского региона, утвержденные НРС МПР РФ, но еще не прошедшие апробацию на практике [7]. В качестве главной картографической единицы для стратифицированных (осадочных и вулканических) подразделений принята **серия**, как единица местной стратиграфической шкалы, объединяющая «две или более свиты, образующие крупный цикл осадконакопления и (или) охарактеризованные какими-либо общими признаками…» [6, с. 37]. В соответствии с этим *осадочная серия* для морских отложений отвечает, как правило, единому трансгрессивно-регрессивному циклу (например, существенно карбонатная омулевская серия ордовика Омулевского поднятия, терригенная тенькинская серия поздней перми и чай-юрьинская серия глинистых сланцев триаса Аян-Юряхского антиклинория); в отдельных случаях серии выделены по признаку специфичности структуры и состава (кедонская серия девона-раннего карбона Омолонского массива, характеризующаяся резко выраженным преобладанием красноцветных континентальных вулканогенно-осадочных отложений). Осадочная серия объединяет свиты и толщи как в вертикальном разрезе, так и по латерали, охватывая крупные морфоструктурные области (шельф, континентальный склон, межгорная впадина или система впадин, и т.д.).

Вулканическая серия – конкретная вертикальная и латеральная последовательность вулканических комплексов, связанных между собой сходством вещественного состава и близкой направленностью его изменения. Типичным примером могут служить охотская, эвенская и янская вулканические серии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [3]. Кроме стратифицированных тел (свиты, толщи) в вулканическую серию входят и рвущие (экструзивные и субвулканические) вулканогенные образования определенного состава. Таким образом, «вулканическая серия» объединяет два понятия – «серия», как подразделение местной стратиграфической шкалы, и «вулканическая», отражающая эндогенный источник материала. По характеру изменения состава выделены серии с гомодромной и антидромной направленностью, а также с контрастной дифференциацией вулканитов и слабо дифференцированные.

Анализ известных на рассматриваемой территории нестратифицированных (плутонических, гипабиссальных и метаморфических) образований показывает, что к ним может быть применен тот же принцип генерализации [4, 7]. Соответственно выделены «*плутонические серии*» и «*серии гипабиссальных интрузивных комплексов*» с собственными географическими наименованиями. Так, выделены позднеюрская колымская гранодиорит-гранитовая серия, включающая нера-бохапчинский, басугуньинский, колымский, каньонский и сибердыкский плутонические комплексы, ранне-позднемеловая северо-приохотская габбро-гранодиорит-гранитовая серия (дукчинский, пенжинский, быстринский, иретьско-малкачанский, гармандинский комплексы), позднемеловая неорчанская гранодиорит-гранит-лейкогранитовая серия (верхнеямский, наяханский, ахавеемский комплексы), нижнеколымская и верхнесугойская серии гипабиссальных интрузий основного состава. Следует отметить, что в большинстве случаев плутонические и гипабиссальные комплексы могут быть картографически выражены на мелкомасштабной карте без потери информации, поэтому они оставлены в легенде наряду с плутоническими сериями в качестве основных картографируемых подразделений.

При расчленении метаморфических образований раннего докембрия традиционно используется терминология «*метаморфические серии*» [2] – золотогорская серия двупироксеновых сланцев, рассошинская гнейсово-кристаллосланцевая, грозненская плагиогнейсовая, ксантипская амфиболитовая и др. Наряду с этим применяется название *ультраметаморфический комплекс* [5], для отображения ореолов распространения метаморфических тел, не поддающихся стратификации вследствие интенсивного преобразования процессами ультраметаморфизма или гранитизации – анманджинский комплекс чарнокитоидов, ноддинский плагиомигматитовый, верхнеомолонский «очковых гнейсов» и др.

Среднемасштабная геологическая карта Магаданской области построена методом генерации непосредственно из ГИС-проектов – одним из самых распространенных в настоящее время. Это обусловлено как наличием цифровых данных, структурированных в виде геоинформационных систем Колымо-Омолонского и Охотско-Колымского регионов, так и удобством преобразования имеющихся и получения новых данных. При построении единой геоинформационной системы использованы материалы Государственного банка цифровой геологической информации, дополненные данными более поздних геологических съемок различного масштаба. Предполагается, что созданная карта является, с одной стороны, вполне законченным документом, «каркасом» для подготовки картографической продукции металлогенического, тектонического и пр. содержания, с другой – рабочей основой, обеспечивающей возможность внесения последующих необходимых изменений и дополнений.

Изложенные принципы позволили четко, не отвлекаясь на нюансы, представить общую картину истории развития бассейнов осадконакопления, вулканических, плутонических поясов и областей регионального метаморфизма, а в последующем – предоставляют возможность уверенно проводить геодинамические реконструкции и выявлять региональные закономерности размещения полезных ископаемых. Авторы надеются, что представленная карта является логически увязанной геоисторической моделью нашего региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Зинкевич А.С., Лямин С.М. Разработка ГИС благороднометалльных месторождений Магаданской области // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 57-62.

2. Жуланова И.Л., Карсаков Л.П., Кузьмин В.К. Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона. Тихоокеанская геол., 2006. Т. 25. № 2. С. 24-38

3. Палымский Б.Ф. Меловые формационные комплексы Северного Приохотья // Современное состояние наук о Земле. Междунар. конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Москва, МГУ, 1-4 февраля 2011 г. М.: МГУ, 2011. С. 1477-1481.

4. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Масштабы геокартирования и размерность геологических тел // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания

по Северо-Востоку России. Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 14-16.

5. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

6. Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

7. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 104-108.

Конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит: формирование геологической структуры острова Сахалин и дна прилегающих акваторий

Гранник В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

Установленные особенности геологического строения острова Сахалин и дна прилегающих акваторий позволяют реконструировать и охарактеризовать геологические процессы, сопровождавшие формирование геологической структуры обозначенного региона в обстановке конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит [2 и др.].

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сутуры (швы субдукционных палеозон), Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [2]. Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом, но без видимого структурного несогласия. Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов (Тонино-Анивского, Вальзинского, Гомонского, Набильского Восточно-Сахалинского составного) апт-сеноманских и альб-сеноманских аккреционных призм, восточной зоны террейнов (Терпеньевского, Рымникского, Шмидтовского) аккреционно-коллизионных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (восточной части Шмидтовского, Озерско-Свободненского, Северо-Набильского) и Тюленева террейна океанской плиты, перекрытых кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием. Эти тектонические элементы сформировались в процессе развития раннемеловой, позднемеловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных тихоокеанских окраин Азиатского континента, обусловленного конвергентным и трансформным взаимодействием литосферных плит. Взаимодействие литосферных плит сопровождалось проявлением надсубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых глубоководных впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов, а в кайнозое, кроме того, – деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма.

Сусунайский террейн океанской плиты сложен разнообразными базальтами, долеритами и габбро, а также осадочными песчано-глинистыми, кремнистыми, карбонатными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений и глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений и низких температур. Установленный по органическим остаткам возраст метаморфических пород считается позднепермским и триасовым-раннемеловым. Радиологический возраст пород укладывается в ряд значений от 206-178 млн. лет до 28-1.8 млн. лет, соответствующих различным этапам перемещений по разломам и деформаций. По петрохимической зональности вулканических пород установ-

лено перемещение Сусунайского террейна (85×35 км) до начала субдукции над горячей точкой в интервале времени 206-178 млн. лет на расстояние не менее 80 км со средней скоростью не менее 0.8 мм в год – 1 этап метаморфизма пород этого террейна [2]. В раннемеловое время (135-133 млн. лет) происходила субдукция Сусунайского, Таулан-Армуданского, Хановско-Краснотымовского, Александровского, Красногорского, Холмского и Ульяновского террейнов океанской плиты, которая сопровождалось формированием аккреционных призм и метаморфизмом. Установлено, что Сусунайский террейн в это время субдуцировал в Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону до глубины 10 км и затем дополнительно испытал поддвиг на глубине более 10 км [6] – 2 и 3 этапы метаморфизма пород этого террейна. Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, судя по степени метаморфизма, испытали частичное погружение в зону субдукции. Александровский, Красногорский, Холмский и Ульяновский террейны предположительно палеозойской-раннемезозойской океанской плиты субдуцировали в Центрально-Сахалинскую зону субдукции с различной скоростью до глубин от 5 до 14.5 км. В интервале 96-90 млн. лет произошла блокировка субдукционной палеозоны Поронайским микроконтинентом, вызвавшая деформации и метаморфизм пород перечисленных террейнов – 4 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна [2]. В интервале 77-55 млн. лет происходили деформации и метаморфизм пород Сусунайского террейна, связанные с блокировкой Охотоморской субдукционной палеозоны одноименным микроконтинентом – 5 этап метаморфизма пород этого террейна. 68 млн. лет тому назад Сусунайский террейн испытал деформации и метаморфизм пород, связанные с поддвиганием его под Западно-Сахалинский террейн, а в интервале времени 61.9-59.7 млн. лет – складчатые деформации [2, 3] – 5 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна. 43.5 млн. лет тому назад произошел взброс Сусунайского террейна в юго-восточном направлении [3], сопровождавшийся деформациями и метаморфизмом пород – 6 этап метаморфизма пород этого террейна. В интервале времени 34-28, 28-1.8 млн. лет произошел перескок Охотоморской зоны субдукции в район Курильских островов, что способствовало эксгумации Сусунайского террейна – 7 этап регрессивного метаморфизма пород этого террейна [3]. Установлено, что базальты Сусунайского, Таулан-Армуданского и Хановско-Краснотымовского террейнов сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках океанских островов (WPB) и, очень редко, в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Присутствующие в их составе континентальные базальты обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород. В конце раннего мела Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона, как отмечено выше, была заблокирована Поронайским микроконтинентом, что способствовало завершению развития раннемеловой континентальной окраины, обусловило образование одноименной субдукционной сутуры, деформации накопившихся отложений, миграцию субдукционной палеозоны на восточный край микроконтинента и перестройку раннемеловой континентальной окраины в ее восточных районах.

Конвергентное взаимодействие литосферных плит в позднемеловое-палеогеновое время сопровождалось формированием аккреционных призм и Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, Восточно-Сахалинской вулканической островной дуги (ВОД), преддугового прогиба и глубоководного желоба. Кроме того, установлено, что Терпеньевский террейн включает фрагменты юрской-раннемеловой Шельтингской ВОД [1], а Шмидтовский – фрагмент раннемеловой-палеогеновой островной дуги мыса Марии [5], принадлежащий Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД, вулканогенно-кремнистые породы юрской-раннемеловой орлинской толщи и офиолитовую ассоциацию Восточно-Шмидтовского хребта. Базальты террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (Озерско-Свободненского и Северо-Набильского террейнов) сформировались в спрединговых зонах (MORB), во внутриплитных обстановках океанских островов (WPB), и в единичных случаях – в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Базальты орлинской толщи, как и базальты над-

виговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта, сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB) и в единичных случаях – в обстановке океанских островов (WPB). Присутствующие в их составе континентальные базальты также обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород. Установлено, что в составе позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии преобладают континентальные изверженные породы, при этом базальты имеют петрохимический состав типичный для континентальных островодужных пород. Весьма неожиданным результатом является то, что островодужные андезито-базальты, андезиты и трахиты этой ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют океанский окраинно-морский или островодужный петрохимический состав (IAB). Установлено, что среди изверженных пород позднемелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы, при этом базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря имеют континентальный островодужный петрохимический состав. В начале палеогена Охотоморская субдукционная палеозона была заблокирована одноименным микроконтинентом. Коллизионное взаимодействие Шельтингской энсиматической дуги, располагавшейся вдоль восточной кромки Охотоморского микроконтинента, с Восточно-Сахалинской энсиалической дугой способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

Процессы конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит в кайнозое происходили на восточном крае Охотоморского региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивались Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы. На рубеже мела и палеогена плиты Кула и Тихоокеанская трансформно перемещались в субмеридиональном направлении вплоть до второй половины эоцена. В позднем эоцене (43 млн. лет назад) движение плит резко поменялось на субширотное [4]. Одновременно с этим на территории Сахалина, Хоккайдо и большей части дна Охотского моря происходило формирование структурных элементов континентальной кайнозойской тихоокеанской окраины Азиатского континента, которое сопровождалось зарождением и развитием в задуговой обстановке рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов и задуговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Проявление интенсивного сжатия в предсреднемиоценовое (алеутская фаза) и плиоцен-четвертичное время (сахалинская фаза) положили начало формированию складчатой структуры Сахалина, которое продолжается в современное время совместно с развитием структурных элементов дна прилегающих акваторий, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высоцкий В.С., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология, 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.

2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.

3. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.

4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000. 193 с.

5. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Малиновский А.И., Чащин А.А. Раннемеловые вулканиты и раннекайнозойские экструзии мыса Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 3. С. 75-88.

6. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Lushenko V. A deep section of accretionary complex: Susunay Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin // The Island Arc, 1992. V. 1. P. 166-175.

Ассоциации тяжелых минералов осадков как индикатор структурно-тектонической позиции бассейнов осадконакопления: возможности и реальности идентификации

Деркачев А.Н., Николаева Н.А.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Осадки и осадочные породы несут многообразную информацию об условиях сопутствующих их формированию, являясь своеобразной летописью происходящих событий. В связи с этим, разработка критериев диагностики обстановок осадконакопления осадочных бассейнов по комплексу вещественных характеристик современных отложений приобретает важное значение в качестве актуалистической модели при реконструкции условий образования древних толщ. Одним из информативных параметров, который заключает значительную информацию о процессах, протекающих как в бассейнах осадконакопления, так и на прилегающих участках суши, является минералогический состав аллотигенных (кластогенных) компонентов осадков. Наиболее известны диагностические диаграммы, характеризующие тектонические обстановки областей питания и бассейнов седиментации, основанные на исследованиях главных породообразующих компонентов песков и песчаников [6 и др.].

Другая, не менее важная, хотя количественно и уступающая в большинстве случаев, часть компонентного состава осадков представлена тяжелыми породообразующими и акцессорными минералами. Значение их при характеристике условий осадкообразования весьма высоко, а порой и более существенно, чем легких породообразующих минералов. Необходимо отметить, что, несмотря на большое количество публикаций по проблемам осадкообразования, вопросы формирования минералогических ассоциаций осадков раскрыты еще явно не достаточно. Имея представительную выборку по составу минеральных ассоциаций осадков разных районов Мирового океана, мы попытались восполнить этот пробел в данной области знаний.

Изучение и систематизация обширного фактического материала (около 5 тысяч минералогических анализов), позволили нам получить новые данные, раскрывающие особенности формирования ассоциаций тяжелых минералов в отложениях окраинно-морских седиментационных бассейнов активной континентальной окраины в зависимости от геологического строения прилегающей суши, вулканизма, климата, гидродинамических условий среды осадконакопления. Широкое применение математических методов многомерной статистики (корреляционный, факторный, кластерный и дискриминантный анализы), способствовало установлению статистически выдержанных парагенезов тяжелых минералов, закономерно повторяющихся в отложениях седиментационных бассейнов, близких по структурно-тектоническим (геодинамическим) и ландшафтно-динамическим (литодинамическим) условиям осадконакопления. В результате проведенного анализа установлено, что минеральный состав осадков окраинно-морских седиментационных бассейнов наследует черты индивидуальности петрографических типов питающих провинций независимо от ландшафтно-климатических факторов среды осадкообразования. Исходя из этого, сделан вывод, что существенного изменения минерального состава обломочного материала при переходе от источников сноса к бассейнам осадконакопления не происходит, т.е. ведущим фактором кластогенеза, ответственным за формирование облика ассоциаций тяжелых минералов в осадках морских бассейнов, является неоднородность состава пород питающих провинций (опосредованно структурно-тектонический контроль) и синседиментационный вулканизм. Учитывая это, нами предложен принципиально новый тип дискриминантных диаграмм, названных ***индикационными литогеодинамическими диаграммами***, позволяющих по ассоциациям тяжелых минералов проводить оценку принадлежности исследуемых отложений к определенным структурно-тектоническим (геодинамическим) обстановкам их формирования [2, 5].

Разработанные диаграммы просты в построении и дают достаточно надежные результаты при идентификации геодинамических особенностей обстановок осадконакопления [1].

На предложенных диаграммах наиболее уверенно распознаются отложения седиментационных бассейнов, сопряженных со следующими геодинамическими обстановками: энсиматическими островными дугами, энсиалическими островными дугами, окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами, разновозрастными складчатыми (складчато-надвиговыми) областями, выступами кристаллического фундамента (щитами), древними платформами, областями тектоно-магматической активизации с проявлениями базальтового магматизма, глубоководными желобами. Результаты исследований показали, что известная индикаторная роль магматизма в отражении геодинамических обстановок находит подтверждение и в составе минеральных ассоциаций осадков сопредельных осадочных бассейнов. Так, достаточно уверенно на диаграммах прослеживаются два генеральных тренда, характеризующих минеральные ассоциации осадков, сопряженные с областями проявления магматизма фемического типа, который свойственен геодинамическим обстановкам режима сжатия (субдукционного типа) и режима растяжения (рифтогенного внутриплитного типа).

В данном контексте возникает вопрос: в какой мере и насколько объективно ассоциации тяжелых минералов могут отображать условия формирования древних отложений (пород)? Большая выборка по минеральному составу осадков современных морских бассейнов позволила проверить «работоспособность» предложенных литогеодинамических диаграмм при оценке структурно-тектонической позиции седиментационных бассейнов в приложении к древним осадочным толщам. В качестве примера был проведен сравнительный анализ с плейстоценовыми отложениями Охотского моря, кайнозойскими отложениями ряда районов Мирового океана, вскрытых скважинами глубоководного бурения, отложениями древних складчатых и складчато-надвиговых областей суши (Сихотэ-Алинь и Камчатка). Некоторые из этих объектов были выбраны целенаправленно, ибо по ним имелись сведения с довольно подробным анализом особенностей формирования состава отложений с реконструкцией условий и источников поставки обломочных компонентов и обоснованием геодинамической позиции бассейнов осадконакопления [3, 7 и др.].

В результате было установлено, что в кайнозойских отложениях (в том числе вскрытых скважинами глубоководного бурения) в значительной мере сохраняются основные тенденции при формировании минеральных ассоциаций в зависимости от структурно-тектонических обстановок, установленные для современных отложений. С другой стороны, задача идентификации обстановок осадконакопления докайнозойских отложений складчатых и складчато-надвиговых областей суши по ассоциациям тяжелых минералов не всегда решается однозначно, а порой может приводить, по нашему мнению, и к ложным выводам. Основная причина подобных несоответствий кроется либо в значительных изменениях состава исходных (первичных) минеральных ассоциаций в результате прошедших постседиментационных процессов внутрислойного растворения неустойчивых минералов (что более приемлемо), либо в отсутствии в рассматриваемые геологические эпохи геодинамических обстановок, близких современным аналогам.

Достаточно уверенно среди древних отложений диагностируются внутриплитные (океанические) обстановки и обстановки островных дуг на океаническом основании (энсиматические островные дуги). Наибольшую сложность и неоднозначность вызывает идентификация отложений, формирующихся в обстановках, сопоставимых с современными энсиалическими островными дугами, а также активными континентальными окраинами андийского или калифорнийского типов. Это несоответствие в составе ассоциаций тяжелых минералов сравниваемых отложений выражается, прежде всего, в резком дефиците ортопироксенов и в относительно высоких концентрациях устойчивых минералов, свойственных породам зрелой континентальной коры. Такие особенности минеральных парагенезов свидетельствуют об отсутствии четко выражен-

ного островодужного тренда в распределении минеральных ассоциаций, характерного для современных геодинамических обстановок субдукционного ряда. Это дает основание предполагать, что формирование рассматриваемых нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня происходило в других тектонических структурах, отличных от современных энсиалических островных дуг. В этом плане прав В.П. Нечаев с соавторами [4], которые отмечали, что литосфера западной Палеопацифики в раннемеловое время была отлична от ныне существующей в этой части Тихого океана. Она изобиловала микроконтинентами (?) и различными внутриокеаническими поднятиями, т.е. выявленные несоответствия и разногласия в идентификации геодинамической позиции бассейнов могут быть следствием общего состояния проблемы палеогеодинамических реконструкций – неоднозначности существующих концепций и гипотез становления и развития земной коры зоны перехода континент-океан.

Необходимо также отметить, что для древних отложений во многих случаях (например, отложений нижнего мела Сихотэ-Алиня) свойственны ассоциации устойчивых минералов (особенно с высоким содержанием циркона), что совершенно не характерно для современных обстановок приконтинентального осадконакопления. Скорее всего, подобные отложения практически утратили первоначальный облик минерального состава, так как претерпели существенные изменения в ходе последующих постседиментационных процессов. В данной ситуации, если следовать канонам метода актуализма, любые попытки использовать различные соотношения отдельных минералов или их групп (как тяжелых, так и легких породообразующих минералов) с целью диагностики обстановок осадконакопления, скорее всего малоперспективны без привлечения дополнительных данных.

Дальнейшее усовершенствование предложенного метода идентификации обстановок осадконакопления по комплексу тяжелых минералов авторам видится в более широком охвате и характеристике типовых бассейнов осадконакопления, а также в детализации исследований, прежде всего с учетом особенностей типоморфизма минералов и их химического состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.

2. Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Николаева Н.А., Уткин И.В. Структурно-минералогические компоненты осадков как индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования // Дальневосточные моря России (гл. редактор В.А. Акуличев). Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 392-418.

3. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 176 с.

4. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология, 1996. № 3. С. 14-24.

5. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A. Multivariate analysis of heavy mineral assemblages of sediments from the marginal seas of the Western Pacific // Developments in Sedimentology, 2007. Elsevier. V. 58. P. 439-464.

6. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Amer., 1983. V. 94. P. 222-235.

7. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology, 1991. V. 97. P. 167-190.

Меловая субдукционная аккреция и пост-аккреционные перемещения на Дальнем Востоке России

Зябрев С.В.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

В меловой период океанические плиты Пацифики перемещались в северном направлении со значительными скоростями. С субдукцией океанических плит под восточную окраину Азиатского континента связано интенсивное формирование аккреционных призм. На территории Даль-

него Востока России в это время образовались Амурская, Киселевско-Маноминская и Восточно-Сахалинская аккреционные призмы.

Амурская и Киселевско-Маноминская аккреционные призмы являются составными элементами раннемеловой Хингано-Охотской аккреционной системы и связаны с развитием Хингано-Охотского вулканического пояса. Амурская аккреционная призма (шириной около 100 км) сложена преимущественно турбидитами, сформированными предположительно в пределах глубоководного океанического желоба и континентального склона. Океанические пелагические кремни и гемипелагические алевропелиты присутствуют в крайне незначительном объеме в виде маломощных тектонических пластин среди обширных полей турбидитов. В северо-западной части Амурской аккреционной призмы возраст гемипелагических алевропелитов средне-позднеюрский, от бата-келловея до титона, а возраст турбидитов позднеюрско-раннемеловой, от позднего титона до валанжина. В юго-восточной части призмы возраст гемипелагических отложений раннемеловой, от позднего готерива до апта, а возраст терригенных отложений альбский. Формирование Амурской аккреционной призмы предполагается с конца юры, титона до конца раннего мела, альба.

Киселевско-Маноминская аккреционная призма (шириной 5-15 км) расположена во фронтальной части Амурской. Пакет тектонических пластин юго-восточной вергентности сложен преимущественно океаническими отложениями: юрско-раннемеловыми кремнями, включающими внутриплитные базальты, и в меньшей степени – баррем-аптскими гемипелагическими кремнистыми алевропелитами. Формирование этой аккреционной призмы в альбе предполагается в условиях тектонического подслаивания под фронтальную часть Амурской призмы.

Восточно-Сахалинская аккреционная призма (шириной более 70 км) является частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, эволюция которой связана с формированием раннемеловой Кемско-Самаргинской островной вулканической дуги и позднемелового-палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса. В центральной части Восточно-Сахалинских гор (в пределах Набильской и Рымникской зон) структура аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин восточной вергентности. Эти тектонические пластины сложены различными терригенными обломочными отложениями, формировавшимися на конвергентной границе плит, и в меньшей степени – океаническими пелагическими кремнями и базальтами, гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами. Терригенные отложения включают алевропелиты и турбидиты глубоководного желоба и отложения покровного комплекса аккреционной призмы. Структура аккреционной призмы предположительно формировалась в результате как фронтальной аккреции, так и тектонического подслаивания. Последующее совмещение фронтально аккретированных и тектонически подслоенных фрагментов, а также отложений покровного комплекса, вероятно, происходило по вторичным надвигам. В Набильской зоне возраст пелагических кремней охватывает диапазон от поздней юры до раннего мела, баррема, возраст гемипелагических отложений лежит в интервале раннего апта – среднего альба, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднеальбский. В Рымникской зоне возраст кремней определен в интервале от поздней юры до раннего мела, среднего апта. Возраст гемипелагических отложений лежит в интервале среднего апта – среднего сеномана, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднесеноманский. В восточном направлении, от тыловых частей призмы к фронтальным, происходит омоложение стратиграфических границ между разнофациальными отложениями. В западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части Рымникской – в среднем сеномане.

Западная часть Набильской зоны Восточно-Сахалинской аккреционной призмы была аккретирована синхронно с Киселевско-Маноминской аккреционной призмой, расположенной западнее на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвер-

гентной границы плит. Восточно-Сахалинская аккреционная призма располагалась в альбе к югу от Киселевско-Маноминской и переместилась в ее современную позицию вдоль левостороннего сдвига значительной амплитуды после формирования последней.

Гидротермальные системы островодужного типа: геохимия и условия формирования термальных вод (на примере северных Курильских островов)

Калачева Е.Г.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

Гидротермальные системы, локализованные в различных геологических средах, классифицируются по расположению в земной коре и предполагаемому источнику тепла (Henley, 1985). Среди гидротермальных систем, связанных с активным вулканизмом, особое место занимают системы островодужного типа (Lawless, 1993). Пониженный уровень подземных вод, обусловленный высоким расчленением рельефа, специфическая гидрологическая обстановка, ограниченный восходящий и длинный латеральные потоки флюида приводят к формированию разнообразных по химическому составу и местоположению термопроявлений, несущих значительную минеральную нагрузку. Подобные системы приурочены к постройкам вулканов Эбеко (о. Парамушир), Синарка и Кунтоминтар (о. Шиашкотан). Эти вулканы имеют сходное строение (типа Сомма-Везувий), подобный вещественный состав (двупироксеновые андезиты), характеризуются активной сольфатарной деятельностью в привершинной части постройки, а на из склонах разгружаются различные типы (от ультракислых хлоридно-сульфатных до близнейтральных хлоридно-натриевых) термальных вод, с минерализацией до 10 г/л и температурой до 98° С.

Однако местные гидрологические и геологические условия привели к ряду различий в условиях формирования и разгрузки гидротермальных систем, приуроченных к постройкам вышеперечисленных вулканов.

Термопроявления вулканов Кунтоминтар и Синарка встречаются на протяжении 5-8 км зоны растёка и имеют классическую вертикальную зональность для гидротермальных систем вулканических дуг. В зоне основного восходящего потока располагаются гидротермальные сольфатары. Проекции восходящих гидротерм на дневной поверхности ассиметричны и отдельные потоки от них простираются по нескольким главным направлениям, определяемым тектоникой, и совпадают с региональным потоком подземных вод. В связи с этим, разгрузка гидросольфатар происходит на нескольких термальных площадках в прикратерной части вулканов. По химическому составу это ультракислые (pH > 2), сульфатные алюминиевые (кальциевые) воды с общей минерализацией до 8 г/л и температурой 80° С. На склонах вулкана на средних отметках разгружаются кислые (pH 2.5-4) сульфатно-кальциевые воды с повышенным содержанием железа. Кипящие хлоридные натриевые источники встречаются у уреза моря. Общая минерализация их достигает 15 г/л.

Источником тепла для гидротермальных систем вулканов о.Шиашкотан служат остывающие малоглубинные магматические тела (< 2-3 км), которые привносят значительные количества магматических газов, солей и металлов в циркулирующую гидротермальную систему.

В постройке влк. Эбеко (о. Парамушир) сформирована локальная гидротермальная система, основными водовмещающими породами является комплекс четвертичных вулканогенов. Источником тепла служит остывающая интрузия неглубокого залегания. Растворение части магматических газов (в основном HCl и SO_2) в зоне аэрации в грунтовых водах приводит к формированию резервуара ультракислых хлоридно-сульфатных рассолов непосредственно под кратерной частью постройки вулкана. Существование подобного подземного «озера» подтверждается

геофизическими исследованиями (Бортникова и др., 2010). Специфические климатические условия обеспечивают постоянное пополнение резервуара за счет большого количества атмосферных осадков, а структурные, стратиграфические и топографические особенности вулкана Эбеко определяют ограниченный сток из «озера» в северо-западной части вулкана. Серия проницаемых крупнообломочных переслаивающихся лав, которые обнажаются в бассейне реки, формирует гидравлический канал между подземным «озером» и ультракислыми хлоридно-сульфатными Верхне-Юрьевскими источниками, разгружающимися в долине р. Юрьевой. Термопроявления представлены высокотемпературными (42-85.5° С), высокоминерализованными (до 14 г/л), ультракислыми (pH < 2) водами хлоридно-сульфатного состава. Основную роль среди катионов играют ионы алюминия и железа.

Остается неясным вопрос, связанный с наличием и ролью глубинного резервуара хлоридных-натриевых вод в недрах вулкана Эбеко. Разведочной скважиной в окрестностях г. Северо-Курильска вскрыты слабощелочные (pH 7.5-8.0) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые подземные воды с температурой до 95° С и общей минерализацией до 9.5 г/л. (Калачева, 2005), являющиеся дериватами глубинных гидротерм. Однако на поверхности выходов хлоридных-натриевых термальных вод не зафиксировано. Отсутствие их разгрузки на склонах вулкана Эбеко может быть связано с двумя факторами: 1) неглубокое залегание магматического очага приводит к тому, что дегазация происходит непосредственно в вышележащую по уровню приповерхностную систему подземных вод; 2) кроме того, специфические условия района привели к формированию мощного потока холодных подземных вод, разгружающихся на контактах четвертичных вулканитов с нижезалегающими туфогенно осадочными отложениями в долинах рек, дренирующих восточные склоны вулкана (Калачева, 2008), который предотвращает формирование латерального потока глубинных флюидов и экранирует присутствие хлоридных-натриевых рассолов, которые могут существовать в глубоких частях постройки вулкана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калачева Е.Г., Котенко Л.В., Котенко Т.А. Гидрогеохимия северной части о. Парамушир (Курильские острова) // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 303-317.

2. Калачева Е.Г. Применение метода водного баланса для изучения условий питания подземных вод северной части о. Парамушир, Курильские острова // Вестник КРАУНЦ, 2(12), 2008. С. 87-94.

3. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems, ancient and modern // Earth Science Reviews, 1983. N. 19. P. 1-50.

4. Lawless J.V. Variations in tapes of geothermal system with geological setting around the Pacific Rim, in: Islands and basins: correlation and comparison of onshore and offshore geology. G.E. Whiller (Ed.). SOPAC Miscellaneous Report 159, 1993. 22 p.

Кайнозойские деформации и современные поля напряжений острова Сахалин

Касаткин С.А., Голозубов В.В.

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

Результаты изучения пространственных и динамо-кинематических параметров пликативных и разрывных дислокаций в меловых и кайнозойских образованиях южной части о. Сахалин показывают два одновременно действующих генеральных направления сжимающих напряжений – ВСВ и СЗ. Первое доминирует на западной окраине острова, а второе – на юго-восточной. Яркими примерами проявления этих палеострессов являются парагенезисы складчатых и разрывных структур в районе г. Невельск и г. Корсаков (рис. 1). Границей между структурными производными этих сжимающих напряжений является Тымь-Поронайская система разломов, простирающаяся в субмеридиональном направлении через весь остров. Об этом свидетельствуют как данные по расшифровке механизмов землетрясений, так и результаты GPS-наблюдений [1]. Отмечено

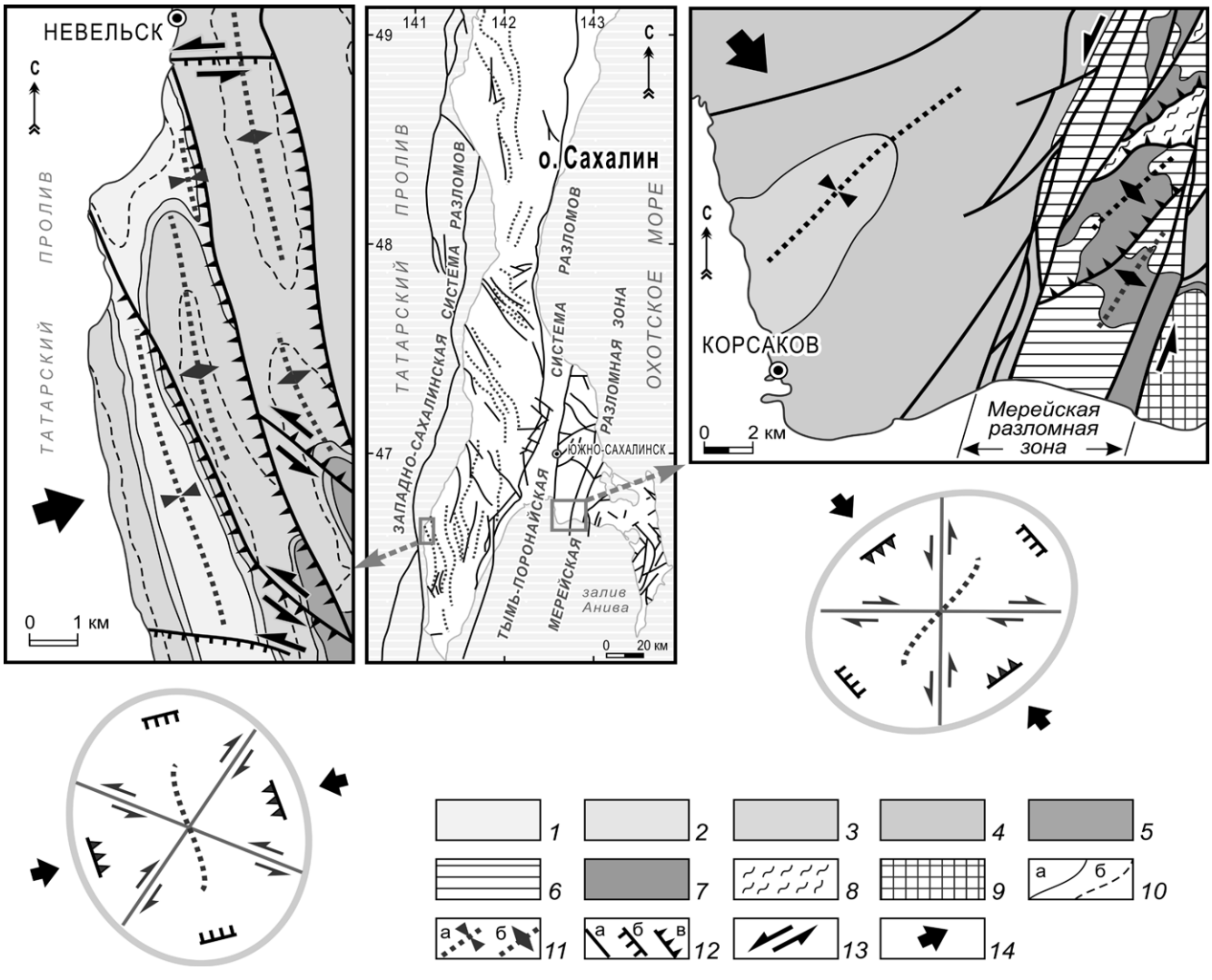


Рис. 1. Примеры структурных парагенезисов западной (Невельск) и восточной (Корсаков) окраин южной части о. Сахалин.

1 – верхнемиоценовая курасийская свита: кремнистые аргиллиты, опоки, песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедуйская свита: переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невельская свита: песчаники с прослоями алевролитов, переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита: алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценовая аракайская свита: песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – ранний мел: туфо-терригенная толща; 7 – поздний мел-палеоцен: алевропелитовая толща; 8 – палеоцен-эоцен: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами кремней, базальтов, габброидов и серпентинитов; 9 – меловой аккреционный комплекс: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами позднепермских и триасово-юрских базальтов и яшм; 10 – границы толщ и свит (а) и подсвит (б); 11 – оси складок: синклиналей (а) и антиклиналей (б); 12 – разломы (а), в том числе: с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми (в) компонентами перемещений; 13 – направления горизонтальных перемещений; 14 – направление сжатия. Эллипсоиды показывают идеализированное соотношение структурных парагенезисов под действием ВСВ (Невельск) и СЗ (Корсаков) сжатия.

уменьшение скоростей встречных годовых смещений: от 4-х мм – на восточной и западной окраинах острова, до 0,5 мм – по мере приближения к зоне Тымь-Поронайской системы разломов.

Наши представления о современных полях напряжений основаны на базе данных фокальных механизмов землетрясений [3] Охотоморского региона (45-55° с.ш. и 140-150° в.д.) с магнитудой 5 и более баллов, зарегистрированных в период с 1978 по 2009 гг. Очаги мелкофокусных (коровых) землетрясений с глубиной гипоцентров до 50 км распространены, главным образом,

в районе о. Сахалин – вблизи границы Евразийской и Охотской плит (рис. 2). Глубокофокусные (50-700 км) – локализованы в пределах сейсмофокальной зоны, образованной ЗСЗ погружением Тихоокеанской (Т) под Охотоморскую (ОХ) плиту (рис. 2). В соответствии с этим построены круговые диаграммы ориентировок погружения главных осей напряжений фокального механизма – сжатия (Р), растяжения (Т) и средних осей (N), а также розы-диаграммы простираний осей сжатия (рис. 2, диагр.).

Совокупность ориентировок главных осей мелкофокусных землетрясений указывает на одноплановое поле напряжений, когда в условиях близгоризонтального (∠0-30°) сжатия ВСВ (60-90°) направления (рис. 2 А, В) по С-Ю разрывам происходят взбросовые и надвиговые смещения, что устанавливается по крутонаклонным (∠60-90°) осям растяжения (рис. 2 Ж) и субмеридиональным пологим (∠0-30°) средним осям (рис. 2 Д). При этом рассмотренные нами структурные парагенезисы кайнозойских деформаций в пределах Западно-Сахалинского террейна [2] находятся в полном соответствии с современным полем напряжений ВСВ (60-90°).

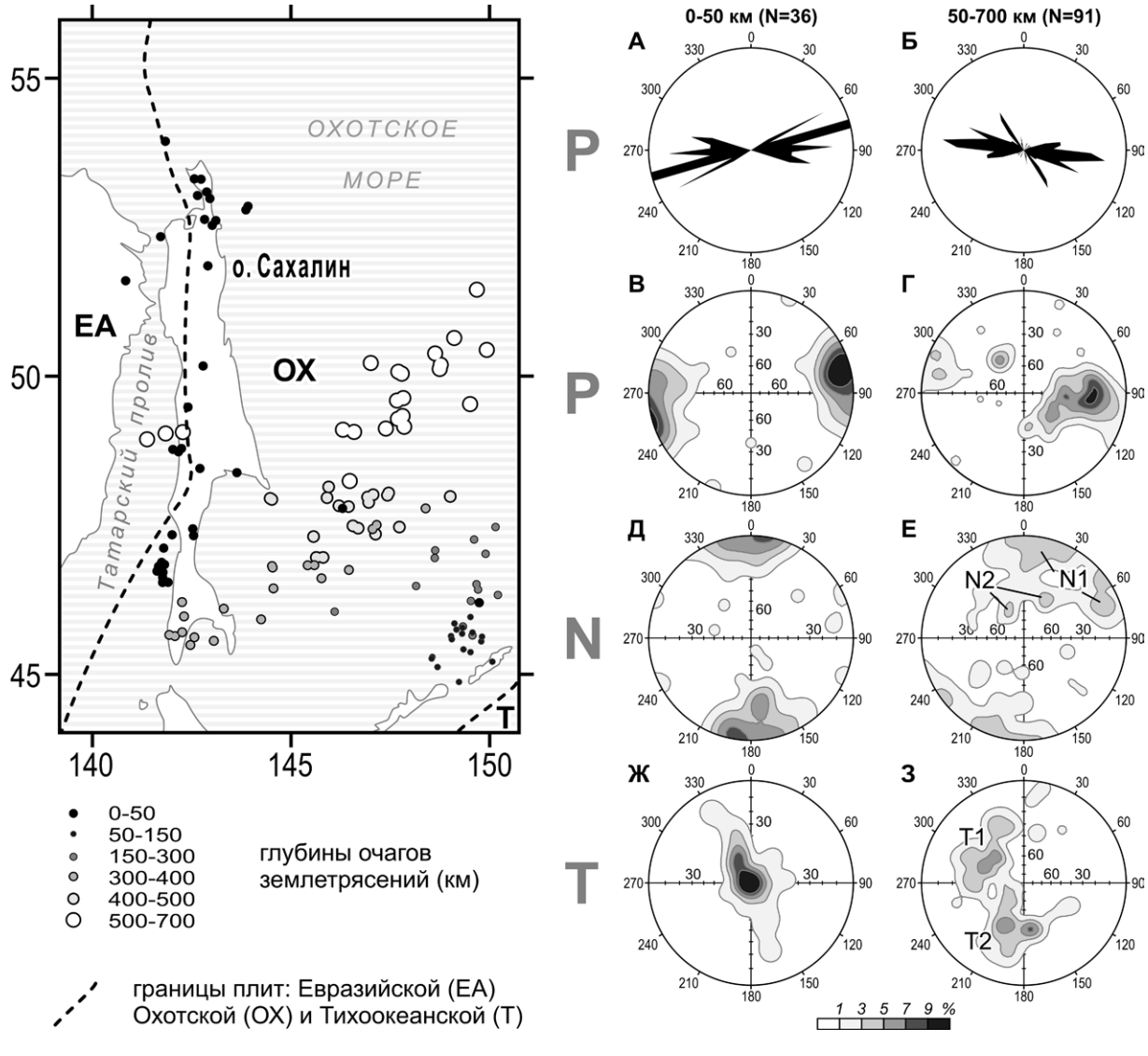


Рис. 2. Схема распределения очагов землетрясений Охотоморского региона и диаграммы ориентировок главных осей современных полей напряжений мелкофокусных (0-50 км) и глубокофокусных (50-700 км) землетрясений.
А, Б – розы-диаграммы простираний осей сжатия; В-З – диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) изолиний плотности ориентировок погружения: осей сжатия (В, Г), средних осей (Д, Е) и осей растяжения (Ж, З). N – количество землетрясений.

Пространственное распределение глубокофокусных землетрясений и ориентировка их осей сжатия отражают движение субдуцирующей Тихоокеанской плиты в ЗСЗ (280-290°) направлении (рис. 2 Б), с углами погружения около 45° (рис. 2 Г). В результате этого движения образуются две системы растяжения: поперечная (T1) и продольная (T2) (рис. 2 З). Оси первой – ориентированы субнормально к плоскости сейсмофокальной зоны и находится в соответствии с пологими (∠0-30°) средними осями ССЗ-СВ (∠350-60°) простирания (N1) (рис. 2 Е). Вторая система растяжения – продольная, с погружением осей на ССВ, вероятно, соответствует крутонаклонным (∠60-80°) средним осям (N2) (рис. 2 Е), которые следует рассматривать как признак проявления сдвиговых перемещений в сейсмофокальной зоне.

Предварительная оценка современного состояния полей напряжений говорит, что они наследуют характер геодинамики формирования кайнозойских структурных парагенезисов. При этом Тымь-Поронайская система разломов в настоящее время выступает в роли сейсмодинамического экрана между геодинамически разнородными участками о. Сахалин, трансформируя, вероятно, действие полей напряжений субдуцирующей Тихоокеанской плиты.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-А-08-399.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаши Х. Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, Mw= 6/2. // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 5. С. 16-21.

2. Голозубов В.В., Касаткин С.А. Особенности дислокаций меловых и кайнозойских образований Западно-Сахалинского террейна // Современное состояние наук о Земле: Мат. международ. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина, Москва, 1-4 февраля 2011 г. Москва: Геол. факульт. МГУ. С. 843-848.

3. Сайт геологической службы США *http://neic/usgs/gov/*

Строение восточной части Баджальского террейна (юрская аккреционная призма, Сихотэ-Алинь)

Кемкин И.В.

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

Баджальский террейн расположен на левобережье р. Амур в бассейне ее левых притоков (рек Боктор, Горин, Силинка, Кур, Урми и др.) в пределах выделяемых здесь ранее Горинского синклинория и Урми-Курского и Баджальского антиклинориев. Ограничениями террейна служат крупные разломы – Куканский, Пауканский, Курский и, частично, Лимурчанский отделяющие его соответственно от Бурейинского блока Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна, Ниланского террейна Монголо-Охотской складчатой области, Хабаровского террейна юрской аккреционной призмы и Журавлевксо-Амурского террейна раннемеловой трансформной окраины.

В строении террейна принимают участие вулканогенные, кремневые и терригенные образования, представления о строении, возрасте и генезисе которых менялись в течении более чем полувековых исследований несколько раз. В последней стратиграфической схеме, разработанной в конце 1990 – начале 2000 годов в ходе подготовки и проведения геологосъемочных работ м-ба 1:200000 (ГДП-200, 2-е поколение), слагающие террейн отложения выделены более чем в 20 стратонов (свит и толщ). Однако, все выделенные стратиграфические подразделения сложены однотипными литологическими разностями пород (алевролиты, песчаники, кремни, кремнисто-глинистые породы, хаотические образования, реже известняки и основные вулканиты), но в разных соотношениях, либо с преобладанием или отсутствием каких-либо из них. Контакты между свитами и толщами тектонические. Примечательным является тот факт, что возраст палеозойских стратонов, содержащих, также как и мезозойские стратоны, терригенные породы, основывается только на фауне известняков и конодонтов из кремней. Раннемезозойские подразделения

охарактеризованы конодонтами и радиоляриями, выделенными только из кремней. Возраст же средне-верхнеюрских стратонов принят на основании остатков макро- и микрофауны, найденной в терригенных породах, хотя они, также как и раннемезозойские толщи, содержат в различном объеме кремнистые и кремнисто-глинистые породы, датированные конодонтами и радиоляриями среднего и позднего триаса и ранней юры.

Однообразие литологического состава отложений выделенных стратонов, сложное чешуйчато-надвиговое строение площади их распространения, а также определенные трудности датирования пород (в большинстве случаев только микрофауна) являются серьезным препятствием при идентификации того или иного стратиграфического подразделения при полевых исследованиях, поэтому проблема разработки кондиционной стратиграфической основы для рассматриваемого района остается все еще актуальной.

В ходе литолого-биостратиграфических исследований кремнисто-терригенных образований в Комсомольском районе автором получены дополнительные данные о возрасте этих пород, которые позволяют существенно уточнить наши представления о строении восточной части Баджальского террейна. Исследования проводились на левобережье р. Амур вдоль береговых обнажений ее левых притоков рек Горин и Силинка, а также в автодорожных карьерах трасс Комсомольск – Солнечный и Комсомольск – Боктор, в пределах распространения выделенных здесь ульбинской, силинской и падалинской свит.

На правом борту р. Горин в 5 км ниже по течению п. Боктор в частых береговых обнажениях и делювиальных свалах фиксируются выходы как кремневых, так и терригенных пород. Они слагают многократно чередующиеся различной мощности тектонические пластины, слои в которых под крутыми углами наклонены на север и северо-восток, либо юг и юго-запад. В пределах рассматриваемого участка совокупность кремневых и терригенных пластин обнажена четыре раза. При этом состав и строение отложений в них немного различны. Это дает основание разделить данный пакет тектонических пластин на четыре блока. В первом блоке по литологическим, структурным и микрофаунистическим данным реконструируется следующая последовательность отложений: среднеанизийско-раннеюрские серые и желтовато-серые разноплитчатые кремни с пачками яшм (видимая мощность 65-70 м). Они согласно перекрыты байос – раннекимериджскими зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами (видимая мощность около 10 м), которые сменяются средне-кимеридж – ранне-титонскими темно-серыми алевроаргиллитами, мощность которых в пределах блока 100 м. Далее разрез наращивают песчаники с прослоями алевролитов. В втором блоке реконструируется следующая последовательность: нижнюю часть слагают желтовато-серые пелиты (глинисто-гидрослюдистые породы) мощностью 10 м. Они постепенно сменяются темно-серыми глинистыми кремнями (5 м), на которых согласно залегают среднетриасово-раннеюрские тонко- и среднеплитчатые кремни. Мощность их в пределах пластин составляет порядка 50 метров. Терригенные породы, занимающие, судя по последовательности в первом блоке, более верхнее стратиграфическое положение, представлены серыми слоистыми алевроаргиллитами, мощностью более 100 м. Третий блок сложен позднетриасовыми серыми плитчатыми кремнями, мощность которых в пределах пластин 30 м. По разлому они контактируют с кирпично-красными кремнистыми туфоаргиллитами (мощность которых около 10 м), переходящими в вишнево-красные и зеленовато-серые туфы основного состава (видимая мощность около 40 м). Четвертый блок сложен желтовато-серыми пелитами с прослоями глинистых кремней (видимая мощность 10 м), постепенно сменяющими их средне-позднетриасовыми серыми тонко- и среднеплитчатыми кремнями (мощность в пределах пластин около 60 м). По тектоническому контакту они сменяются серыми рассланцованными алевроаргиллитами (более 100 м).

Анализ данных по составу, строению и возрасту пород в разных блоках показывает, что в пределах рассматриваемой площади обнажен фрагмент разреза единой, но интенсивно дислоцированной последовательности отложений, нижняя часть которой сложена кремневыми породами,

постепенно сменяющимися вверх терригенными.

На левобережье р. Силинка (в 90 км юго-западнее первого участка), также как и в бассейне нижнего течения р. Горин, домеловые образования представлены кремнисто-терригенными отложениями, слагающими серию чередующихся крутопадающих тектонических пластин северо-восточного простирания. В пределах данного участка по соотношению кремневых и терригенных пластин выделяется три блока. Самый представительный первый блок, так как в нем присутствуют пластины всех литологических разностей. Кроме того, здесь в пределах одной тектонической пластины фиксируется седиментационный контакт между кремневыми и терригенными породами. По совокупности литологических, структурных и микрофаунистических данных здесь реконструируется следующая последовательность отложений. Внизу залегают среднетриасово-среднеюрские серые с желтоватым или коричневатым оттенком тонко- и среднеплитчатые кремни (2-4, реже 7 см). В верхней части пачки они переходят в зеленовато-темно-серые глинистые кремни. Их суммарная мощность порядка 80 м. Вверх по разрезу кремни сменяются зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами мощностью около 25 м, возраст которых определен как средний кимеридж – начало позднего титона. Кремнистые аргиллиты сменяются пачкой алевролитов, нижняя часть которой (до 7 м) представлена черными алевроаргиллитами. Из алевролитов, мощность которых в пределах пластин порядка 140 м, выделены позднетитонские радиолярии. Алевролиты согласно сменяются пачкой переслаивания серых мелко-среднезернистых песчаников (5-60 см) и темно-серых алевролитов (2-10 см). Их видимая мощность более 400 м. Второй блок представлен исключительно пластинами терригенных пород. В них предшественниками найдены остатки титон-берриаской макрофауны. В третьем блоке доминирующими являются кремни, которые в виду отсутствия представительных обнажений изучены пока недостаточно. Однако общее представление об их составе было получено при изучении элювиальных развалов в районе горы Хорпы. В пределах юго-западного и восточного отрогов в элювиальных образованиях последовательно наблюдаются желтовато-серые тонкоплитчатые кремни, желтовато-серые с прослоями голубовато-серых тонко-среднеплитчатые кремни, голубовато-серые кремни, зеленовато-серые кремнистые аргиллиты, зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые кремни, желтовато-серые пелиты (глинисто-гидрослюдистые породы), коричневато-красные кремнистые аргиллиты, розовато-желтые кремни, серые кремни и красные яшмы. В кремнях этого блока геологами комсомольской экспедиции были описаны средне- и позднетриасовые радиолярии. Литологические особенности кремневых пород третьего блока показывают, что они отличаются от таковых первого блока на рассматриваемом участке, но сходны с таковыми, распространенными на правобережье р. Горин, где также присутствуют кирпично-красные кремнистые аргиллиты, желтовато-серые пелиты и красные яшмы.

Результаты исследований показывают, что в геологическом строении территории, расположенной в междуречье рек Силинка и Горин, принимают участие кремневые и терригенные породы, слагающие пакет многократно чередующихся различной мощности тектонических пластин. Однако, детальным микрофаунистическим изучением пород в пластинах разного литологического состава реконструирована их первичная стратиграфическая последовательность. Она следующая: пелагические кремни – гемипелагические кремнисто-глинистые и глинистые породы – окраинноокеанические терригенные отложения. Такие последовательности отложений получили название Oceanic Plate Stratigraphy Sequences, т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от зоны спрединга до зоны субдукции. При движении океанической плиты от срединно-океанического хребта до глубоководного желоба она пересекает на своем пути различные фациальные зоны, что и отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических отложений гемипелагическими и, далее, окраинноокеаническими. Каждая группа отложений таких последовательностей обладает определенной информативностью. Кремни, например, характеризуют историю и особенности пелагической седиментации. Гемипелагические образова-

ния (кремнистые аргиллиты, аргиллиты и алевроаргиллиты) фиксируют подход участка океанической плиты к конвергентной границе. Терригенные породы, накопление которых осуществляется в желобе, индикаторы времени начала погружения участка океанической плиты в зону субдукции и, соответственно, последующей аккреции фрагментов ее осадочного чехла. Следовательно, зная возраст пород верхних частей этих кремнисто-терригенных последовательностей в различных тектонических пластинах, можно определить время аккреции отдельных фрагментов чехла океанической плиты и расчленить аккреционную призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы (своеобразные стратоны), характеризующие определенные этапы ее формирования и, соответственно, строение региона, сложенного образованиями этой призмы.

Накопленные на сегодняшний день данные о возрасте пород позволяют выделить в рассматриваемом районе две кремнисто-терригенные последовательности типа Oceanic Plate Stratigraphy Sequences, отличающиеся лишь временем аккреции и незначительными литологическими особенностями. В первой из них (назовем ее Горинский тектоно-стратиграфический комплекс) возраст терригенных пород и, соответственно, время начала аккреции устанавливается в интервале средний кимеридж – ранний титон, а во второй (Силинский комплекс) – конец титона. При этом, омоложение времени аккреции палеоокеанических образований, равно как и наращивание разреза призмы более молодыми комплексами осуществляется в юго-восточном направлении, что указывает на последовательный характер причленения фрагментов чехла океанической плиты к окраине Палеоазиатского континента. Выявленная особенность строения восточной части Баджальского террейна, а именно омоложение возраста породных ассоциаций и времени их аккреции от верхних структурных уровней к нижним, полностью соответствует строению других террейнов Сихотэ-Алинской юрской призмы – Самаркинского, Наданьхада-Бикинского и Хабаровского. Это дает возможность предполагать наличие несколько более древних тектоно-стратиграфических комплексов в центральной и западной части рассматриваемого террейна, тем более, что там широко развиты не только раннемезозойские, но и позднепалеозойские пелагические образования.

Сдвиговая зона и сопряженные с ней олигоцен-четвертичные впадины Нижнего Приамурья

Кудымов А.В.

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

На тектонических схемах и геологических картах Нижнего Приамурья никогда отчетливо не показывается система субпаралельных северо-западных разломов. Между тем, они дешифрируется на аэрофотоснимках и прослеживаются от берегов Амурского лимана на северо-запад, до Ульбанского залива и залива Александры. Рассматриваемую систему субпараллельных северо-западных разрывов можно воспринимать как единую разрывную зону. Она имеет огромную ширину, достигающую 160 км и распространяется от оз. Удыль на север до Сахалинского залива. Рассекает зона юрские и ранне-позднемеловые морские отложения на западе и позднемеловые-раннепалеогеновые вулканиты на востоке. Кроме этого, в зоне разлома закартированы палеоген-неогеновые базальтоиды в восточной и олигоцен-четвертичные осадки в средней ее частях. Осадки выполняют впадины Нижнеамурской группы (Усалгинская, Орельская, Уляская, Усть-Амгуньская, Мофетская [6]), которые в большинстве своем сливаются и прослеживаются в северном направлении. С северной стороны оз. Орель, в устье руч. Бол. Рогачен, в пределах Орельской впадины пробурена скважина глубиной 392 м (Козлов А.А., 1969). Скважина показала, что разрез впадины четко разделяется на три части. Нижняя часть (105 м) представлена чередованием пачек (10-48 м) неравномерного переслаивания (0.5-5.0 м) слабосцементированных алевролитов и алевропелитов, а также трепелов, диатомитов, диатомовых аргиллитов и песчаников. Начинается изученный разрез впадины песчаниками, мощностью 17 м. Возраст ниж-

ней части впадины определен по растительным остаткам и оценивается как олигоцен – миоцен. Средняя часть разреза (231 м), несогласно перекрывающая описанные осадки нижней части, сложена грубозернистыми отложениями плиоцен-среднечетвертичного возраста. Снизу зафиксированы валунно-галечниковые конгломераты (85 м) слабосцементированные гравийно-песчано-глинистым материалом. Выше они сменяются гравийно-галечниковыми конгломератами (117 м) с редкими валунами, слабосцементированные песчано-глинистым цементом. Завершается описываемая часть разреза песками, переходящими в алевролиты и туфопесчаниками (29 м). Песчаники содержат включения гравия, гальки, а также пласты до 2.0 м глины. Верхняя часть разреза впадины (56 м) представлена значительно более тонкозернистыми осадками верхнечетвертичного возраста. В ее состав входят глины и суглинки, а также прослои и пласты песков. В завершающих описываемый разрез глинах, суглинках и песках (21.5 м) появляется снизу-вверх гравийный затем и гравийно-галечниковый материал.

С целью расшифровки динамических обстановок формирования описываемой зоны разлома, на трех разобщенных участках (на юге зоны – в бассейне нижнего течения р. Амгунь, на севере – на побережье Сахалинского залива, между мысами Мофетта и Литке и в середине зоны – в районе п. Маго, вдоль Пальвинской протоки) с помощью изучения различных структурных элементов вязких зон нарушений, а также используя зеркала и штрихи скольжения, реконструировались локальные поля напряжения [1, 4, 5]. Восстановленные поля напряжения укладываются в четыре геологических типа. Первые два типа отвечают полям сдвигового характера [7], для которых свойственно субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения. Локальные поля напряжения третьего типа, судя по субвертикальному положению осей растяжения, относятся к взбросам [7], а четвертого, судя по субвертикальной ориентировки осей сжатия – к сбросу [7]. Реконструированные локальные поля напряжения различных типов, согласно проведенным раннее нашим исследованиям [2, 3], а также из за распространения их в совершенно в разных ареалах, являются разновозрастными, т.е. отвечают разным этапам деформаций. Кроме этого, эти же исследования позволили установить последовательность проявления отмеченных этапов. Анализ полей напряжения для различных этапов деформаций был проведен не только на отдельных указанных выше участках, а также и на площади между ними. Таким образом, были построены схемы ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений, характеризующие всю зону влияния описываемой разломной зоны.

Деформации **первого этапа** характеризуются полем напряжения сдвигового геологического типа. Статистические траектории оси сжатия по площади зоны разлома ориентированы: на юге – в северо-восточном, в средней части – в меридиональном и на севере – в северо-западном направлениях. Оси растяжения имеют: на юге – северо-западную, в средней части – широтную и на севере – северо-восточную ориентировку. В условиях данного поля напряжения по отдельным северо-западным разрывам можно предполагать правосдвиговые перемещения. Необходимо отметить, что рассматриваемые деформации начались с заложения вязких зон нарушений параллельно (и субпараллельно) крутопадающей слоистости [2]. Далее пластические деформации сменились обычными хрупкими дислокациями. Значимо то, что статистические траектории оси растяжения ориентированы поперек меридионально вытянутой системе олигоцен – четвертичных прогибов. Мы полагаем, что в период правосдвиговых смещений по частным северо-западным разрывам описываемой зоны, синхронно начинает закладываться Нижнеамурская группа впадин. Поскольку скважина не добурена до самых нижних слоев впадины, а остановилась в песчаниках олигоцена, считаем, что возраст пород основания впадины – палеоцен. Таким образом, палеоцен может маркировать время начала первого этапа деформаций. Переслаивающиеся, преимущественно тонкие породы нижней части впадины палеоцен-миоценового возраста (в таком случае), отражающие вероятно начальный этап его заложения, фиксирует возраст описанного этапа деформаций. Вышезалегающие разнообразные осадки Орельской впадины, описанные выше,

также как и других впадин Нижнеамурской группы, отражают последующие динамические обстановки района, которые будут охарактеризованы ниже.

В **последующий этап** деформаций, в условиях сохранившегося сдвигового поля напряжения, поменяли ориентировки статистические оси. Они стали значительно более выдержанными по площади и ориентированы: сжатие в северо-западном, а растяжение в северо-восточном направлениях. В обстановке данного поля напряжения большая часть северо-западных разрывов зоны уверенно сохраняет правосдвиговую кинематику. Однако, поскольку траектории оси сжатия параллельны некоторым нарушениям, возможно они приобретали и левосдвиговую кинематику.

Третий этап деформации характеризуется резкой сменой типа поля напряжения на взбросовый. Удивительно то, что сжатие сохранило свою северо-западную ориентировку, а произошла просто замена субгоризонтальной северо-восточной траектории оси растяжения на промежуточную ось, а ось растяжения стала субвертикальной. Таким образом, взбросовое поле напряжения обусловило взбросовое смещение по рассматриваемым разломам с сохранившейся правосдвиговой составляющей.

Грубозернистые осадки средней части разреза впадины плиоцен-среднечетвертичного возраста отражают условия формирования преимущественно взбросового поля напряжения третьего этапа деформации. Оно обуславливало воздымание обширных участков района и на фоне этого – резкое опускание днища прогиба. В таких условиях происходило быстрое накопление грубых несортированных осадков. Несогласное залегание грубозернистых отложений на тонких образованиях нижней части разреза прогиба, возможно, объясняет отсутствие пород, контролировавших динамическую обстановку второго этапа деформации. Исходя из этого, возраст второго и третьего этапов деформаций можно оценивать как миоцен–плиоцен.

В обстановке последующего **(четвертого) этапа** деформации поле напряжения приобретает сбросовый тип, т.е. крутыми становятся оси сжатия и соответственно разломы меняют свои кинематические характеристики на сбросы. Необходимо отметить, что данное поле напряжения очень слабо изучено и поэтому для него не строилась схема ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений. Однако, мы все же полагаем что, в обстановке сбросового поля напряжения накапливались глины и суглинки верхней части разреза впадин Нижнеамурской группы.

Таким образом, кайнозойская активизация описанной зоны разломов обуславливает заложение и формирование олигоцен – четвертичных впадин Нижнеамурской группы. Ранние и последующие палеоцен-плиоценовые правосдвиговые смещения по северо-западным разломам зоны отражают, вероятно, заложение и начало формирование отмеченных впадин. Именно в этот период началось раскрытие окраинных морей на востоке континента. Следующие взбросовые плиоцен-среднечетвертичные смещения отражают быстрое накопление грубых несортированных осадков основного объема впадин. Глины и суглинки самой верхней части впадин, возможно накапливались в обстановке сбросового этапа деформации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

2. Кудымов А.В. Постаккреционная дислоцированность и поля напряжения в нижнемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Геодинамика формирования подвижных поясов земли: Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 174-177.

3. Кудымов А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология, 2010. №. 6. С. 49-56.

4. Очертенко И.А., Трощенко В.В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Наука, 1978. 136 с.

5. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984. С. 60-72.

6. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

7. Anderson E.M. The dynamics of faulting. – Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. P. 206.

Формации субдукционного этапа развития раннепалеозойского Терскейского палеоокеанического бассейна (стратиграфия, литология, обстановки формирования)

Максумова Р.А.

Институт геологии Национальной академии наук Кыргызской Республики
720481, Кыргызстан, г. Бишкек, пр. Эркиндик, 30, Тел. 662831

Во всех тектонических построениях в раннепалеозойской истории геологического развития Тянь-Шаня реконструируется палеоокеанический бассейн, именуемый Терскейским (= Северо-Тяньшаньским, = Сакским). Возникновение его связано с дроблением окраины суперконтинента Родинии, заложения континентальных рифтов Байконурского и Малокаройского в позднем рифее-венде [1, 3], дальнейшего раздвига и появлении собственно океанического бассейна в конце венда-раннем кембрии. В структуре палеоокеанического бассейна восстанавливаются континентальные блоки (террейны), играющие роль автохтонов. Это микроконтиненты Северо-Тяньшаньский, Таласо-Каратауский и Палеотарим. В аллохтонных соотношениях с ними размещены структурно-вещественные комплексы океанических бассейнов (ветвей Центральноазиатского палеоокеана) Ишим-Нарынского и Ишим-Каратауского, разделявших континентальные блоки [3].

Основание разрезов Ишим-Нарынского океанического бассейна составляют широко развитые в Северном Тянь-Шане вулканогенные формации (капкатаская, терскейская серии) и тесно связанные с ними вулканогенно-осадочные и терригенные образования. К последним относятся в Северном Тянь-Шане толщи, объединяемые под общим названием караджоргинской серии. Возраст терскейской серии ранее считался докембрийским. Находки фаунистических и микрофаунистических остатков в последние годы [5] позволили датировать её кембро-ордовикским возрастом. В результате новых определений возраста этой формации ранее выстроенную вертикальную последовательность слагающих толщ Северного Тянь-Шаня (терскейская серия верхнего рифея – капкатаская серия нижнего кембрия – караджоргинская серия среднего кембрия-нижнего ордовика) развернуть в латеральный ряд [4].

Изучение петрохимических особенностей вулканогенных формаций позволили определить структурную принадлежность их к образованиям островных дуг и задугового бассейна на этапе субдукционного процесса развития Ишим-Нарынского бассейна [2].

Однако большую информацию о морфометрии бассейна, его морфологических и структурных элементах можно получить по результатам изучения литолого-генетических типов породных комплексов, текстурных особенностей вулканогенно-осадочных и осадочных образований, тесно связанных с вулканогенными формациями.

Низы разрезов отложений субдукционного этапа начинаются комплексом толеитовых базальтов и андезитобазальтов. Петрография и петрохимия вулканитов хорошо изучены. Нижняя часть сложена преимущественно миндалекаменными базальтовыми порфиритами и спилитами, менее распространены диабазы и трахибазальты. Верхняя часть (андезитобазальтовая) отличается большим разнообразием состава вулканических пород. Они образуют быстро выклинивающиеся покровы и потоки лав очень часто с шаровой и подушечной отдельностью. Они разделяются горизонтами пирокластических отложений. Основной объём этой части вулканогенной серии определяют базальтовые порфириты и андезитобазальты. Менее широко развиты спилиты, вариолиты, трахибазальты, трахиандезиты, яшмы и кремни. Геодинамическая обстановка их формирования (подводные излияния, миндалекаменная структура и широкое развитие структур спинифекс) говорят о высокой газонасыщености лавы и небольшой глубине излияний. Вулканизм протяжённых зон скорее всего имел характер трещинных излияний, подобных современным исландским. Мощные грубые пирокластические потоки, обилие туфов в разрезах вулканогенной толщи неко-

торых районов, разносившихся на большие расстояния и проникавших в соседние глубоководные депрессии, где формировались ритмиты, приближают тип извержений к пелейскому.

Толщи караджоргинского стратиграфического уровня испытывают большие латеральные изменения, что свидетельствует о значительной дифференциации рельефа дна океанического бассейна.

Наиболее характерным для этого стратиграфического уровня является присутствие комплекса гемипелагических пестроцветных красно- и зеленоцветных контуритов, сложенных аргиллитами, алевролитами и кремнистыми сланцами. Характерна небольшая мощность комплекса (150-200 м). Обильны остатки спикул губок, в кремнях радиолярий. Кремни обычно содержат примесь пирокластики. Структурно-текстурные особенности слагающих пород позволяют относить их к отложениям контурных течений в глубоководной обстановке. Изредка встречается прямая и обратная градационные слоистости в слоях песчаников, материал которых приносится дистальными турбидными выносами. Волноприбойные знаки отсутствуют, иногда встречается мелкая рябь течений. В редких горизонтах встречаются текстуры деформаций и оползания ила, имеются знаки внедрения.

Появление в некоторых районах в верхах комплекса маломощных линз и прослоев известняков свидетельствует о периодическом выводе дна бассейна седиментации выше уровня карбонатной компенсации.

Комплекс флуксотурбидитов и турбидитов сложен песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами. Редко встречаются аргиллиты. Состав песчаников отвечает типичным полевошпатовым грауваккам. Текстурно-структурные особенности песчаников и гравелитов позволяют относить их к отложениям автокинетических зерновых потоков. Флуксотурбидиты тесно сочетаются с турбидитами, отличающихся своей упорядоченной градационной слоистостью. Для них характерен более грубозернистый состав песчаников и отсутствие верхних тонкозернистых членов многослоёв.

Флуксотурбидиты и турбидиты образуют горизонты, иногда довольно мощные (до 300 м) среди пород гемипелагического пестроцветного комплекса и в некоторых разрезах обильно наполняют караджоргинскую свиту, что дает основание считать их накопившимися вблизи источников обломочного материала. Те районы, где в составе обломочных пород присутствует полимиктовый и аркозовый материал, скорее всего можно отнести к подножию континентального склона. Там же где преобладают кремни, туфы и тефроиды, обстановка отвечает прикордильерным участкам и подножиям вулканических поднятий. Во всех типах различаются проксимальные и дистальные разновидности составляющих пород.

Комплекс пирокластических потоков и тефротурбидитов также составляет значительный объём караджоргинской свиты. В некоторых районах слагают практически целиком всю свиту. Комплекс сложен вулканическими брекчиями, туфами, тефроидами, туфогенными песчаниками, туффитами, алевролитами, кремнистыми породами. Редко встречаются горизонты базальтов, андезитобазальтов, андезитов. Там, где пирокластические потоки достигают глубоководных частей бассейна, породы чередуются с зелено- и красноцветными глинисто-кремнистыми сланцами, силицитами. Кроме вулканогенного обломочного материала в составе комплекса присутствуют конгломераты, гравелиты, песчаники.

Олистостромы слагают, как правило, верхи караджоргинской свиты. Это обломочные породы: песчаники, гравелиты. конгломераты, содержащие угловатые, неокатанные или слабо окатанные обломки красно- и зеленоцветных глинисто-кремнистых и кремнистых пород, известняков, песчаников, хаотически сгруженных, совершенно не сортированных. Они имеют очень малое количество заполняющего промежутки между обломками песчаного или гравийного материала. Характерно присутствие крупных экзотических обломков, глыб известняков.

По различиям генетических признаков среди них выделены тектоногравитационные и грави-

тационные микститы. Происхождение первых из них связано с надвигами и шарьяжами, вторых – с образованием в результате надвигов и шарьяжей уступов, кордильер, на склонах которых происходили обвальные и оползневые процессы.

Крупные тела – олистоплаки представлены чаще всего мраморизованными известняками. Они вместе с вмещающими породами смяты в складки и по всем признакам являются останцами карбонатного тектонического покрова. В карбонатных породах появляется чужеродная данному району окатанная галька гранитов, кварцитов, сланцев и др.

Караджоргинская свита со структурным несогласием перекрывается флишевой толщей песчаников, алевролитов долонской серии с граптолитами среднего-верхнего аренига, ллавирна, лландейло, карадока. Флишевая долонская серия перекрывает караджоргинскую и более древние отложения Северного Тянь-Шаня. Это несогласие сопровождается складчатостью и интрузивным магматизмом.

Таким образом, в седиментационной истории Ишим-Нарынского раннепалеозойского бассейна отчётливо выделяются два этапа. Первый этап отвечает времени накопления гемипелагических осадков с турбидитами, флуксотурбидитами, эдафогенными брекчиями и синхронных им проявлений базальтового и андезитобазальтового вулканизма. Время проявления этих процессов $Є$ –O_1tr. Второй этап – с O_1ar – время образования олистостромовых толщ, непосредственно предшествующих накоплению мощной флишевой формации O_1ar – O_2.

Морфология бассейна была довольно сложной. Существовали отдельные глубоководные котловины, в которых контурными течениями разносились глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые илы, тонкозернистый песок. Осадконакопление происходило в глубоководных условиях ниже уровня карбонатной компенсации. Рельеф глубоководной котловины осложнялся локальными поднятиями тектонического и вулканического происхождения, которые влияли на седиментацию, поставляя в бассейн осадконакопления вулканокластику, грауваккковый и кремнёвый материал. Они приносились в зону захоронения осадков оползнями, зерновыми и турбидными потоками, возникавших на склонах этих поднятий. Влияния привноса обломочного сиалического материала здесь, за редким исключением, не отмечается, что свидетельствует о больших размерах глубоководного бассейна.

Глубоководные котловины сопрягались с протяжёнными поясами вулканических построек, возвышавшихся над ними.

Практически по всем районам Северного Тянь-Шаня сохранились останцы предаренигского тектонического покрова, шарьированного на вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Судить о составе слагающих покров пород можно по относительно слабо нарушенным останцам его в виде олистоплак и глыб в олистостромах. Возраст карбонатных пород по обнаруженной в них фауне и аренигских граптолитов в перекрывающих слоях, определяется интервалом $Є_2$ – O_1. Поскольку тем же возрастом датируются вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, на которые были шарьированы карбонатные пластины, области карбонатонакопления представляли собой самостоятельные фациальные зоны, существовавшие параллельно с другими зонами. Положение их в седиментационном бассейне не ясно, поскольку не обнаружены места их автохтонного залегания. Ими могли быть зоны шельфа или области внутренних поднятий с сиалической корой.

Время формирования олистостром раннего аренига датирует начало тектонического скучивания, приведшего к замыканию раннегеосинклинальной структуры Северного Тянь-Шаня. Процесс этот сопровождался интрузивным магматизмом (гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты). Процесс скучивания и шарьирования создал сильно расчленённый рельеф дна бассейна. В остаточных глубоководных котловинах происходило накопление мощных флишевых толщ среднего аренига-среднего ордовика. В составе обломков в обилии появляется сиалический материал (граниты, кварциты, аркозовые песчаники), свидетельствующий о приближении зон

седиментации к континентальному шельфу. Этот процесс привёл к максимальному пространственному сближению и шарьированию описанных разнофациальных комплексов раннего палеозоя, которое наблюдается в современной структуре Северного Тянь-Шаня. Формации $Є + O_1$ превращены в узкую полосу с высокой степенью скучивания и представляют собой пакет тектонических пластин с различным формационным наполнением.

Перемежаемость структур с субокеаническим и континенталиным типом земной коры, тип осадочного процесса и характер вулканизма позволяют сравнивать палеоструктуру раннепалеозойского Ишим-Нарынского (основной ветви Терскейского)океанического бассейна с современными краевоморскими областями типа Филиппинского или Японского морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. и др. Геологический очерк Кыргызского Тянь-Шаня. Путеводитель международной экскурсии. Строение земной коры и тектоническая эволюция Тянь-Шаня и сопредельных областей Центральноазиатского складчатого пояса. Бишкек, Кыргызстан, 2009. С. 18-28.

2. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня. Бишкек: Изв. НАН КР. Спецвыпуск, 1999. С. 33-42.

3. Максумова Р.А. Строение и геодинамическое развитие Северо-Тяньшаньской сутурной зоны Кыргызстана // Геология и полезные ископаемые. Тр. Министерства природных ресурсов Кыргызской Республики. Бишкек, 2009. С. 15-30.

4. Максумова Р.А., Захаров И.Л. и др. Покровно-чешуйчатое строение ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеохойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144-156.

5. Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 43-64.

Литологические критерии выделения границ скольжения литосферных плит (на примере Журавлевского террейна)

Малиновский А.И., Голозубов В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккретированных к восточной окраине Евразиатского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит [1, 2, 4]. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн, образованный мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород.

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причлененных в палеозое и мезозое к восточной окраине Азиатского материка, имеющих различную геодинамическую природу и формирование которых связано с существовавшим режимом взаимодействия Евразиатского континента и прилегающей океанической плиты Изанаги [3, 5] (рис. 1).

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, он отделен системой разрывов крупного Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, а с востока – также раннемеловой Кемский террейн, фрагмент задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной

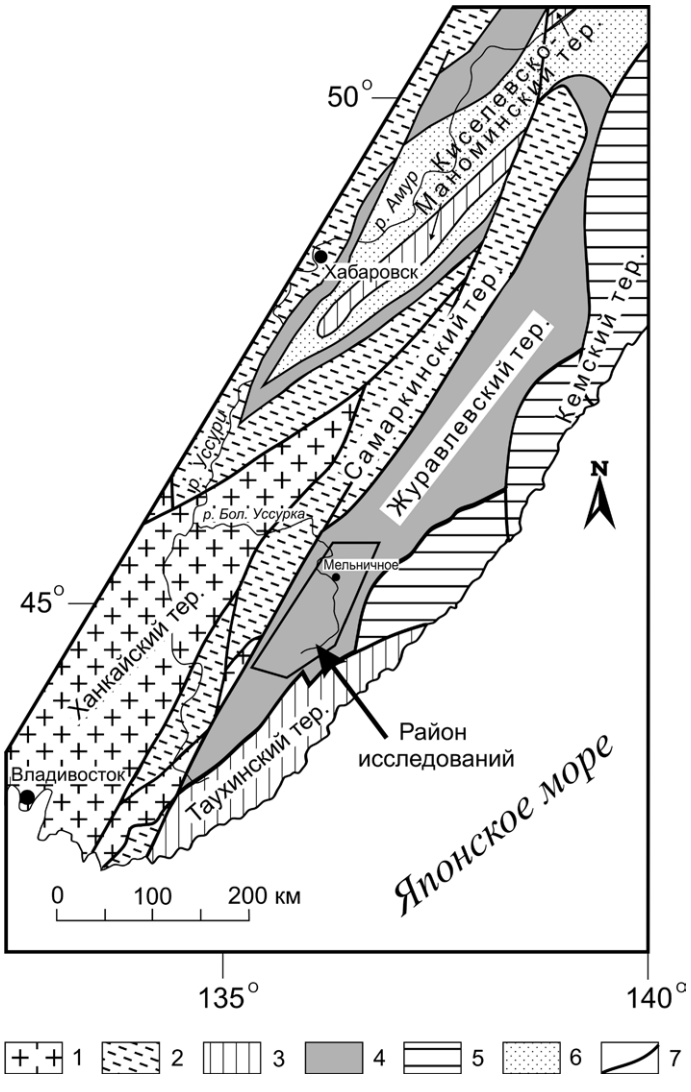


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России, по [3].
1-6 – террейны: 1 – домезозойские, 2 – юрской аккреционной призмы, 3 – раннемеловой аккреционной призмы, 4 – раннемеловые трансформных окраин, 5 – раннемеловые островодужные, 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойские; 7 – разломы.

системы. В Северном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Гур, Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются от приустьевой части р. Уссури на северо-восток вдоль право- и левобережья р. Амур.

Стратиграфическая колонка террейна включает разрез 8 свит, возраст которых от берриаса до позднего альба, а общая мощность около 11 тыс. м. Отложения представлены главным образом терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами, многочисленными пачками турбидитов, а также горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов и микститов. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, нарушенных, в свою очередь, многочисленными разломами преимущественно север-северо-восточного и меридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них. Характерными особенностями строения и состава отложений террейна является отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части свойственно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов и маломощных потоков базальтов. Особенностью готерив-альбской части разреза является преобладание песчаников и наличие многочисленных пачек турбидитов. В целом, разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью от 1,5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок

формирования Журавлевского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по породообразующим компонентам относятся главным образом к граувакковым аркозам, и, реже, к кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Преимущественно аркозовый состав песчаников позволяют предполагать, что исходные породы главной питающей провинции, в период накопления отложений Журавлевского террейна, были сложены комплексом кислых интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Можно также предполагать, что кремневые и терригенные породы, составляющие порою значительную часть обломков песчаников, а также гравелитов и конгломератов, являются результатом размыва фрагментов юрской аккреционной призмы (Самаркинский террейн), в современной структуре непосредственно примыкающих с запада-северо-запада к Журавлевскому террейну. Геологическая интерпретация состава породообразующих компонентов песчаников свидетельствует об их формировании за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным с континентальными окраинами, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма. Эти выводы подтверждаются особенностями химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, а также набором тяжелых обломочных минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). В подчиненном количестве находятся минералы фемической ассоциации: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала размывавшаяся зрелая континентальная окраина, сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Кроме того, можно предполагать участие в составе источников питания юрской аккреционной призмы, в строении которой участвовали пластины кремней и офиолитовые комплексы.

Характерной особенностью отложений Журавлевского террейна является большого количества пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, формирование которых происходило высокоплотностными зерновыми и дебризными потоками. Незначительна роль доннотечениевых (контурных) образований. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины. Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, а также донные течения, интенсивно перерабатывавшие осадочный материал, доставляемый в область седиментации турбидными потоками. С гравитационными и доннотечениевыми отложениями обычно тесно связаны мощные толщи глинисто-алевритовых пород, которые могут рассматриваться как гемипелагические осадки, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях. Еще одним широко распространенным типом отложения являются мощные толщи песчаников, содержащих прослои и линзы конгломератов и гравелитов, а также обильный растительный детрит и мелководную фауну. Осадки, вероятно, накапливались в относительно мелководных условиях, характерных для обстановок литорали и сублиторали открытого моря.

Таким образом, строение, вещественный состав и текстурные особенности терригенных отложений Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основными источниками обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, сложенной фрагментами аккреционных призм, в строении которых участвовали пластины кремней и офиолитов. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и харак-

терным признаком седиментации в обстановке трансформного скольжения литосферных плит когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккретированные к ним фрагменты активных окраин.

Преимущественно сиалический состав кластики позволяют предполагать, что рассматриваемый палеобассейн при своем формировании примыкал к краю Евразиатского континента. Мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины полностью открытого в сторону океана окраинного моря. Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль разграничивающей континентальную и океаническую плиты системы левосторонних сдвигов Тан-Лу при малой роли вулканических процессов [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-А-08-404).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 2. С. 13-25.

3. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

4. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science, 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.

5. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 1626. 2000. 122 p.

Палеотектонические обстановки накопления позднемезозойских терригенных пород Баджало-Горинской структурно-формационной зоны

Медведева С.А.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

На Восточно-Азиатской окраине в юре и мелу происходили разномасштабные тектонические события. В средней юре в результате коллизии Сино-Корейского и Северо-Азиатского кратонов закрылся Монголо-Охотский океан. Косая субдукция Евразийской и Фаралон-Изанаги плит в поздней юре – раннем мелу приводила к формированию на некоторых участках границы плит трансформной окраины [2]. В конце раннего мела реконструируются островные дуги. Становление Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса приходится на границу раннего и позднего мела, на поздний мел – формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

В работе рассмотрен состав среднеюрско-раннемеловых песчаников и алевропелитов междуречья Пильда-Лимури и на его основе определены палеотектонические обстановки осадконакопления в этот временной промежуток.

Реконструкции тектонических обстановок седиментации проводятся с использованием разных методов, в том числе при помощи вещественного состава терригенных пород. Попытки реконструировать тектонические обстановки, с которыми были сопряжены среднеюрские – раннемеловые бассейны седиментации, предпринимались нами ранее и базировались на литохимических данных. Применялись диаграммы М. Бхатия [3] и Б. Роузера и Р. Корша [5]. Считают, что они хорошо отработаны, достаточно надежны и используются многими исследователями. В данной работе фактологическая база будет расширена за счет использования данных по петро-

графии и по геохимии малых элементов.

По структурному положению терригенные образования междуречья Пильда-Лимури относятся к Баджало-Горинской структурно-формационной зоне. Стратиграфические подразделения представлены среднеюрской ульбинской, позднеюрской силинской, раннемеловыми (берриас-валанжин) горинской и пионерской свитами [1].

В составе ульбинской свиты преобладают алевролиты и аргиллиты. Иногда они содержат маломощные прослои базальтов и их туфов, кремнисто-глинистых и кремневых пород, а также мелкозернистых песчаников. По радиоляриям возраст принят среднеюрским.

Силинская свита согласно наращивает разрез ульбинской свиты. В ее составе преобладают песчаники. Они преимущественно мелко-среднезернистые, хотя имеются и мелкозернистые, а также крупнозернистые разности. В свите содержатся слои алевролитов, пачки переслаивания песчаников и алевролитов, прослои и линзы гравелитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Ее возраст определяется стратиграфическим положением выше ульбинской свиты.

Горинская свита также преимущественно песчаниковая. Песчаники содержат прослои алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий и пачки переслаивания.

Пионерская свита согласно перекрывает отложения горинской свиты. Она сложена в основном алевролитами, среди которых отмечаются массивные и слоистые разности. Кроме этого, рассматриваемые отложения содержат слои мелкозернистых песчаников, пачки ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. Возраст обоснован находками фауны.

Петрографическое изучение показало, что песчаники состоят из кварца, полевых шпатов, обломков пород, иногда слюд. Обломки угловатые, реже слабоокатанные. Сортировка плохая, реже средняя и хорошая. Эти признаки говорят об относительно небольшом кратковременном переносе, характерном для тектонически активных областей. На классификационном треугольнике В.Д. Шутова фигуративные точки большинства песчаников расположены в полях граувакковых аркозов и полевошпатовых граувакк, немногие точки находятся в поле мезомиктовых песчаников или в поле полевошпатовых пород. Эти разновидности песчаников имеют распространение в активных обстановках.

На треугольниках типов бассейновых обстановок по Ж. Мейнарду с соавторами [6], основанном на петрографическом составе, фигуративные точки изученных песчаников располагаются в полях активных обстановок, в том числе сопряженных со сдвиговыми дислокациями.

На диаграммах с использованием данных валового химического состава по М. Бхатия [3] фигуративные точки песчаников также тяготеют к полям бассейнов, связанных с активными континентальными окраинами (active continental margin C). Фигуративные точки песчаников ульбинской свиты обнаруживают более близкое положение к полям пассивной континентальной окраины (passive continental margin D).

На диаграмме $SiO_2 – K_2O/Na_2O$ Б. Роузера и Р. Корша [5] большинсво фигуративных точек песчаников и алевропелитов находятся в поле активных континентальных окраин (active continental margin ACM). Две фигуративные точки песчаников горинской свиты расположены в поле пассивных континентальных окраин (passive margin PM).

Нами исследованы содержания La, Th, Sc, Cr, Y, Ti, Zr, Co в песчаниках (таблица) и рассмотрено положение фигуративных точек на диаграммах М. Бхатия и К. Крука [4], использующих сведения о содержаниях этих элементов.

На диаграмме Th–La фигуративные точки песчаников находятся в поле континентальных вулканических дуг (continental island arc B) или примыкают к нему. Следует отметить близкое расположение к полю океанических вулканических дуг (oceanic island arc A) некоторых фигуративных точек песчаников горинской свиты, но не характеризующих данную обстановку. Два образца являются мезомиктовыми песчаниками, упоминавшимися ранее. Высокие содержания SiO_2 в них объясняют более низкие содержания лантана и тория, которые обусловливают близость к полю A. На диаграммах $(Fe_2O_3*+MgO)–TiO_2$, $(Fe_2O_3*+MgO)–Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ [3] фигуративные

Таблица. Значения отношений и содержания элементов в песчаниках Баджало-Горинской СФЗ. Нижнее Приамурье

Свиты	горинская + пионерская		силинская	ульбинская
Хемотипы	нормосилиты (2)	миосилиты	миосилиты	миосилиты
Fe_2O_3+MgO, %	2,3	2,7-4,5 (11)	3,9-4,2 (3)	2,6-3,6 (2)
TiO_2, %	0,27-0,3	0,4-0,65 (11)	0,45-0,57 (3)	0,46-0,49 (2)
K_2O/Na_2O	1,0-1,25	0,70-1,1 (11)	0,58-0,74 (3)	0,73-0,88 (2)
Al_2O_3/SiO_2	0,13-0,16	0,20-0,24 (11)	0,19-0,20 (3)	0,17-0,18 (2)
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$	3,9-4,4	2,8-3,6 (11)	3,0-3,3 (3)	3,1-3,4 (2)
La, г/т	16,8-19	16,0-38,8 (12)	20,8-31,7 (8)	23,5-26,2 (9)
Th, г/т	5,5-6,0	4,5-11,3 (12)	7,0-9,1 (8)	6,9-8,3 (9)
Sc, г/т	3,3-4,1	4,0-6,6 (12)	3,2-9,0 (8)	4,0-6,4 (9)
Cr, г/т	15,8-18,4	19,6-36,6 (12)	25,7-35,6 (8)	25,3-31,6 (9)
Y, г/т	7,2-8,8	9,2-16,5 (12)	7,5-15,6 (8)	10,7-14,0 (9)
Zr, г/т	33,3-42,7	33,7-104,1 (12)	59,4-96,2 (8)	54-99 (9)
Co, г/т	3,0-4,4	4,4-6,2 (12)	5,8-7,8 (8)	3,3-7,8 (9)

В скобках – количество определений.

точки этих песчаников находятся в полях пассивных континентальных окраин (passive margin D); на диаграммах $(Fe_2O_3*+MgO)–Al_{22}O_3/SiO_2$ и $(Fe_2O_3*+MgO)–K_2O/Na_2O$ они равноудалены от полей C и D. На диаграмме $SiO_2–K_2O/Na_2O$ [5] они характеризуют поле пассивных континентальных окраин (PM).

На диаграмме Sc/Cr–La/Y М. Бхатия и К. Крука [4] «эталонные» поля всех предложенных тектонических обстановок расположены в интервале значений La/Y от близких к 0 до 1,6. Значения La/Y (1.59-2.9) в изученных песчаниках выше этих значений, поэтому их фигуративные точки находятся вне «эталонных» полей. На «тектоническом» треугольнике La-Th-Sc фигуративные точки образуют компактный рой, захватывая часть объединенного поля CD и небольшую часть поля B.

На треугольнике Sc–Th–Zr/10 фигуративные точки песчаников локализуются в его центральной части и находятся в поле C. Их позиция схожа с позицией полей на треугольнике Co–Th–Zr/10, но разделение менее отчетливое.

Наиболее отчетливо различие между стратонами проявлено на треугольнике Co–Th–Zr/10, на котором фигуративные точки песчаников разных свит образуют отдельные поля, расположенные, в основном, в поле C. Вместе с тем поле силинской свиты более тяготеет к полю B, чем поле ульбинской свиты. Фигуративные точки песчаников горинской свиты наиболее удалены от поля B.

Анализ расположения фигуративных точек песчаников на разных диаграммах показывает следующее. В поле C находятся точки на диаграммах $SiO_2–K_2O/Na_2O$ [4], $(Fe_2O_3*+MgO)–Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3*+MgO)–Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ [3] и треугольниках Co–Th–Zr/10, Sc–Th–Zr/10 [4]. На границах полей C и D локализуются точки на диаграммах $(Fe_2O_3*+MgO)–TiO_2$ и треугольнике Th–La–Sc. На диаграммах $(Fe_2O_3*+MgO)–K_2O/Na_2O$, Sc/Cr–La/Y, La/Sc–Ti/Zr фигуративные точки песчаников находятся вне полей A, B, C, D, тяготея, тем не менее, к каким-либо из них. И лишь на одной диаграмме [4] Th–La точки локализуются в поле B.

При интерпретации следует привлекать комплекс методов и приемов обработки данных. Не следует ограничиваться отдельными диаграммами и параметрами, поскольку можно получить искаженные выводы.

В целом, значения параметров и положение фигуративных точек песчаников на большинстве диаграмм, характеризуют седиментацию в бассейнах активных континентальных окраин не связанных с вулканическими дугами. На исследованной территории вулканогенные породы весьма редки, а интрузивных нет вообще. Можно предположить, что положение фигуративных точек среднеюрских песчаников вблизи границы пассивной и активной окраин отражает относитель-

но спокойную обстановку после коллизии кратонов. Нахождение некоторых фигуративных точек раннемеловых песчаников в полях пассивных окраин отражает, вероятно, особенности питания различных частей бассейна или режим трансформной окраины.

Работа выполнена при поддержке проекта «Геодинамика северо-западного обрамления Палеопацифики в мезозое и кайнозое», грант ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-01 в рамках программы ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

ЛИТЕРАТУРА

1. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской федерации. 1: 200 000. Лист М-54-I. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.

2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские - кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго - восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-68.

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

4. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace elemlnt characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Mineralogy and Petrology. V. 92. N. 2. 1986. P. 181-193.

5. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // The Journal of Geology, 1986. V. 94. N. 5. P. 635-650.

6. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-see sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geolody, 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551-561.

Особенности строения и тектонические обстановки формирования центральной части хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море)

Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Подводный хребет Кюсю-Палау (КП) протяжённостью более 2700 км разделяет разные в тектоническом отношении структуры Филиппинского моря. К западу от него находится котловина, фундаментом которой служит плита мезозойского океана. Её возраст подтверждают раннемеловые радиоизотопные определения [3]. Восточнее хребта КП располагается часть плиты, которая в ходе кайнозойской деструкции трансформировалась в тафрогенную окраину с котловинами, рифтами, линейными грабенами и хребтами. Она составляет фрагмент зоны транструктурных линеаментов и глубинных разломов 140° в. д., которая протягивается разными авторами от хребта Ломоносова в Арктическом океане и до залива Спенсера на юге Австралии. Поэтому в характеристиках КП отражена геодинамическая обстановка, которая сложилась в позднем мезозое – кайнозое в период развития впадины Филиппинского моря. В тектоническом отношении хребет КП рассматривался Д. Каригом (1975) как остаточная островная дуга, имеющая исключительно вулканическое происхождение. Дж. Мацуда с соавторами (1977) придерживались взгляда о переходном типе развития структуры хребта от океанической коры к островной дуге. В строении меридионального южного фрагмента хребта Ю.Б. Евланов (1977) нашел элементы двойной островной дуги. Нами хребет КП разделяется на три фрагмента – Северный, Центральный и Южный Кюсю-Палау [2, 6]. В целом, плановые очертания хребта имеют двойственный характер. От о-ва Кюсю до 17° с.ш. хребет фронтом обращен к востоку, оставляя в тылу систему подводных глыбовых плато и хребтов. Примерно с 23° до 13° с.ш. изгиб дуги, напротив, обращен в сторону Западно-Филиппинской котловины, оставляя в тылу рифтовую впадину Паресе-Вела и далее систему Марианской дуги с одноименным желобом.

В этой работе приводятся результаты геодинамической интерпретации материалов исследования наиболее изученного в батиметрическом и геолого-геофизическом отношениях Центрального КП (14°-23° с.ш.). Работы здесь проводились в экспедициях на НИС «Пегас» (1985 г.), «Морской геофизик» (1985, 1988 гг.), «Профессор Гагаринский» (1988 г.), «Профессор Богоров»

(1989, 1990 гг.), «Академик Александр Виноградов» (1990 г.). Южная часть Центрального КП (14°-17° с.ш.) и северная часть Южного КП довольно детально изучена нами в 4-х экспедициях.

Северная часть Центрального КП (23°-18° N) состоит из 9 отдельных гор, вероятно, вулканических построек, вытянутых в северо-северо-восточном направлении [4]. Надежные геологические данные по ним отсутствуют, хотя известно, что на 4-х из них были подняты единичные мелкие обломки вулканических пород. Южная часть Центрального КП (14°-17° с.ш.) имеет сложное строение [1, 2, 6]. Хребет образован здесь совокупностью гор разных размеров, конфигураций, расчлененности и высоты. Их общий цоколь шириной 90-120 км выделяется по изобате 4000 м и от котловин, глубина которых составляет 5000-5500 м, отделяется крутыми уступами дна высотой 700-1000 м. Монолитное основание хребта часто выполаживается и переходит в равнины соседних котловин. Горы объединяются в массивы, создают плато, линейные своды или представляют отдельные куполообразные и конические поднятия. Они разделяются участками выровненной поверхности, депрессиями и долинами. Здесь выделяются вулканические постройки 3-х типов: щитовые вулканы и стратовулканы 1-го и 2-го типов. Каждая из них характеризуется особенностями геологического строения и различным типом вулканизма (толеитовым, щелочным и островодужным), что указывает на сложные геодинамические процессы, сформировавшие эту часть хребта КП [2, 6, 7].

Щитовые вулканы гавайского типа сложены базальтами, трахиандезитами и натровыми трахитами, по составу близкими породам океанических островов и поднятий [2, 5-7]. Они локализуются исключительно севернее сочленения КП с Центральным разломом со стороны Западно-Филиппинской котловины и приурочены к зоне глубинного разлома северо-северо-восточного направления, практически трассируя его. Эти вулканические постройки выделяются в виде плато – приподнятого тектонического блока, ограниченного крутыми 1000-1500 метровыми уступами. Подошва построек размером 40-60 км, окруженная депрессиями, отмечается на глубинах 3000-3500 м, а вершина – на глубинах примерно 2500 м. Их относительная высота едва превышает 2000 м. На вершине одного из них обнаружены руины кратера-кальдеры с прикратерным валом, который в виде узкой ложбины имеет выход почти до основания постройки. Пористая структура и стекловатая корка закаливания базальтов свидетельствуют об их подводном (мелководном) формировании. Отсутствие рифовых известняков на вулканах указывает на то, что они не выходили на поверхность. Возраст осадочных пород на одном из щитовых вулканов (определения С.В. Точилиной по радиоляриям) соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62.5-60.0 млн. лет) [2, 5, 6]. Для вулканических пород с двух других щитовых вулканов изотопный возраст (K-Ar метод) составляет – 30.0±3 млн. лет (трахит); 8.4±0,7; 9.0±2; 10.0±3 и 12.0±4 млн. лет (базальты). Эти данные указывают на наличие 3-х эпизодов вулканизма на щитовых постройках – позднемелового, позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового.

Стратовулканы 1-го типа характеризуются породами (от базальтов до риодацитов) близкими вулканитам толеитовой и известково-щелочной серии островных дуг. В рельефе они выделяются в виде одиночных построек, часто с конусообразными вершинами, коротких (до 90 км) хребтов и горных массивов. Относительная высота вулканов составляет 2000-4000 м. Основание шириной 30-40 км выделяется на глубинах 3000-4000 м и, как правило, сопровождается депрессиями дна. Склоны крутые (до 40°), часто осложнены вулканотектоническими структурами высоких порядков, кратеры захоронены или разрушены. Постройки этого типа локализуются в основном на Южном КП. Севернее сочленения хребта КП с Центральным разломом (14°-17° N) они располагаются всегда восточнее щитовых вулканов. Наличие на этих вулканах пирокластических пород и рифовых известняков свидетельствуют о том, что их вершины когда-то выходили на поверхность. Время проявления островодужного вулканизма определяется по стратиграфическому разрезу скважины 448 DSDP как позднеэоцен-раннеолигоценовое. Такое же время подтверждается и определениями изотопного (K-Ar и Ar-Ar методы) возраста для базальтов этой

скважины (30.60±0.86; 36.36 0±0.58; 31.45±1.52 и 34.88±1.60 млн. лет), что хорошо соответствует положению базальтов в стратиграфическом разрезе.

Стратовулканы 2-го типа сложены породами (от базальтов до K-Na трахитов), относимыми к щелочной серии [2, 5-7]. В рельефе они выделяются в виде куполовидных сводовых поднятий. Эти структуры формируются в условиях тафрогенной деструкции хребта КП и сопровождают поперечные к нему депрессии. Подобные структуры выявлены нами в области сочленения Кюсю-Палау с Центральным и Широтным разломом (район 14° N). Предполагается подводная (мелководная) обстановка извержений этих вулканов. Время проявления вулканизма определяется по изотопным данным (K-Ar метод) 25.6±1.2 млн. лет (трахит) и 30.0±3 млн. лет (базальт) и соответствует позднему олигоцену. С этим же временем совпадает появление геотермической аномалии с возрастом 25 млн. лет, которая выделена В.В. Жигулевым (1994) в районе стыка (14° N) Центрального разлома и хребта КП.

Таким образом, в формировании Центрального КП (14°-17° N) выделяются четыре тектономагматических этапа: позднемезозойский, позднеэоцен-раннеолигоценовый, позднеолигоцен-раннемиоценовый, позднемиоценовый. И только один из них (позднеэоцен-раннеолигоценовый) отражает конструктивный этап островодужного вулканизма (южная часть Центрального и Южный КП), который проявляется в режиме преобладающего сжатия. Активные процессы вулканизма этого типа сопровождались увеличением мощности коры под хребтом до 12 км, что обусловило появление низкоскоростного слоя в разрезе земной коры. В целом развитие дуги КП контролировалось разломами, осуществлялось на океанической коре и происходило в условиях деструкции океанической плиты. Появление субщелочного вулканизма свидетельствует о переходе горной страны в посторогенную (тафрогеническую) стадию. Она характеризуется распадом КП на глыбы по системам крупных разломов, что связано с началом развития котловины Паресе-Вела [4]. Деление Кюсю-Палау на остаточные горсты представляет основной результат этих процессов. Одновременно развиваются формы деструктивной морфоструктуры (абразионно-тектонические воронки, обвально-оползневые формы, тектонические уступы, горсты, грабены) как следствие гравитационного оползания.

На основе комплексного анализа морфологических, структурных и геологических характеристик Центрального Кюсю-Палау (14°-23° N) можно представить следующий сценарий развития геодинамических обстановок при его формировании. В позднем мелу глубинный разлом северо-северо-восточного направления отделяет Западно-Филиппинский литосферный блок от плиты мезозойского океана. В зоне разлома развивается термохимический плюм и формируются толеитовые вулканы, образование которых послужило началом становления жесткого барьера между блоком и остальной частью океана. Такая обстановка с периодической активизацией разлома сохранялась здесь примерно 30 млн. лет до позднего эоцена. Следующим событием является образование субмеридиональной системы островодужных стратовулканов восточной части хребта. Они формировались в субаэральных условиях на границе существующего тектонического барьера. Их появление в обстановке тектонического сжатия происходит в условиях геодинамического воздействия Австралийской плиты на Тихоокеанскую, когда (поздний эоцен – ранний олигоцен), вероятно, осуществилось «схлопывание» юго-восточного сегмента тетического палеоокеана. Развитие щелочного вулканизма (поздний олигоцен), в свою очередь, отражает обстановку тафрогенной деструкции палеоостровной дуги. Она сложилась в условиях прогрессирующего сдвига с сильным боковым давлением Австралийской плиты относительно Тихоокеанской. В это время по поперечным к хребту рифтогенным разломам происходит подъем магмы. Деструкция палеоструктуры Кюсю-Палау и гравитационное оседание масс в позднем олигоцене положило начало формирования бассейна Паресе-Вела к востоку от дуги. Развитие в позднем олигоцене – раннем миоцене усиливающихся по амплитуде тектонических напряжений восток – северо-восточного направления, вероятно, привело к погружению хребта Кюсю-Палау.

В позднемиоценовое время произошла очередная тектоно-магматическая активизация структуры Кюсю-Палау в пределах щитовых вулканов, приуроченных к разлому северо-северо-восточного простирания. Эта активизация совпала по времени с формированием в Филиппинском море внутридугового Марианского трога.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект № 09-III-А-07-322).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Съедин В.Т., Точилина С.В. Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 16-35.

2. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филип. море) // Матер. 39 Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 273-276.

3. Deschams A.P et al. Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett., 2000. V. 179. P. 503-516.

4. Kasuga S, Ohara Y. A new model of back-arc spreading in the Parese Vela Basin, northwest Pacific margin // The Island Arc., 1997. N. 6. P. 316-326.

5. Melnichenko Y.I. et al. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillip. Sea // Zeitschrift fur geomorpholoqie, Berlin-Stuttgart, 1999. V. 118. P. 183-192.

6. Melnichenko Y.I., S'edin V.T. Geomorphology and Evolution of the Kyushu-Palau Ridge (the Philippine Sea) // The 1st China-Russia Symposium on marine Science. Marine Environment and Resources in the 21st Century. Programme. 22-24 October 2009. Qingdao, P.R. China. P. 61.

7. Shcheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea Floor // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251-278.

Структурно-динамические условия локализации пород силинского вулкано-плутонического комплекса (Комсомольский рудный район)

Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, stakhor@yandex.ru

О синсдвиговом характере мелового магматизма Комсомольского рудного района (КРР), свидетельствуют наши исследования морфологии и инфраструктуры апт-кампанских гранитоидных интрузий и их комагматов мяочанской серии, которая включает в себя четыре вулкано-плутонических комплекса КРР: пурильский риолитовый → холдаминский риодацитовый → → силинский андезитовый → чалбинский гранитный [1, 3, 4 и др.].

Здесь же ставится акцент на проявлениях силинского комплекса, являвшегося главным поставщиком олова в КРР [1, 3, 4 и др.], но и их структурно-динамическую корреляцию невозможно проводить в отрыве от других рудно-магматических и тектонических элементов КРР – настолько, как это будет видно далее, тесно все они были взаимосвязаны между собой всю эпоху становления района.

Полученная нами структурно-динамическая картина выглядит так.

1. Многие проявления мелового магматизма КРР, включая наиболее крупные: эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные бассейны и батолитоподобные интрузии – контролируются пликативными формами сдвиговых дислокаций. Региональная апт-капманская синсдвиговая складчатость сформировалась в виде единой линейной системы пологих, униформных, субпараллельных конседиментационных структур: синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий – шириной до 18 км каждая, наложенных на доаптское терригенно-флишевое основание по типу продольной складчатости [5, 7 и др.]. При этом эпиконтинентальные бассейны компенсируют прогибы, а батолитоподобные массивы (Чалбинский, Силинский) приурочены к сводовым частям поднятий. Все крупные складчатые структуры имеют СВ (40-50°) простирание,

закономерно ориентируясь под косым углом к ССВ (10-30°) Комсомольской сдвиговой зоне (КСЗ) [5-7 и др.], где наиболее крупными разломами являются Чалбинский, Мяочанский и Холдаминский левые сдвиги, чья левосторонняя активизация под действием СЗ (340-350°) сжатия, как и везде в Сихотэ-Алине, определила структурный стиль и геодинамику апт-кампанского складко- и разломообразования, а также геодинамические условия локализации синхронных магматических и постмагматических (в т. ч. рудных) образований.

2. Крупнейшие поднятия и прогибы совместно с названными левыми сдвигами контролируют пространственное размещение выделяемого геофизиками [2 и др.] пологого линзовидного Комсомольского «криптоплутона» мощностью 0-5 км, который включает в себя практически все проявления пурильского и чалбинского комплексов. При этом рельеф кровли криптоплутона является полностью конкордантным структурному рисунку основной складчатой системы, который фиксируется также морфологией поверхности доаптского основания. Особенно четко это видно в зоне сопряжения Чалбинского сдвига и Чалбинского поднятия, где расположен Чалбинский массив, рассматривающийся как эродированная часть криптоплутона [2 и др.].

3. Точно такая же картина имеет место и для особенностей локализации силинских монцонитоидов. Как оказалось, хорошо известный Силинский массив, лежащий на криптоплутоне [2 и др.], приурочен к Центральному поднятию, что подчеркивается его лакколитообразной формой с утолщением к замку поднятия. Это является еще одним подтверждением того, что СВ региональная складчатость является подобной [7 и др.]. При этом в массиве от апикальных его частей к центру наблюдается изменение состава пород от основных (габбро) разностей к диоритовым и далее к гранитным. Следует подчеркнуть, что такая зональность – плавная, иначе говоря, не фазовая, а фациальная – с проявлением промежуточных разностей пород без резких переходов одних в другие. Имеются прямые структурные данные о том, что конфигурация фациальной зональности массива совпадает с его морфологией и, следовательно, является конкордантной Центральному поднятию. А указанная зональность полностью соответствует последовательности внедрения силинских монцонитоидов – от габбро до гранитов, которая наблюдается как в экзоконтатах массива, так и на удалении от него, в частности, в Западном и Восточном прогибах. Это указывает на кристаллизацию пород массива в обстановке растяжения в пределах соскладчатой зоны декомпрессии, существовавшей в замковой части Центрального поднятия весь период формирования интрузий силинского комплекса. Причем монцонитоиды внедрялись в зону декомпрессии вдоль ССВ левых сдвигов, что фиксируется наличием неккоподобных тел в подошве массива, например, в пределах Солнечного сдвига. Между прочим, наличие подобного тела выявлено геофизическими методами и для Комсомольского криптоплутона по нарастанию его мощности до 7-7,7 км в пределах Мяочанского сдвига [2 и др.].

4. То что наложенная на основание меловая синсдвиговая складчатость являлась подобной, фиксируется также конседиментационным ее характером. Эпиконтинентальные бассейны КРР сложены в своей нижней части ритмично переслаивающимися осадочными (типа континентальной молассы) породами с риолитовыми и (выше) риодацитовыми пирокластами (холдаминская свита, K_1apt-K_2tur). Их верхняя часть венчается андезитовыми, андезибазальтовыми и порфиритовыми пирокластами и лавами (амутская свита, K_2tur-con). При этом риолиты нижней части холдаминской свиты комагматичны пурильским гранодиоритам, верхняя ее часть образует самостоятельный холдаминский вулканический комплекс, а вулканиты амутской свиты – это комагматы силинских монцонитоидов. Причем в этих свитах снизу вверх при общем увеличении мощности разреза четко наблюдается плавное нарастание доли вулканогенного материала от чисто обломочных пород к пирокластам и затем к лавам с синхронной заменой продуктов кислого вулканизма на продукты среднего и основного [3, 4, 7 и др.]. Анализ их строения [5-7 и др.] показывает, что проявленная здесь совокупность пликативных и наложенных на них деструктивных дислокаций характеризует структуру фронта миграции сдвигов от нижних уровней коры к верхним, про-

исходившей в условиях ССЗ (340-350°) латерального сжатия. Почти повсеместное развитие этих деформаций в основании, их строгая упорядоченность, четкая соорганизованность с конседиментационными структурами бассейнов свидетельствуют, что основание деформировалось синхронно с вулканогенно-осадочной толщей путем повторного продольного и отчасти поперечного его кливажирования. Причем, судя по составу континентальной молассы в холдаминской свите [3, 4, 7 и др.], «растущие» выступы (антиклинали) сопровождались пенепленизацией основания и служили источниками сноса обломочного материала, а прогибы (синклинали) – бассейнами седиментации. То есть, апт-кампанское сокращение коры в КРР несет на себе признаки взаимодействия двух процессов: как веерного кливажирования по типу соскладчатых взбросов, так и формирования подобной складчатости в сочетании с надвигами.

Наиболее контрастно представленная картина видна как раз на примере проявлений силинского монцонитоидного комплекса. Мощность входящих в его состав эффузивов амутской свиты (более 2 км) в верхах Западного и Восточного прогибов вполне сопоставима с мощностью Силинского лакколитообразного массива (2.5-3 км), приуроченного к своду смежного Центрального поднятия и вмещающего комагматичные им монцонитоиды.

Для складчатых форм как результата повторного синсдвигового апт-кампанского смятия коры по типу подобной складчатости под действием СЗ латерального сжатия здесь это выразилось в почти синхронном формировании эпиконтинентальной толщи амутских вулканитов в виде лав и туфов в СВ синсинклинальных прогибах доаптского основания и интрузивных фаций батолитоподобного Силилинского массива. Для сколово-раздвиговых форм – в локализации экструзивных и жерловых фаций, дайковых и штоковых тел на сопряжении или пересечении ССВ левых сдвигов с СЗ (соскладчатые и сосдвиговые сбросы и раздвиги) и ВСВ-СВ (взбросы и надвиги) разломами преимущественно на крутонаклонных участках сквозной СЗ декомпрессии, обеспечивавшейся динамическим взаимодействием сдвигового и соскладчатого (который, как мы помним, тоже является синсдвиговым) планов деформаций. Стиль последнего, повторимся, обусловил существование в замках складчатых сооружений пологих депрессионных камер, послуживших структурными ловушками для расплавов в период их миграции. Это нашло свое отражение (кроме наличия в замке Центрального поднятия полого лежащего Силинского массива) в повышенной (с СВ трендом) концентрации вулканоструктур в смежных прогибах. Причем это, подчеркнем, допускает, что данные ловушки в антиформах тормозили, а в синформах, наоборот, – за счет все возраставшего литостатического давления формирующейся вулканогенной толщи (артезианский эффект) – ускоряли продвижение расплавов наверх[1].

Отсюда вытекает, что в процессе излияния амутских лав происходило «схлопывание» синформных зон декомпрессий в их замках, расположенных ниже поверхности подошвы чехла (с дальнейшим наложением экструзий), и синхронное формирование их интрузивных разностей в Силинском лакколитообразном массиве с последующим наложением на него дайковых и мелких штоковых тел выше поверхности подошвы. Справедливость такой схемы подтверждается всей совокупностью буровых и проходческих работ в КРР.

Такая структурно-динамическая ситуация справедлива для всех магматитов КРР и предполагает, что вначале происходило синхронное с сокращением коры нагнетание магматического ма-

---

[1] Здесь к месту будет вспомнить о почти 1,2 км отложений предшествующей холдаминской свиты и о тренде поступательного нарастания мощностей вулканических отложений от древних к молодым в эпиконтинентальных бассейнах, что говорит в пользу ускорения интенсивности вулканизма во времени с апта по кампан, в т.ч. за счет нарастания стратифицированной вулканогенной толщи. Все это, еще раз подчеркнем, происходило синхронно с формированием сдвиговых зон в терригенном основании, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста [5 и др.], указывающие на то, что, когда кристаллизовались последние (континентальные!) лавы амутской свиты, ниже уже формировались (одновременно!) оловоносные турмалиниты в сдвигах основания.

териала в соскладчатые декомпрессионные камеры в сводах поднятий и под прогибами с его проникновением затем (по мере заполнения камер) во вмещающую толщу по ВСВ-СВ и СЗ разломам и ССВ левым сдвигам КСЗ, с его последующим извержением в прогибах (где сосредоточена основная масса вулканов) со схлопыванием магматических камер в их замках и далее повсеместным наложением дайковых и жерловых фаций на массивные породы мяочанской серии на зрелых стадиях развития региональных левосдвиговых дислокаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.

2. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969. С. 21-32.

3. Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.

4. Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др. Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 181-201.

5. 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) // Тихоокеан. геология, 1995. Т. 14. № 5. С.46-56.

6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.

7. Mitrokhin A.N. Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal, 1998. V. 2. N. 3. P. 124-133.

Особенности строения и развития Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) и зоны его динамического влияния

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

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, stakhor@yandex.ru

Авангардный левый сдвиг (АЛС) протягивается в субмеридиональном (3-5°) направлении в пределах площади позднеордовикского Тафуинского гранитного массива на юго-восточной оконечности Ливадийского п-ова между б. Восток и Средняя [2]. Детально он исследован нами в двух естественных подсечениях: (1) – в береговых обнажениях правого борта устья р. Волчанки (далее – Северный фрагмент) и, южнее (2), – в обнажениях северного берега б. Средней (далее – Южный фрагмент). Структурно обе эти группы обнажений протяженностью 200-250 м каждая приурочены к западному крылу АЛС, где, кроме синсдвиговых деформаций, фиксируются также тесно сближенные серии даек габброидов, относящихся предположительно [следуя за Коваленко и др., 1995 г.] к меловым либо ольховому, либо успенскому (4-я фаза) комплексам. Все это было охвачено непрерывной геолого-структурной документацией. Между названными подсечениями разлом пунктирно прослеживается по поселку Авангард в отдельных рытвинах до коренных, где наблюдаются признаки тектонического рассланцевания тафуинских гранитоидов, и по водяным скважинам.

Северный фрагмент Авангардного сдвига представляет собой группу тесно сближенных субмеридиональных сколов-сместителей с пологими штрихами скольжения на их поверхностях, ориентированных почти параллельно линии берега, которая сопровождается зоной тектонической переработки локализованных в ней габброидов и вмещающих тафуинских гранитов в виде дробления, смятия и осветления этих пород. При этом вытянутость тел габброидов имеет преимущественно ССВ и субмеридиональную, реже ССЗ направленность. Поверхности сколов-сдвигов – от ровных и до волнообразных с пологой тектонической штриховкой. В межсдвиговом простран-

стве деформации зачастую приобретают складчатый или псевдоскладчатый стиль. Это выражается в формировании складок волочения (вплоть до рулонообразных) с пологими и крутыми шарнирами, куда вовлечены и тонкие дайковые тела габброидов. А параллельная контактам внутренняя слоеватость даек габброидов, равно как и вмещающих их тафуинских гранитоидов, субпараллельная сдвигам-сколам, обретает иногда складкоподобный вид.

Южный фрагмент фиксируется прежде всего по аномальному левостороннему развороту слоевидно построенной гранитоидно-сланцевой толщи в створе южного фланга АЛС, где она меняет свое простирание с исходного, почти поперечного к сдвигу (СЗ), на ССВ и, далее, на параллельное сдвиганию (С-Ю), как это видно на примере шовного сместителя этого фрагмента разлома, где геометрия левосторонних подворотов сланцев вкупе с обособлениями тафуинских гранитоидов очень сильно напоминает синсдвиговые флексуры в более молодых осадочных образованиях, в т.ч. того же Приморья. Прямо к западу от этой флексуры локализована серия даек меловых габброидов разной ориентации с доминантой СВ-ВСВ простирания.

Приводимые здесь диаграммы ориентировки разрывов и тел габброидов (рис. 1а-г) свидетельствуют о том, что названные естественные подсечения приходятся на два отличных друг от дру-

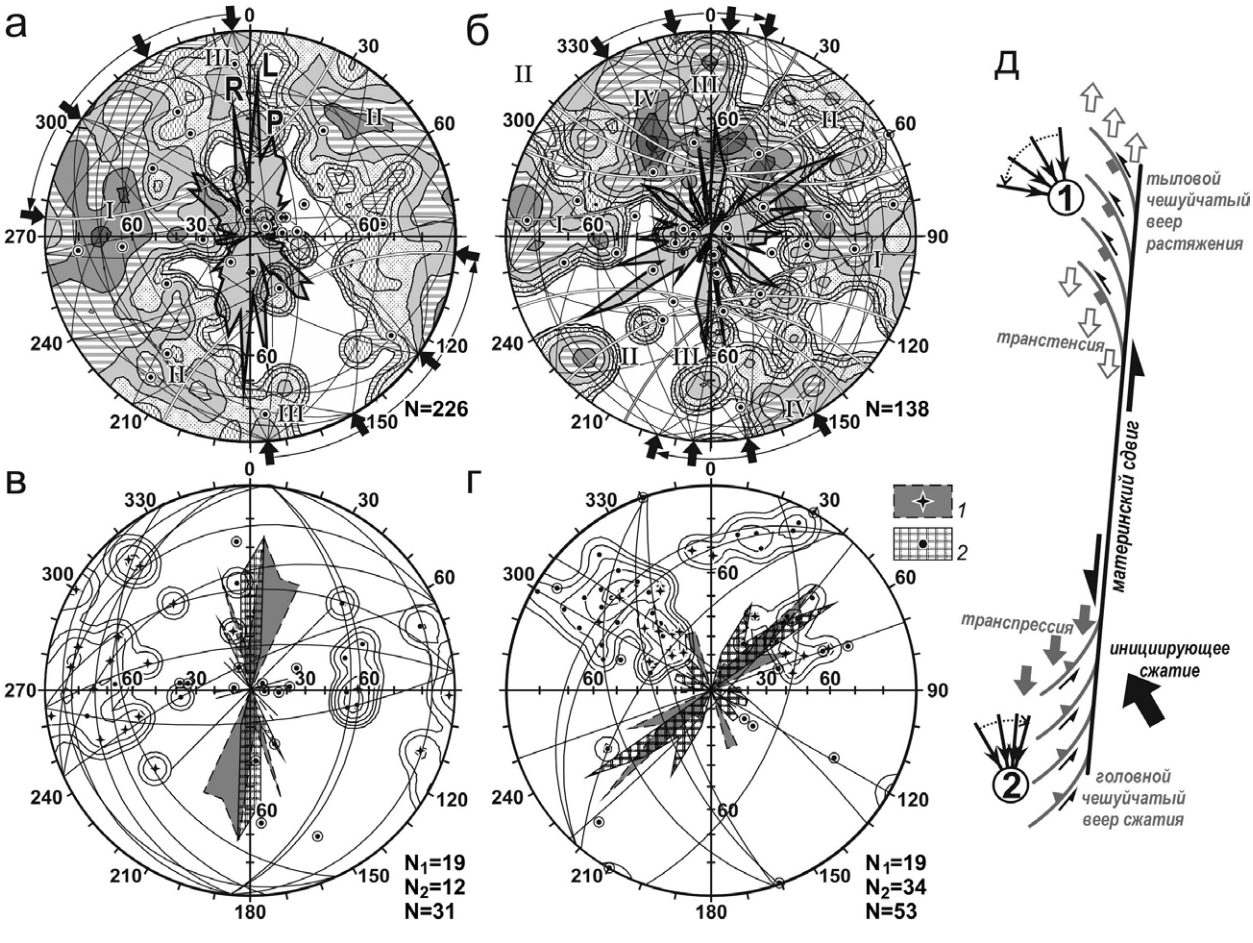


Рис. 1. Диаграммы ориентировки разрывов (а, б) и контактов меловых габброидов (в, г) и структурно-динамическая схема расположения зон присдвиговых полей напряжений и дочерних структур (д, по [3 с изменениями и дополнениями]) в зоне и западном крыле Авангардного левого сдвига.

На диаграммах (а-г) изображены: изолинии плотности полюсов разрывов, контактов габброидов со следами смещений (1) и без (2), %: 0.2-0.4-0.6-1-2-3-4-7 (а, б), 2-3-4-7-11 (в, г); их розы-диаграммы; пояса (дуги больших кругов) с осями (кружки); конусы (дуги малых кругов двойной линией) и оси сжатия (черные стрелки) с направлениями их разворота (дуги со стрелкой); системы разрывов (I-IV); N – количество замеров. На схеме (д) 1-2 – направление разворота сжатия в зонах транстенсии (1) и транспрессии (2). Остальные объяснения см. в тексте.

га в структурно-динамическом отношении ареала западного крыла АЛС.

Диаграммы по Северному фрагменту (рис. 1а, в) отражают прежде всего картину, очень типичную для инфраструктуры любой сдвиговой зоны. В самом деле, здесь проявлены главным образом только те системы разрывов, которые составляют основу структурного каркаса сдвиговой зоны. В нашем случае это в первую голову СЮ левые сдвиги I пространственной системы, распадающейся еще на 3 подсистемы, соответствующим R-, L- и P-сколам в общеизвестной схеме Риделя [3, 4 и др.]. Далее, это система СЗ разрывов (II система), куда входят и система ранних сопряженных с левыми собственно правые сдвиги, и антитетические R'-сколы, находящиеся в динамопаре с R-сколами, и более поздние сбросы/раздвиги, трансформированные частью (по мере развития Авангардного сдвига) в левые сдвиги высоких порядков. Последние, как оперяющие к сдвигу, на ощутимом удалении от него к западу начинают превалировать, фиксируя таким образом признаки проявления зоны присдвиговой транстенсии. Об этом же говорит и характер наложения локальных присдвиговых полей напряжения, который выражается на диаграмме (рис. 1а) в развороте фиксируемых ею осей сжатия влево, против часовой стрелки, от регионального [4 и др.] ССЗ 355° через СЗ 330° (основное для АЛС), СЗ 305° до, по крайней мере, субширотного ЗСЗ 275° (субнормального к сдвигу) сжатия, что отвечает схеме Муди и Хилла [1, 3 и др.]. Хотя, в дополнение к этой схеме, возможен доворот еще на 25-30° [1 и др.]. Кроме названных, отбиваются еще субширотные разрывы III системы, поперечные к региональному ССЗ сжатию или (более пологие) к направлению сдвигания, заложившиеся, соответственно, как самостоятельные взбросы либо как присдвиговые инерционные.

Сказанному не противоречат и особенности морфологии тел габброидов, контролируемых теми же элементами инфраструктуры Авангардного сдвига (ср. рис. 1а и 1в). Особенно отчетливо это заметно при сравнении роз-диаграмм на рис. 1а и 1в. При этом роза-диаграмма контактов тел габброидов (рис. 1а) подчеркивает также, что контакты без следов смещений отклонены влево от контактов со следами таковых. Вторые таким образом фиксируют в телах габброидов звенья скольжения (левостороннего сдвигания), а первые — звенья приоткрывания (растяжения) при них.

Диаграммы же по Южному фрагменту (рис. 1б, г) однозначно указывают на обстановку фронтального присдвигового сжатия (транспрессии). Об этом говорит и характерное для таких зон [3 и др.] преобладание систем оперяющих взбросов и надвигов (субширотные, СВ-ВСВ разрывы III-IV систем и промежуточные разности) при широком проявлении правых сдвигов (II система) и подавлении развития левых сдвигов I системы (трансформировавшихся нередко в сбросы). То же дает и фиксируемая узором диаграммы обстановка одноосного сжатия, в целом параллельного сдвигу, но с типичной для транспрессии тенденцией поступательного наложения его локальных проявлений с разворотом осей сжатия вправо, по часовой стрелке, на угол, если брать от основного сжатия СЗ 330°, до 45°. Тела габброидов здесь, как и в Северном фрагменте, опять же наследуют геометрию присдвиговых деформаций (ср. рис. 1б и 1г), хотя и опосредованно, поскольку характер распределения замеров их контактов больше отвечает уже обстановке одноосного растяжения, но тем не менее улавливается и влияние левосдвиговых дислокаций, судя по отклонению влево контактов габброидов без признаков смещения относительно несущих таковые (рис. 1г).

Сказанное выше достаточно наглядно иллюстрируется схемой 1д.

Таким образом, Авангардный сдвиг вместе с комплексом сопутствующих ему дислокаций (рис. 1) является еще одним наглядным свидетельством в пользу справедливости набирающего силу синергетического подхода к изучению разломов как генераторов и регуляторов полей напряжений. А архитектура и морфология роев даек меловых габброидов, аналогичных рассмотренным, могут рассматриваться как индикаторы локальных полей напряжений, которые вполне могут стать хорошим подспорьем при изучении инфраструктуры и взаимоотношений разрывов различного, не только сдвигового, генезиса.

Работа выполняется при поддержке гранта ДВО РАН (проект 09-III-А-08-405).

ЛИТЕРАТУРА

1. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: Мат. Всеросс. Совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 112-114.

2. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (Южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология, 2010. Т. 29. № 4. С. 64-81.

3. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.

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

Динамика позиционирования и структурирования террейнов, сшивающих и перекрывающих комплексов в южном обрамлении Ханкайского массива

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

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, nevpeter@yandex.ru

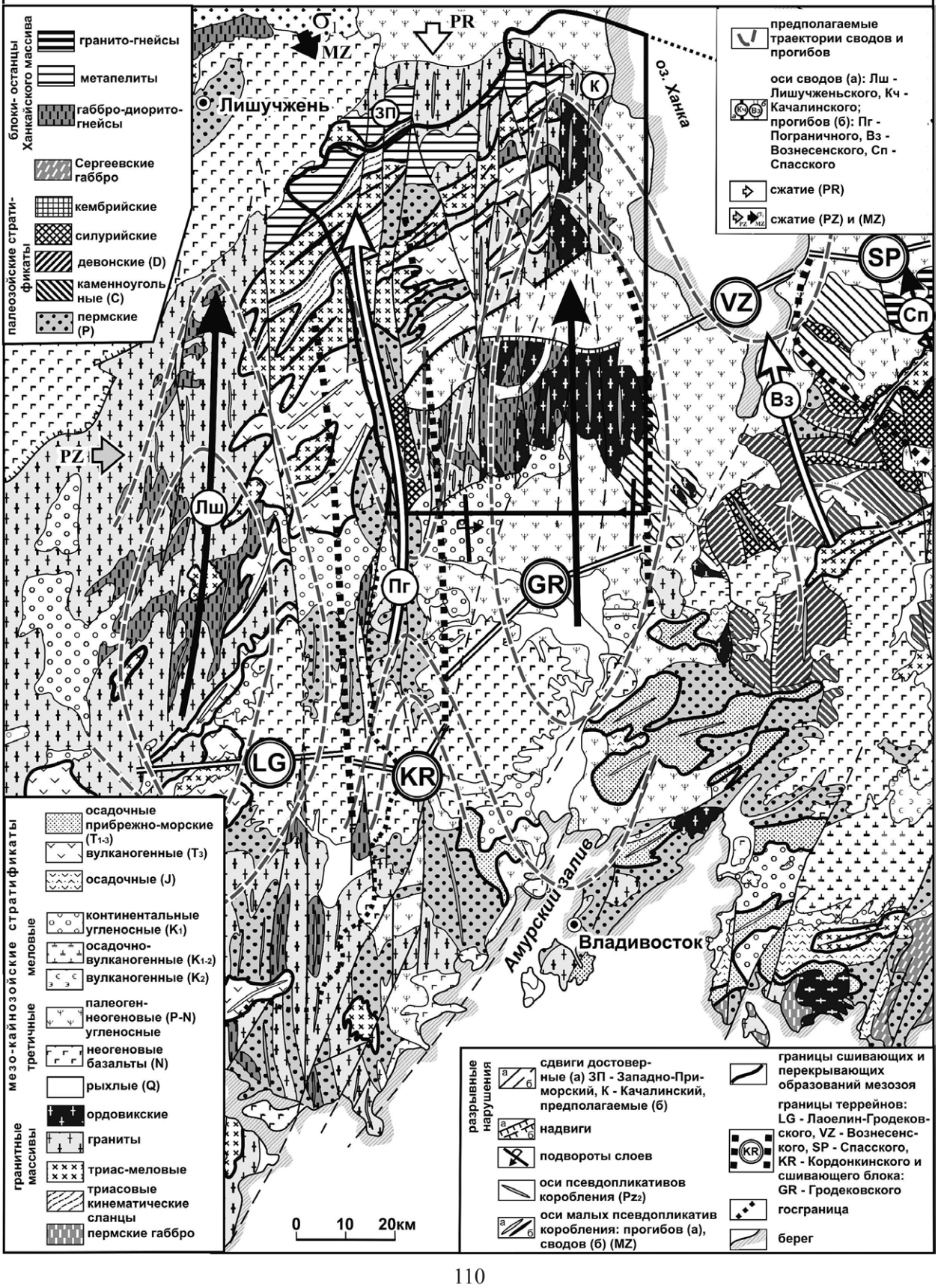
Структурно-динамические исследования южного обрамления Ханкайского массива проведены при доизучении площадей масштаба 1:200 000 (ГДП -200) (рис.). Здесь вместо структурно формационных зон (СФЗ) [1] выделены: Лаоелин-Гродековский (LG), Вознесенский (VZ) и Спасский (SP) террейны [5]. Результаты наших исследований показывают, что террейны объединены некоторой структурной общностью: в каждом из них проявлены три деформационных плана. Каждый план соответствует собственному геодинамическому периоду фанерозоя: позднепротерозойско-раннепалеозойскому (PR) с доминантой близмеридионального сжатия, средне-позднепалеозойскому (PZ) при преобладании субширотного сжатия и мезозойско-кайнозойскому (MZ), когда главенствовало сжатие ССЗ направления. В соответствие с динамическими условиями этих периодов структурированы сшивающие и перекрывающие комплексы вплоть до кайнозойских, угленосных.

В протерозойско-раннепалеозойский период (PR) *меридиональное сжатие (СЮ) – ось* σ_1, *при субгоризонтальной оси* σ_2 обусловило складчато-надвиговый режим и пологую, вергентную к северу складчатость в рифейских габбро-диорито-гранито-гнейсах, метапелитах кристаллического основания, проявленную в террейнах и мелких ядрах, не переориентированных позднее процессами сшивания. Затем, *СЮ сжатие, но при крутой* σ_2, привело к дезинтеграции фундамента на СЮ приподнятые и опущенные крупные и мелкие блоки-ядра, с широтной внутренней структурой. Опущенные – депрессионные Вознесенская и Кордонкинская рифтогенные структуры – аккумулировали базальтово-кремнисто-терригенные, вулканогенные, известняковые и переходные стратифицированные образования палеозоя. Приподнятые Спасский, Гродековский и Лаоелин-Гродековский блоки (рис.) стали на тот период выступами рифейско-кембрийских метаморфитов. Те и другие блоки по главным сходным и отличительным признакам обозначились как террейны. Так Вознесенский террейн (VZ) близко совпадает с Вознесенским прогибом. Качалинский свод в рамках логической линии террейновой терминологии можно назвать сшивающим Гродековским блоком (GR). По-видимому, придерживаясь террейновой концепции, следует выделять и сложенный толщами палеозоя Кордонкинский террейн (KR) – принципиально аналогичный Вознесенскому (VZ). Первый из них гораздо интенсивнее тектонитизирован, вероятно, поэтому, он представляет собой достаточно узкий блок, в рамках которого обнажены лишь силурийские и пермские осадочные комплексы. Синхронизированы с этим и крупные меридиональные Западно-Приморский, Качалинский и серии сближенных сбросов и сдвигов.

В средне-позднепалеозойский период (PZ) доминировало *субширотное сжатие* σ_1 и фронтальное сплющивание, с пологой σ_2. Сформированы унаследовано-наложенные прогибы: Вознесенский (Вз) и Пограничный (Пг), и своды: Спасский (Сп), Качалинский (Кч), Лишучжень-

Структурно-динамическая схема южного обрамления Ханкайского массива

составлена П.Л. Неволиным с использованием материалов [4, 5; Белянский и др., 2006 г.; Кутуб-Заде и др., 2002 г., 2010 г.]



ский (Лш). Сводообразование тесно связано со сшивающей гранитизацией и структурированием ее производных. Своды и прогибы – крупные элементы архитектуры всего юго-западного Приморья. Сшивающая гранитизация, наиболее изучена в *Качалинском своде*. Меридиональная ось свода обозначена цепью останцев древних пород, гранитизированных, в ордовике и поздней перми, область развития их определялась как Гродековский батолит, разделенный, по ГДП-200 несколько субъективно, на более мелкие массивы. Гранитизация происходила путем замещения рифейских и палеозойских комплексов без переориентировки и искажения их структурных рисунков. В поле широтного сжатия совершенно закономерно, что конфигурация в плане массивов палеозойских гранитов имеет вид крупных меридиональных линз. Ордовикские и пермские граниты сконцентрированы в ядре Качалинского свода и образуют в плане закономерную для антиформы подковообразную конфигурацию. *Прогибы и своды* осложнены дополнительными мелкими геометрически подобными 2-4 порядков субмеридиональными складками. Среди них выделяются обычные складки по осадочным породам с развитием кливажа и будинажа; складки в метаморфических породах, которые возникли, вероятно, путем динамических преобразований вещества, теневые складки в сшивающих гранитах, а также вторичные – сколовые – складки, проявленные по самим гранитам. Они являются, преимущественно, складками продольного сжатия [6]. Меридиональные разрывные деформации оказались главным образом трансформированными в надвиго-взбросы.

К сшивающим и перекрывающим относятся и комплексы, локализованные в структурах ***мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ)*** с доминантой северо-северо-западного сжатия. Сжатие предопределило новый структурный план, состоящий опять-таки из чередующихся сводов и прогибов, но ВСВ направления, овеществленных уже позднетриасовыми гранитными интрузивами и преимущественно средними вулканогенными образованиями триаса и юры. Те и другие сшивают террейны точно гвозди (45×3 км^2). Гранитизация также тяготеет к антиформным сводам. Стратифицированные образования смяты в дополнительные складки. Здесь проявлены экструзивы, контролируемые крутопадающими СЗ раздвигами. По такому же механизму, выразившемуся в сочетании структур сжатия и растяжения, формировались меловые и третичные угленосные депрессии, которыми обозначены новые импульсы ССЗ сжатия. Фронтально впадины ограничиваются надвигами или взбросами одинаковой, либо разной полярности, на что указывает характер асимметричного строения ложа впадин, а на их флангах развиты крутые сбросы СЮ и СЗ направления, производные растяжения в условиях доминанты левосдвиговых смещений, характерной для мезозойского и кайнозойского развития Приморья. В левые сдвиги оказались преобразованными серии ранее заложенных меридиональных разломов, в том числе Западно-Приморский и Качалинский.

Итак, геодинамические процессы оставили вполне расшифровываемые фактологические признаки, способные прояснять и доказывать представления о природе, в том числе и террейнового строения земной коры, следовательно, и о главных чертах минерагении. Представления о связи минерагении и тектоники в целом изложены ранее [2]. Установленные геодинамические периоды в эволюции юго-запада Приморья обеспечили интерференционную структурную картину, выразившуюся в разделении площади на террейны, их сплющивании с унаследованным наложением сводов и прогибов и последующем в мезозое дальнейшем сшивании при преимущественно трансляционных (скользящих) – надвиговых и сдвиговых дислокациях. Установленные ортогональные переориентировки сжатия, по-видимому, связаны с ротационным механизмом деформаций, обусловленных изменениями латеральных смещений Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, вызванным ускорением и замедлением вращения Земли, согласно ранее обоснованным представлениями [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: в 3-х частях. Часть III Основные черты тектоники и истории развития // Препринт. Дальневост. Геол. ин-т. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.

2. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н. Западное Приморье: геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-299.

3. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций // Докл. АН СССР, 1979. Т. 249. № 2. С. 425-429.

4. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология, 2007. Т. 26. № 4. С. 3-21.

5. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.

6. Ramberg H. Evolution of drag fold. Geol. Mag. V. 100. N. 2. 1963. P. 97-106.

Формирование зональности в обстановках коллизии на примере системы Букантау – Южно-Ферганских глубинных разломов

Нуртаев Б.С.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан
100041, Узбекистан, г. Ташкент, ул. Ходжибаева, 49

Расмотрение территорий сутурных зон с позиции современной геодинамики, позволяет существенно по-иному трактовать его строение и эволюцию [1, 2, 3, 4]. Однако сложная покровно-складчатая тектоника Южного Тянь-Шаня, широкое развитие осадочных и тектонических микститов и явлений переотложения фауны приводят к тому, что остается место для сомнений в правильности выводов и надежности данных, использованных для их обоснования.

Южный Тянь-Шань представляет собой дивергентный складчато-надвиговый пояс, сформировавшийся в результате закрытия Туркестанского палеоокеанического бассейна в позднемосковское время на северной (Букантау-Кокшаальской) и южной (Восточно-Алайской) окраине Алай-Таримского микроконтинента. В структурном отношении он представляет собой серию аккреционных комплексов: докембрийский (кремнисто-вулканогенные толщи); раннепалеозойский (карбонатно-терригенный флиш и черносланцевые толщи); два среднепалеозойских (катармайский и терригенно-вулканогенно-кремнистые образования туркестанского палеоокеана). Эти комплексы находятся в шарьяжно-складчатых взаимоотношениях и перекрываются позднепалеозойскими молассами краевых прогибов и вулканогенно-осадочными формациями Палеотетиса [2].

Офиолитовая ассоциация прослежена по всему протяжению Южного Тянь-Шаня от Южного Приаралья до Восточного Тянь-Шаня, что позволяет говорить о единой области с океаническим строением – Туркестанском океане. Формации океанского или аккреционного происхождения примыкают к окраине Срединного Тянь-Шаня, образуя здесь Южно-Тяньшанскую сутуру. Граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем в основном погребена под чехлом моласовых 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].

Аллохтонные комплексы океанической коры шарьированы на разрезы Кызылкумо-Алайского пояса. Главная роль в строении этого пояса принадлежит осадочным и вулканогенным толщам от позднего рифея до верхнего карбона.

Докембрийские образования широко распространены в Кызылкумах и Нуратинских горах, они слагают небольшие тектонически обособленные выходы в ядрах антиформных структур. К ним относят метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенно-кремнистые и кремнисто-терригенные породы. Сформировав в позднем докембрии аккреционный пояс, они стали основанием Южно-Тяньшаньского складчатого комплекса.

Кембрийские породы, распространены слабо, они представлены карбонатно-терригенным флишем, и обнажены в виде вытянутых узких полос. Известняки с фауной нижнего, среднего и верхнего кембрия слагают олистолиты в олистостромах и глыбы в тектоническом микстите в Тамдытау и Нуратау. Верхнекембрийские породы представлены мелководными карбонатными осадками с бентосной фауной и отложениями континентального склона – карбонатно-терригенными турбидитами с конодонтами и глинисто-кремнисто-карбонатными осадками с конодонтами и радиоляриями. Породы ордовика – это глубоководные осадки: алевроглинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, известково-углеродисто-глинистые сланцы.

Ордовикские и нижнесилурийские образования представлены многократно повторяющимися фрагментами разреза различных, в том числе и граптолитовых, сланцев (2000-4000 м) глубоководной седиментации, образуя раннепалеозойский аккреционный комплекс.

Окраины Алай-Таримского континента в среднем палеозое оставались пассивными. На континенте в разных районах происходили процессы рифтогенеза, сопровождаемые вулканизмом. В Кызылкумах и Восточном Тянь-Шане присутствует угловое несогласие, свидетельствующее о складчатости в силуре. В позднем силуре обстановка осадконакопления существенно меняется. Происходит дифференциация тектонического рельефа, возникают относительные поднятия и прогибы, в которых формируются различные типы осадков. Венлок и верхний силур включают вулканомиктовый материал известково-щелочного состава, конгломераты и известняки. Это должно указывать на образование верхних слоев силура в результате размыва островодужной постройки и в целом переход региона к конвергентному развитию, включая субдукцию, связанный с ней вулканизм и сокращение площади бассейна. Переход от силура к девону в континентальном типе Южного Тянь-Шаня сопровождается сменой терригенных пород карбонатными. Последние накапливались вплоть до середины московского века среднего карбона. Верхняя часть этого яруса, как правило, представлена флиш-олистостромовой толщей, формировавшейся во фронтальных частях тектонических покровов герцинского коллизионного этапа.

В раннекаменноугольное время от Алай-Таримского континента откололся Каракумский блок и между ними возник Гиссарский рифт с океанической корой, который на востоке был открыт в Куньлунский океанический бассейн. В позднем карбоне рифт был закрыт и Каракумский террейн соединился с Алай-Таримским.

В визейском веке возобновилась субдукция туркестанской океанической коры под Казахстано-Киргизский континент. К середине московского века туркестанская океанической кора была полностью субдуцирована и произошла коллизия. Субдукция океанической коры перешла в континентальную. Следствием этого было начало процесса формирования южно-тяньшанских коллизионных шарьяжей.

Верхнепалеозойские отложения Южного Тянь-Шаня отличаются преимущественно терригенным составом, причём нижняя часть толщи характеризуется сланцами, песчаниками, известняками, а верхняя – конгломератами.

Таким образом, система Букантау – Южно-Ферганских глубинных разломов – это протяжённый долгоживущий тектонический шов, сочетающий в своём строении глубинную крутопадающую зону разграничения кор разного типа с офиолитовой сутурой – выходом на поверхность

среднепалеозойских океанических и островодужных комплексов. Такое сочетание возникло закономерно в связи со сближением края континента с субдукционной зоной и последующей обдукцией океанической коры по той же зоне [3].

Этой системой нарушений породы разбиты на многочисленные блоки, будины – линзы и пластины самых различных размеров. Внутренняя структура пластин и блоков представлена фрагментами разрезов различных формаций разного возраста, часто принадлежащим различным зонам и подзонам и имеют очень пестрый литологический состав. Характерно почти полное отсутствие нормальных стратиграфических взаимоотношений между слоистыми толщами, проявление продуктов базальтоидного магматизма, развитие шарьяжных структур.

Складчатая система Юго-Западного Тянь-Шаня отделяется Зеравшанским разломом, протягиваясь от гор Кульджуктау (на западе), через Зирабулак-Зияэтдинские возвышенности, к Зеравшанскому и Гиссарскому хребту, охватывая Байсун-Кугитангскую зону.

Наиболее древние породы – метаморфические и интрузивные образования условно рифейского возраста, представленные мета-вулканогенно (базальт-андезитовая, базальт-риолитовая) – терригенной, гипербазитовой, габбро-диабазовой формациями, сформированными в условиях континентального рифтогенеза. Этот комплекс пород относится к основанию Каракумо-Таджикского микроконтинента.

Ордовик представлен терригенными, вулканогенно-терригенными и метатерригенными формациями, накапливавшимися в условиях островной дуги и подводного рифтогенеза.

Начиная с силура и до раннего карбона включительно, в условиях шельфа пассивной окраины континента формировался осадочный карбонатный чехол.

Закрытие Туркестанского палеобассейна в среднекарбоновое время сопровождалось коллизией с внедрением, на заключительных этапах, в образовавшуюся аккреционную призму гранитоидов S-типа, а ближе к зоне столкновения и I-типа. Последние, как правило, сопровождаются широко проявленной свитой жильных пород (диабазы, гранитоид-порфиры, лампрофиры). Для пород также характерны метасоматические изменения – фельдшпатизация и пропилитизация. Эти комплексы объединены в Южно-Тянь-Шаньский коллизионный гранитоидный пояс C_3-P_1 [4].

В междуговом бассейне при коллизии Казахстанского с Устюртским и Алайским микроконтинентами в позднем карбоне – перми формировался вулканогенно-молассовый комплекс.

Часть интрузий гранитоидного ряда, главным образом А-типа, отнесены к Западно-Узбекистанскому тыловодужному магматическому поясу Палеотетиса P_1. Они развиты в основном в южной части территории, образуя вытянутую в северо-западном направлении, более чем на 1000 км полосу, шириной не менее 250 км. Обнаженные и частично обнаженные массивы известны в Кызылкумах, Нуратау, Южном Гиссаре и Байсун-Кугитангских горах [5].

Вулканогенно (трахибазальт-трахиандезитовая)-терригенная P_1 и моллассовая P_2-T_1 формации, широко развитые в пределах Восточно-Устюртского, Бухаро-Амударьинского и в гораздо меньшей степени Байсун-Кугитангского районов, представляют задуговой бассейн Палеотетиса P-T_1. Эти образования перекрыты мощным чехлом мезозоя-кайнозоя и вскрыты буровыми скважинами.

Крупные месторождения рудных полезных ископаемых зарождаются, эволюционируют и консервируются в шовных зонах – длительно функционирующих зонах высокой проницаемости, дренажа и сдвиговых деформаций, развивающихся на границах тектонически разнородных сред. Они концентрируются в узлах многократного подвода энергии и вещества, фиксируемых высокоградиентными аномалиями геофизических и геохимических полей, полихронными проявлениями метаморфизма, магматизма и пневмато-гидротермальных процессов [6].

Блоково-ступенчатое строение Южно-Тяньшаньского аккреционного пояса [7] отчетливо подчеркивается региональным смещением зон по конседиментационным разрывам (трансформным разломам?) «антитяньшаньского» северо-восточного направления – Букантауского, Тамдытауского, Западно-Нуратинского, Нуратинского и Джизакского (рис. 1).

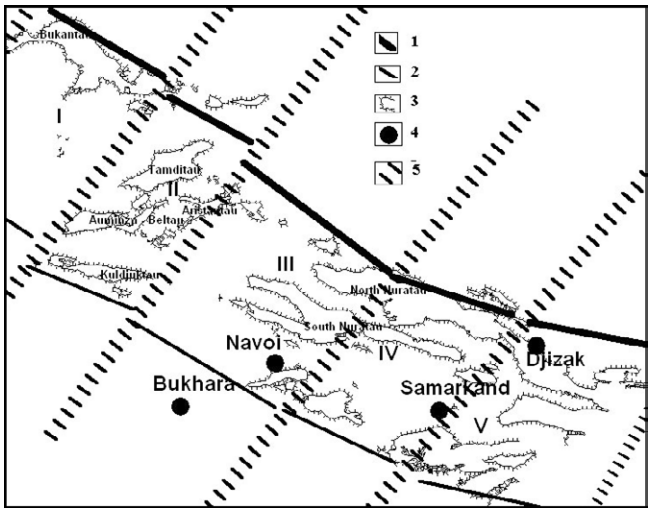


Рис. 1. Схема геотектонической зональности западной части Южного Тянь-Шаня.
1 – сутурная зона Южного Тянь-Шаня; 2 – южная ветвь Южнотяньшанских герцинид; 3 – выходы палеозоя; 4 – города; 5 – северо – восточные (трансформные?) разломы. Геотектонические блоки: I – Букантауский; II – Тамдытауский; III – Западно-Нуратинский; IV – Нуратинский; V – Джизакский.

Для структурно-металлогенических зон характерен однотипный, но достаточно контрастный по отношению к другим зонам состав геологических формаций (осадочный, осадочно-метаморфический, магматический и гидротермально-метасоматический), генетические и исторические особенности размещения и формирования, геохимическая и металлогеническая специализация. В пределах блоков вскрываются однотипные для данной зоны геологические формации, отличающиеся фациальными условиями образования (глубина, температура, окисло- и щелочнометалльность и т.д.) или масштабом вскрытия формаций на современном эрозионном срезе.

С Южно-Тяньшаньским аккреционным поясом связаны, главным образом, золоторудные и серебро-золоторудные месторождения, месторождения урана и железа. При этом Букантауская часть имеет отчетливую золото-вольфрамовую специализацию. Тамдытауский сектор получил широкую известность во всем мире своими золотыми, а также урановыми месторождениями, с минерализацией золото-серебряного профиля, Западно-Нуратинский характеризуется урановыми и в меньшей степени золоторудными, Нуратинский – золотыми и вольфрамовыми, Джизакский – месторождениями полиметаллов.

ЛИТЕРАТУРА

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

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

3. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А., Пятков А.К. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 151 с.

4. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1993. 207 с.

5. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Гл. ред. Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов. Ташкент: Университет, 1998. 723 с.

6. Нуртаев Б.С., Харин В.Г. Северо-Нуратинский глубинный разлом: строение и этапы формирования. Материалы конференции «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 84-90.

7. Нуртаев Б.С. Глубинное строение Западного и Южного Узбекистана по данным сейсмотомографии. Мат. науч. конф. «Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение». Ташкент: «Фан», 2005. С. 280-282.

Условия формирования химического состава минеральных источников Хэнтэй-Даурского поднятия

Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г.

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, irig@crust.irk.ru

Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие (ХДП) представляет собой восточный сегмент крупной структуры, возникшей в результате коллизии трех литосферных плит: Евразийской, Индостанской и Амурской. Это горная страна, разделяющая бассейны рек Северного Ледовитого и Тихого океанов. Основную роль в геологическом строении территории играют гранитоиды мезозойского возраста. Подчиненное значение имеют осадочно-метаморфические отложения палеозоя. Четвертичные отложения представлены водно-ледниковыми образованиями, склоновым делювием и аллювием долин рек.

Современная морфология ХДП сформировалась в результате складчато-глыбовых неотектонических движений, которые сопровождались образованием глубоких разломов. К этим разломам приурочены выходы термальных вод. Современная гидротермальная деятельность свидетельствует об активном геодинамическом режиме территории ХДП. Источники термальных вод также широко распространены в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), развивающейся в отличие от смежных коллизионных структур, в условиях растяжения и характеризующейся высокой сейсмичностью. Основным параметром, характеризующим отличия термальных вод, формирующихся в условиях растяжения и сжатия, может служить их анионный состав. Если в термальных источниках БРЗ, расположенных на относительно низких абсолютных отметках (примерно на уровне впадины оз. Байкал) создаются условия для формирования сульфатного состава вод [2], то на территории сводовых поднятий гидротермы имеют гидрокарбонатный состав.

В настоящее время на территории ХДП зафиксировано 10 очагов разгрузки термальных вод с температурой от 20 до 86° С, изученность которых до последнего времени оставалась на уровне 60-х годов XX в. [4]. В 2011 г. опубликована работа [3], в которой дается развернутая физико-химическая характеристика 3-х термальных источников ХДП: Былыринского, Улурийского (12 ключей) и Кыринского зимнего.

Настоящее сообщение посвящено описанию результатов обследования некоторых минеральных источников ХДП в период 2007-2010 гг. Исследования проводились в рамках научного сотрудничества с Сохондинским заповедником в России, в Монголии – совместно с обществом врачей-курортологов этой страны (табл. 1).

Источники Ендинский, Нижний Салбартуй и Талачинский имеют относительно низкую температуру для термальных вод, но повышенные концентрации фтора и кремнекислоты, присутствие сероводорода, который в соответствии с величиной pH содержится в основном в виде гидросульфид-иона позволяют считать их своеобразными реликтами гидротерм, которые имели в относительно недалеком прошлом более высокую температуру. Анализ химического состава воды произведен в лаборатории ИЗК СО РАН, значения Eh определены в поле (табл. 2).

В водорастворенном газе термальных источников территории преобладает азот. По данным сокращенного анализа, произведенного в лаборатории ИЗК СО РАН (не определялись содержания водорода, метана и благородных газов) доля азота составляет 95-99%. Анализ газового состава воды источника Халуун-Ус произведен методом газовой хроматографии в лаборатории НПФ «Экосервис» (г. Иркутск). Содержание аргона определено по разности, результат анализа пересчитан на безвоздушную форму (табл. 3).

В газовом составе изученных источников велика концентрация растворенного гелия. По данным определений с помощью прибора ИНГЕМ-1 его содержание составило: Халуун-Ус – 1.93×10^{-3};

Таблица 1. Основные сведения об изученных источниках

Источник	Дата обследования	Координаты	Абс. отметка, м	Тводы, °С	Измер. дебит, л/с
Халуун-Ус, Монголия	28.03.2007	48°57,249′с.ш. 109°00,697′в.д.	1420	86	1.4
Верхне-Ингодинский, Россия	09.07.2008	49°54,661′с.ш. 111°10,862′в.д.	1375	29.5	0.1
Ендинский, Россия	12.07.2008	49°29,802′с.ш. 110°47,760′в.д.	1250	6.3	0.03
Нижний Салбартуй, Россия	15.07.2008	50°01,333′с.ш. 111°49,618′в.д.	1150	6.1	< 0.01
Семиозерский, Россия	10.02.2009	49°39,105′с.ш. 110°27,359′в.д.	1470	35.7	1.5
Талачинский, Россия	24.04.2010	49°50,972′с.ш. 111°41,910′в.д.	1070	12.8	0.015
Естий, Монголия	02.08.2010	48°36,128′с.ш. 107°50,505′в.д.	1450	35.3	3.0

Таблица 2. Химический состав воды источников (мг/л)

Показатели	Источники						
	Халуун-Ус	Верхне-Ингодинский	Ендинский	Нижний Салбартуй	Семи-озерский	Талачинский	Естий
pH	8.85	8.65	8.55	7.60	8.10	8.95	9.00
Eh, мВ	-212	-291	-194	-134	-232	не опр.	-113
K^+	2.14	0.99	0.45	1.40	1.31	1.37	1.39
Na^+	48.95	50.00	65.50	75.25	54.60	60.38	52.38
Ca^{2+}	2.00	3.40	3.21	9.02	3.01	1.80	1.60
Mg^{2+}	0.24	0.73	0.61	0.85	0.24	0.85	0.24
HCO_3^-	109.83	89.09	64.68	141.56	89.09	95.80	84.21
CO_3^{2-}	3.60	1.80	1.20	0.00	0.60	4.80	4.20
Cl^-	10.64	14.18	44.67	29.43	7.45	17.37	10.64
F^-	9.60	6.30	7.20	10.00	9.88	10.25	7.00
SO_4^{2-}	4.00	14.00	26.13	10.00	36.21	12.76	31.69
NO_3^-	0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.44	< 0.44
H_4SiO_4	222.2	135.0	96.2	105.0	144.9	156.2	111.1
H_2S+HS^-	0.10	1.67	1.79	1.11	4.09	0.28	0.08
Минерал.	413.7	315.5	309.8	382.5	347.3	361.6	304.5

Таблица 3. Газовый состав воды источника Халуун-Ус

Вид газа	Содержание в % об.						Газонасыщенность, мл/л
	He	H_2	CO_2	Ar	N_2	CH_4	
Свободный	0.016	4.96	1.61	8.91	84.41	0.095	
Растворенный	0.179	0.005	0.506	1.99	97.33	0.0007	50

Верхне-Ингодинский – 1.97×10^{-2}; Ендинский – 3.12×10^{-2}; Нижний Салбартуй – 1.9×10^{-1}; Семиозерский – 8.61×10^{-3}; Естий – 6.37×10^{-3} мл/л при величине атмосферного фона 5.2×10^{-5} мл/л.

ХДП относится к территориям, где происходит взаимопроникновение гидроминеральных провинций азотных термальных и холодных углекислых вод. Этот регион на границе мезозоя и кайнозоя характеризовался «пульсационным» тектоническим режимом [1], а в настоящее время здесь происходит затухание гидротермальной деятельности. Термальные воды здесь имеют гидрокарбонатный натриевый состав. По периферии сводовых поднятий широко развиты холодные углекислые воды, связанные с остывающими магматическими очагами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дислер В.Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971. Т. XLVI(3). С. 114-124.

2. Замана Л.В. О происхождении сульфатного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны. // Доклады РАН, 2000. Т. 372. № 3. С. 361-363.

3. Замана Л.В., Аскаров Ш.А. Физико-химические характеристики азотных термальных источников бассейна реки Кыра (Юго-Восточное Забайкалье). // Ученые записки Заб ГГПУ. Чита, 2011. № 1. С. 173-178.

4. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. I. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 345 с.; т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 199 с.

Происхождение и механизмы формирования глубинных структур окраинно-материковых террейнов Сихотэ-Алиня (Таухинского, Кемского, Киселевско-Маноминского)

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхима, 4

Сихотэ-Алинская складчато-надвиговая системы (САСНС) располагается в Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинском орогенном поясе [1] и ее геологическое строение характеризуется тесной пространственной сопряженностью различных по возрасту, составу, формам и происхождению тектонических и магматических тел и структур: блоками и глыбами протерозойских и палеозойских метаморфических комплексов, юрско-меловыми, преимущественно аллохтонными терригенными, карбонатными и вулканогенно-кремнистыми толщами, позднепалеозойскими и меловыми гранитоидами. Более, чем на треть, аккреционные и складчато-надвиговые комплексы Сихотэ-Алиня перекрыты вулканическими поясами: Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинскими. Последние 20 лет образование и эволюция тектонических комплексов Сихотэ-Алиня трактуются [1, 2] исходя из террейновой концепции. Здесь выделяют метаморфические террейны континентального происхождения (Матвеевско-Нахимовский, Сергеевский), турбидитовые террейны аккреционных призм (Самаркинский, Журавлевский) и террейны неясного (континентального, островодужного или океанического ?) происхождения в Прибрежной зоне САСНС (Таухинский, Кемский, Киселевско-Маноминский). Вопреки современным геологическим данным о преобладающей роли горизонтальных движений при формировании структур САСНС [1, 2], геофизические модели до сих пор поддерживают [3] архаичную концепцию прогиба кровли «гранитно-метаморфического» слоя и подошвы земной коры Сихотэ-Алиня под мезозойскими складчатыми комплексами.

Новая гравитационная модель глубинного строения САСНС [5] построена с помощью внутренне однозначных формализованных расчетных процедур [4, 5], не требующих привлечения априорной геолого-геофизической информации на начальном этапе моделирования, и предварительных тектонических концепций. В этих процедурах гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами в традиционном горно-породном смысле, а характеризуют только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства, отражаю-

щей его реологические свойства [4]. В результате вычислений, методика которых описана в работах [4, 5], в южном и северном районах САСНС построены 45 разрезов, описывающих распределения градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z-параметра), эквивалентных многосвязным системам плотностных неоднородностей компактного типа.

В опорных разрезах Южного Сихотэ-Алиня, совпадающих с разрезами сейсмических зондирований (рис. 1-г), распределения μ_z-параметра хорошо согласуются с положением главных скоростных (в большинстве – отражающих) границ: поверхности кровли нижнего («базальтового») слоя и подошвы земной коры, за исключением прибрежных районов Сихотэ-Алиня, в которых эти границы прослеживаются не уверенно. В обоих разрезах сейсмические границы очерчивают клинообразный максимум градиентов плотности (жесткий слой), простирающийся со стороны Матвеевско-Нахимовского террейна под мезозойские складчато-надвиговые комплексы. В этих и большинстве других разрезах САСНС ясно проявлены асимметрия глубинных структур Сихотэ-Алиня и дискордантные взаимоотношения нижнекорового и среднекорового жестких тектонических слоев (соответствующих максимумам μ_z-параметра) – плавное юго-восточное погружение

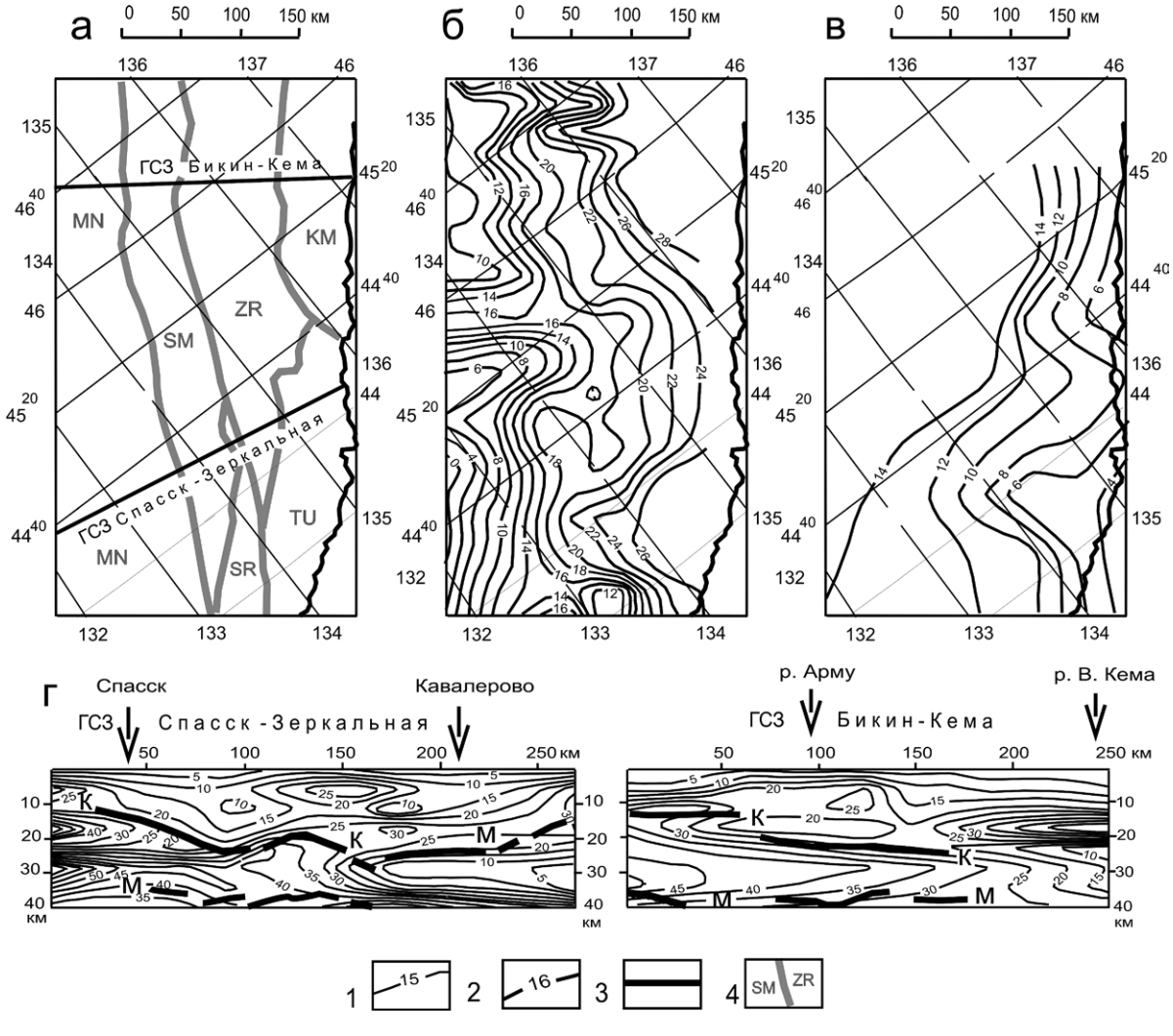


Рис. 1. Террейны (а), статистический рельеф кровли континентальной (б) и океанической (в) коры; распределения градиентов плотности в сейсмических разрезах (г) Южного Сихотэ-Алиня.
1 – изолинии градиента сферической плотности (1 усл. ед. = 10-2 кг/м2/км); 2 – изолинии глубин залегания кровли жестких слоев, км; 3 – скоростные границы Конрада (К) и Мохо (М); 4 – границы террейнов [1]: MN – Матвеевско-Нахимовского, SM – Самаркинского, ZR – Журавлевского, SR – Сергеевского, TU – Таухинского, K – Кемского.

континентального нижнекорового слоя и противоположное погружение прибрежно-материкового тонкого среднекорового жесткого клина, с надвиганием второго на первый. На втором этапе моделирования значения глубин залегания кровли жестких слоев вынесены на планы и построены структурные схемы «статистического рельефа» кровли кристаллической континентальной коры (соответствующей границе Конрада) в западной части САСНС (рис. 1-б) и океанической коры (рис. 1-в) – в ее восточных районах. В рельефе статистических гравитационных границ отчетливо проявлены противоположные горизонтальные тренды распределений плотностных неоднородностей в западных и восточных районах Сихотэ-Алиня. Угловое несогласие между структурами рельефа кровли континентальной и океанической коры может быть следствием сдвиговой составляющей [1] при надвигании океанических пластин на континентальную кору.

На территории, относящейся к Матвеевско-Нахимовскому террейну (Ханкайскому массиву), позиционируются два блока, различающихся гипсометрическим положением статистической границы: южный и северный. В южном приподнятом блоке обнажаются архейско-протерозойские метаморфические комплексы, а северный опущенный – соответствует Алчанской зоне Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Формализованные модели распределений μ_z-параметра были трансформированы в плотностные (рис. 2), которые объяснили существование Сихотэ-Алинского гравитационного минимума не одной, как считалось до последнего времени [3], а двумя тектоническими границами разного происхождения. Полученные модели полностью объясняют происхождение и особенности строе-

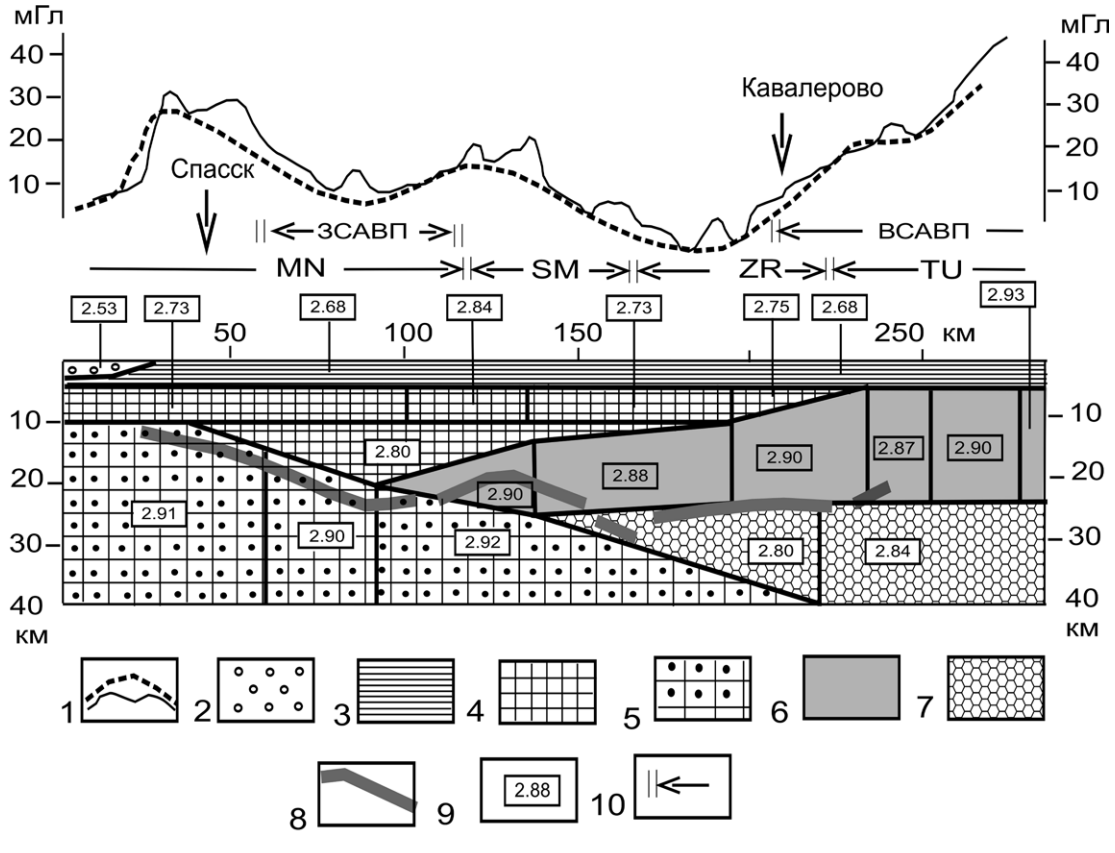


Рис. 2. Плотностная модель земной коры по профилю ГСЗ «Спасск-Зеркальная».
1 – наблюденная (сплошная линия) и расчетная (пунктир) кривые аномалий Буге; 2 – кайнозойские впадины; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитно-метаморфический слой; 5 – нижний слой континентальной коры; 6 – океаническая кора; 7 – вязкий подкоровый слой; 8 – скоростные границы; 9 – плотность сред, г/см$^{-3}$; 10 – границы тектонических структур. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Другие обозначения на рис. 1.

ния приповерхностных юрско-меловых аккреционных комплексов, олистостромовых толщ и тектонических покровов, а также океаническую и островодужную петрохимию вулканитов Сихотэ-Алиня. По полученным данным, глубинная граница между Амурской плитой и океаническими террейнами располагается не в области континентального склона [3], а значительно западнее, на расстоянии 100-120 км от побережья Японского моря. В прибрежных районах Сихотэ-Алиня отсутствует «гранитно-метаморфический» слой. Таухинский, Кемский и Киселевско-Маноминский террейны имеют океаническое (или субокеаническое) происхождение и на небольшой глубине (20-25 км) постилаются вязким (полурасплавленным) подкоровым слоем верхней мантии – источником вулканических магм в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г, Николаев С.М., Колпащикова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48-52.

4. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли, 2006. № 8. С. 43-59.

5. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская Геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 50-65.

Эволюция геодинамических обстановок в зоне контакта литосферных плит (на примере островодужных систем Тонга-Кермадек, Вануату, Муссау и разлома Хантер)

Плетнев С.П.[1], Мельников М.Е.[2]

[1]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
[2]ГНЦ Южморгеология, г. Геленджик

Юго-западная часть Тихого океана имеет сложное геологическое строение, которое, обусловлено взаимодействием Тихоокеанской и Австралийской литосферных плит в последние 70 млн. лет. В докладе обобщены результаты лито- и биостратиграфических исследований по ряду желобов и разломов юго-западной части Тихого океана, полученных во время экспедиций на судах ДВО РАН. Актуализация этих данных востребована в свете новых результатов абсолютного датирования коренных пород [3] и глубоководного бурения (рейсы 134, 135 и 189 ODP), которые вместе дополняют и расширяют уже сложившие представления о палеогеографических обстановках в исследуемых зонах субдукции.

Незначительные мощности осадочных образований в желобах Тонга-Кермадек, Вануату (Новогебридский), Муссау и разломе Хантер предполагают в них наличие тектонической эрозии на контакте литосферных плит. В пользу этого указывает присутствие древних базальтов и известняков, а также наличие относительно мелководной фауны бентосных фораминифер с карбонатным скелетом на ультраабиссальных глубинах желобов. Так во внутриокеаническом желобе Муссау наряду с верхнеолигоценовыми отложениями встречены пелагические и органогенно-детритовые известняки в интервале глубин 2300-2500 м. В первых из них обнаружены маастрихтские планктонные фораминиферы с участием Abamphalus mayaroensis (Bolli), Heterohelix cf. H. americana (Ehrenberg) и др. Не исключено, что органогенно-детритовые известняки имеют более древний возраст, что развивает тезис О.Г. Сорохтина [1] о раннемеловом возрасте магматического цоколя хребта Муссау. Древние (среднеэоценовые) вулканиты в островодужной платформе Тонга отмечены в фундаменте передовой дуги (841 ODP), а также на островах Эуа и Тонгатупу. Наибо-

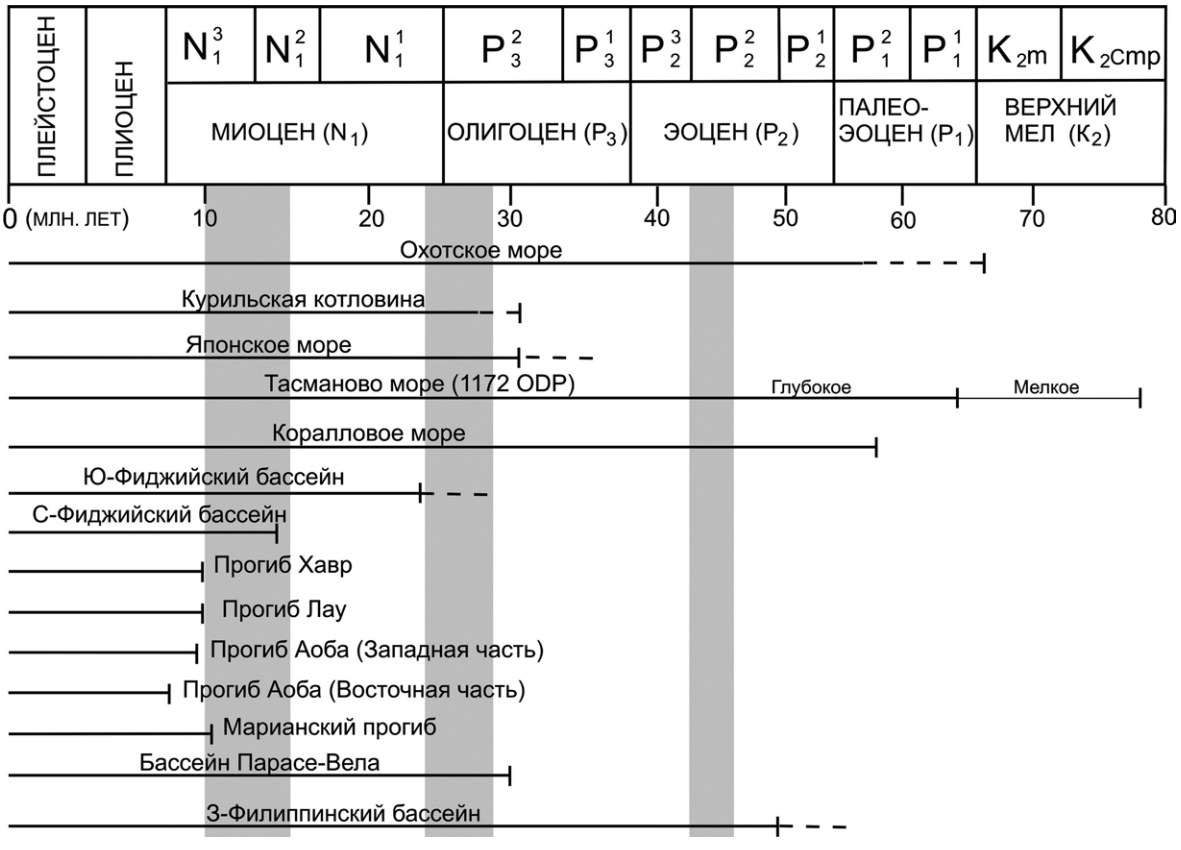


Рис. Время начала морской седиментации в ряде осадочных бассейнов юго-западной и северо-западной [2] части Тихого океана. Темными полосами показана возможная перестройка в движении плит.

лее отчетливо следы тектонической эрозии просматриваются в Северном Новогебридском желобе, где с глубин 8500-5000 м подняты мелоподобные глыбы известняков до 40-60 см. В этих породах обнаружены среднеэоценовые планктонные фораминиферы [Globigerinatheca index (Finlay), Hantkenina longispina Cushman, Morozovella spinulosa (Cushman), Acarinina pseudotopilensis Subbotina, Pseudogloboquadrina primitiva (Finlay), Acarinina pentacamerata Subbotina], близкие по составу к биозоне Globigerinatheka index. новозеландской шкалы. Так как современный уровень карбонатной компенсации в Коралловом море расположен на глубине около 4500 м, то сохранность карбонатных планктоногенных известняков на таких больших глубинах в желобе можно объяснить только их эфемерным появлением.

Проведенный нами сравнительный анализ комплексов планктонных фораминифер в междуговых бассейнах Хавр в системе Кермадек; Лау в системе Тонга (834-841 ODP); Аоба (832-833 ODP) в системе Новых Гебрид и Марианском троге (453-456 DSDP) показал, что осадконакопление в этих морфоструктурах началось в пределах возрастного диапазона верхнемиоценовой биозоны Globorotalia acostaensis, в интервале 10-5.2 млн. лет. Более того, положение «datum-level» отдельных видов в сочетании с имеющимися датировками базальтов в исследуемых бассейнах позволяет сузить этот диапазон до 7-5 млн. лет. Общее ядро биозонального комплекса планктонных фораминифер объединяет наличие таких видов как Globoralia acostaensis, Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Sph. seminulins, Pulleniatina primalis и Globigerina nepenthes и такой доминантный состав данной биозоны встречен нами на широком палеогеографическом пространстве (гайоты Мейджи и Иомей Императорского хребта, Магеллановых гор, бассейны Японского, Филиппинского, Кораллового и Тасманово морей. Устойчивость видового состава на разных климатических широтах Западной Пацифики определенно свидетельствует об особых условиях океанологической среды в период формирования этой биозоны.

Полученного нами биостратиграфического материала явно недостаточно для выработки обстоятельных выводов о развитии разлома Хантер. Однако, отсутствие в изученном материале микрофоссилий старше позднего олигоцена (биозона Globigerina opima opima) может указывать на одновременность становления разлома Хантер и Южно-Фиджийского плато. И этот же факт дает основание считать разлом Хантер самостоятельной морфоструктурой, а не продолжением зоны Новогебридского желоба как предполагалось ранее.

Обобщающим итогом выполненого анализа стала временная матрица (см. рис.) образования отдельных седиментационных бассейнов в юго-западной части Тихого океана. В ее основу положены наиболее древние находки морской биоты в базальных слоях осадочного чехла исследуемых бассейнах. Данная схема носит рабочий характер и требует дальнейшего совершенствования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское плато, Тихий океан) // ДАН СССР, 1985. Т. 285. № 1. С. 191-195.

2. Хейс Д. Окраинные моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура / Материалы 27 Международного Геологического конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 30-43.

3. Ballance P.F., Ablaev A.G., Pushchin I.K., Pletnev S.P. et all. Morfology and history of the Kermadec trench-arc-backarc basin-remnant are system at 30 to 32ºS: geophysical profile, microfossil and K-Ar data // Marine Geology, 1999. 159. P. 35-62.

Реконструкция мезозойских питающих провинций Верхоянской континентальной окраины, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория по данным U-Pb датирования обломочных цирконов

Прокопьев А.В.[1], Миллер Э.Л.[2], Торо Х.[3], Герелс Дж.Э.[4], Соловьев А.В.[5]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, Россия, prokopiev@diamond.ysn.ru
[2]Стэнфордский университет, г. Стэнфорд, США, miller@pangea.stanford.edu
[3]Университет Западной Виргинии, г. Моргантаун, США, jtoro@wvu.edu
[4]Университет Аризоны, г. Тусон, США, ggehrels@geo.arizona.edu
[5]Геологический институт, г. Москва, Россия, solov@ilran.ru

С целью установления источников сноса обломочного материала и питающих провинций восточной части Верхоянского палеобассейна, центральных частей Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория определен U-Pb возраст 499 зерен детритовых цирконов (LA-MC-ICPMS, Университет штата Аризона, http://www.geo.arizona.edu/alc/) из пяти образцов песчаников верхнего триаса и средней-верхней юры (рис. 1А).

Сравнительный анализ полученных возрастных пиков и известных датировок магматических пород Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), Охотского террейна, Сибирской платформы и ее обрамления позволяет предположить следующие источники их поступления. Норийские песчаники востока Верхоянской окраины (рис. 1Б, диагр. 5) имеют возрастной спектр цирконов, идентичный полученному нами ранее для ее западной части ([6, 7], рис. 1Б, диагр. 7): 288–294 млн. лет – Ангаро-Витимский батолит; 482–491 млн. лет – магматиты Алтае-Саянской области; 1832–1865 млн. лет – гранитоиды Северного Забайкалья и восточной части Алтае-Саянской области, Алданский щит; 2300–3000 млн. лет – Алданский щит. В возрастном спектре цирконов норийских песчаников Кулар-Нерского пояса (рис. 1Б, диагр. 3 и 4) наряду с аналогичными пиками, появляются пики в 235–238 и 350–385 млн. лет, а пик в 1865–1973 млн. лет является одним из наиболее интенсивных. На Сибирской платформе и ее обрамлении не обнаружены среднетриасовые магматические породы, но они известны на п-ове Тайгонос, а также на Омолонском террейне [1, 2]. Источником цирконов девон-каменноугольного

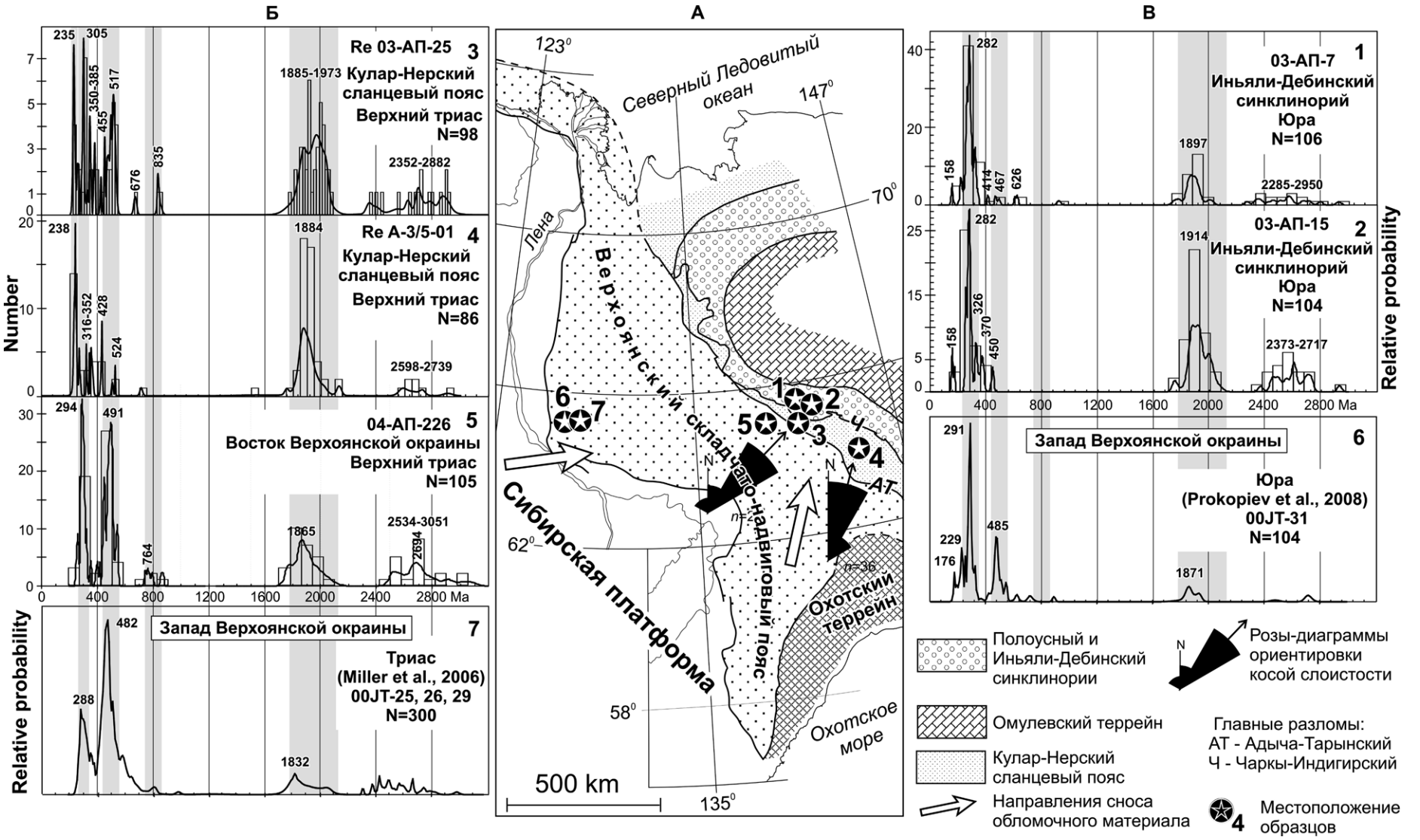


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой области. Показано местоположение датированных образцов, потенциальные источники и направления сноса обломочного материала (А). Диаграммы распределения U–Pb возрастов обломочных цирконов из триасовых (Б) и юрских (В) песчаников востока дистальной части Верхоянской окраины, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория. Серыми полосами показана корреляция основных возрастных пиков. N – количество датированных зерен циркона.

возраста могли бы быть вулканиты Вилюйского палеорифта, однако зерен такого возраста крайне мало в триасовых песчаниках запада Верхоянской окраины [6, 7]. Широко распространенные на Омолонском террейне девон-каменноугольные вулканиты, как и породы его фундамента (1850–2000 млн. лет), также не могли быть источниками цирконов для толщ Кулар-Нерского пояса, т.к. седиментационные текстуры пород указывают на снос кластики с юго-запада и юга – со стороны платформы, Южного Верхоянья и Охотского террейна. Здесь источниками цирконов могли быть давшие возрастные пики 235–238 млн. лет – триасовые вулканиты Охотского террейна; 350–385 млн. лет – девон-каменноугольные вулканиты и многочисленные дайки Сетте-Дабанского рифта, гранитоиды и вулканиты Верхне-Майского поднятия Охотского террейна; 1865–1973 млн. лет и 2350–2880 млн. лет – докембрийские породы фундамента Охотского террейна [4].

Средне-верхнеюрские песчаники Иньяли-Дебинского синклинория (рис. 1В, диагр. 1, 2) содержат обломочные цирконы с возрастным спектром очень близким полученному ранее для западной части Верхоянской окраины ([7], рис. 1В, диагр. 6), что позволяет предполагать для пород обоих районов одни, западные, источники их поступления. Мы предполагаем, что были и дополнительные источники в Южном Верхоянье и на Охотском террейне. На это указывают: единичные зерна с возрастом около 158 млн. лет (дайки диорит- и гранит-порфиров Южного Верхоянья [5]); возрастные пики 326–370 млн. лет – девон-карбоновые вулканиты и дайки Сетте-Дабана, гранитоиды и вулканиты Верхне-Майского поднятия Охотского террейна; возрастные пики 450–467 млн. лет – ордовикские гранитоиды Верхне-Майского поднятия Охотского террейна [3]; пики 1897 и 1914 млн. лет, и 2286–2950 млн. лет – фундамент Охотского террейна и восток Алданского щита. Хорошо датированных магматических пород такого возраста на востоке ВКСО нет, за исключением девон-карбоновых и палеопротерозойских пород Омолонского террейна [1].

Итак, для триас-юрских пород востока Верхоянской окраины, Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория предполагается два источника поступления обломочного материала – со стороны Сибирской платформы и ее юго-западного и южного обрамления и со стороны Южного Верхоянья и Охотского террейна. Это свидетельствует, что накопление юрских отложений Иньяли-Дебинского синклинория происходило в пределах дистальной части Верхоянского палеобассейна, а не на краю Колымо-Омолонского микроконтинента [5]. Это ставит под сомнение существование Оймяконского океана, разделявшего Кулар-Нерский сланцевый пояс и Иньяли-Дебинский синклинорий и отнесение последнего к структурам микроконтинента.

Необходимо отметить, что при изготовлении шашек (mounts) для датирования обломочных цирконов методом LA-MC-ICPMS ни в коем случае нельзя отбирать зерна циркона вручную (hand-pick)! В этом случае исследователь в силу субъективных причин выбирает только зерна хорошего качества, как правило, идиоморфные или слабо окатанные, а многочисленные обломки цирконов или зерна плохого качества обычно игнорируются. В результате датирование таких зерен не отражает реального спектра возрастов цирконов в исследуемом образце и приводит к неверной последующей интерпретации полученных данных. Таким образом, в результате неправильной пробоподготовки возникают ошибки, оценка которых невозможна. Единственный выход из этого – помещать в шашку после квартования всю мономинеральную фракцию цирконов из исследуемого образца. В этом случае в шашку попадут зерна циркона любого качества и датирование нужно осуществлять методом случайной выборки («вслепую»). Полученный результат будет более адекватно отражать распределение возрастов обломочных цирконов. На рис. 2 приведено сравнение данных из одного и того же образца. Как видно, на гистограмме распределения возрастов, полученных из зерен, выбранных вручную, выражен очень интенсивный палеопротерозойский пик, тогда как фанерозойские возраста крайне немногочисленны. После повторного датирования методом случайной выборки доля фанерозойских возрастов значительно возросла, а также появились новые датировки. При этом доля палеопротерозойских возрастов значительно уменьшилась, а доля триасовых возрастов увеличилась в несколько раз.

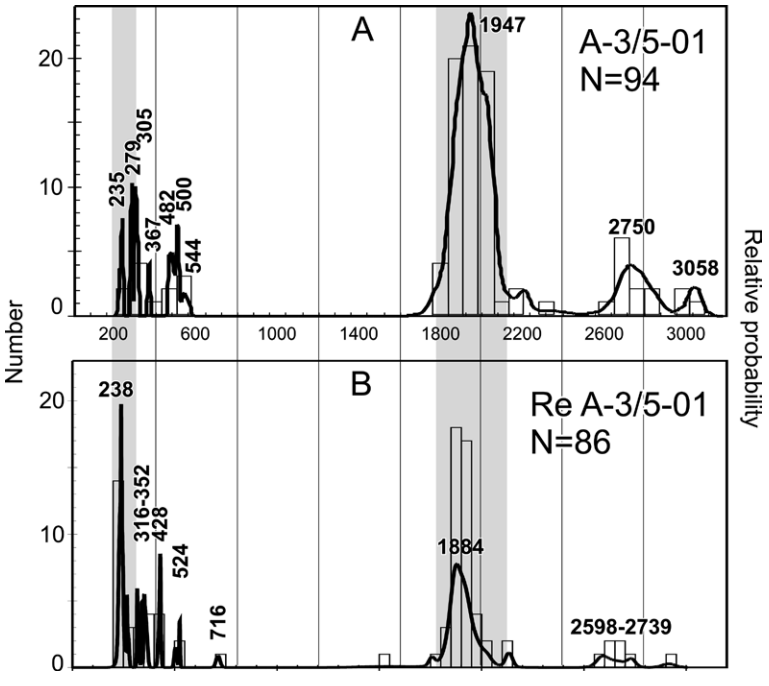


Рис. 2. Сравнение гистограмм распределения возрастов обломочных цирконов из одной и той же пробы: А – первичное датирование (зерна циркона отбирались вручную), Б – повторное датирование (зерна датировались методом случайной выборки). N – количество датированных зерен циркона.

Исследование выполнено при поддержке грантов: РФФИ 10-05-00718 и 09-05-98536, ОНЗ-10.2 и ОНЗ-10.3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313-318.

2. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.

3. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 2. С. 228-232.

4. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. //Докл. РАН, 1995. Т. 342. № 6. С.789-791.

5. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

6. Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al. // Tectonics, 2006. V. 25. TC3013.

7. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L. et al. // Geology, 2008. V. 36. N. 9. P. 699-702.

Геодинамическая обстановка на окраинах Палеоазиатского океана и формирование нефтегазоносных комплексов

Рапацкая Л.А., Иванов А.Н.

Национально-исследовательский Иркутский государственный технический университет
г. Иркутск

Становление новой парадигмы эволюции литосферы – тектоники литосферных плит заставило пересмотреть теоретические воззрения на условия образования и миграции углеводородов (УВ). Согласно мобилистской концепции, генерация УВ могла происходить в различных геодинамических обстановках: в областях устойчивого и длительного прогибания с накоплением мощных осадочных толщ; в узких, линейно вытянутых рифтовых бассейнах с особым геодинамическим режимом; в зонах столкновения литосферных плит, где процессы субдукции на конечных этапах переходили в субдукционно-обдукционные. По мнению В.П. Гаврилова, наиболее благоприятными моделями для генерации УВ являются рифтогенная и субдукционно-обдукционная (аккреционно-коллизионная) [1]. Такие же идеи, еще в 1984 году, высказывал В.Е. Хаин, подразделявший все нефтегазоносные бассейны (НГБ) на деструкционные, коллизионные и конструкционные.

Важнейшим событием в истории развития Сибирской платформы в раннерифейское время явля-

ется раскрытие континентальных рифтов, положивших начало образованию осадочных бассейнов (Е.Е. Милановский, 1983), значение которых заключается прежде всего в генерации нефтяных и газовых УВ, сохранившимися от предвендского размыва под молодыми рифейскими углеродистыми толщами.

По нашим представлениям генерация УВ на Сибирском кратоне происходила по аккреционно-коллизионной модели: пассивная окраина активизируется вследствие островодужного наращивания и последующего столкновения с новообразованным орогеном. На окраине кратона формируются перикратонные прогибы, в т.ч. Преденисейский, Предверхоянский, Предпатомский и др., служившие впоследствии палеоочагами генерации УВ при перекрытии их надвинутыми с соседней складчатой области-аккреционного орогена-чешуйчатыми блоками новообразованной континентальной коры. Разновозрастные аккреционные орогены, прилегающие к Сибирскому кратону, определяли время закрытия – «захлопывания» палеобассейна, образование перикратонного (краевого) прогиба-палеоочага генерации УВ и, соответственно, определяют возраст нефтегазоносных комплексов.

Для геодинамической реконструкции нефтегазоносности территорий следует определить их структурное положение с позиций тектоники литосферных плит. Согласно современным представлениям, Сибирский и Северо-Китайский кратоны в неопротерозойское время входили в состав суперконтинента Родиния и составляли единый Сино-Сибирский праконтинент. Время распада этого континента разными авторами трактуется неоднозначно и охватывает период от 1 млрд. до 650 млн. лет, но все признают, что в результате его раскола образовались отдельные сегменты и произошло раскрытие Палеоазиатского океана (ПАО), т.е. внутриконтинентальный рифтинг по мере своего развития привёл к образованию обширного океанического бассейна. По краям океана возникали пассивные окраины, где происходило формирование мощных толщ осадков, сносимых с континента и накопление массы органического вещества (ОВ), которое впоследствии послужило источником генерации нефти.

Для того чтобы провести более или менее корректное сопоставление одновозрастных структурно-вещественных комплексов, образовавшихся в сходных геодинамических обстановках, использованы классические опорные разрезы докембрия Сибирской платформы и её южного обрамления и докембрия Северо-Китайской платформы (табл. 1). Частью этих комплексов в отдельных стратиграфических диапазонах являются и нефтегазоносные комплексы (НГК), но их возраст, литологический состав, мощность и взаимоотношения с вмещающими толщами свидетельствуют о существенных различиях в дальнейшей истории развития Сибирского и Северо-Китайского сегментов.На пассивных палеоокраинах Сибирского кратона в позднем протерозое-–алеозое в условиях теплых мелководных морских бассейнов в приэкваториальных широтах формировались мощные толщи шельфовых, преимущественно карбонатно-терригенных и эвапоритовых осадков (первые впоследствии стали служить коллекторами нефти и газа, а вторые – покрышками).

Примером служит Юрубчено-Куюмбинское газо-нефтяное месторождение в отложениях рифея – супер-гигант с запасами в 1 млрд. тонн, приуроченное к Байкитскому своду (рис. 1) Сибирской платформы, к которому примыкает складчато-надвиговая горная система Енисейского кряжа и Преденисейский прогиб. Состав, структуры, текстуры и комплекс биоты рифейских отложений позволяют считать, что седиментация происходила в теплом мелководном морском бассейне. Преобладание среди карбонатных отложений доломитов свидетельствует о высокой щелочности рифейского бассейна, так как магнезиальные соединения осаждаются при значениях pH не ниже 9. Такую среду создавали цианобактериальные сообщества, которые в процессе жизнедеятельности усваивали растворенный в воде углекислый газ, что вело к повышению pH морской воды до 9.5 и даже 11.0. Среди карбонатных пород рифея преобладают доломиты разной структуры, наиболее широко развиты строматолитовые, реже встречаются известняки. Среди некар-

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-КИТАЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

<table>
<tr><th rowspan="2">Абсол. возраст млн. лет</th><th rowspan="2">Стуктурно-вещественные комплексы Китая</th><th colspan="3">Тектонические шкалы по возрасту заключительной складчатости</th><th colspan="2" rowspan="2">Структурно-вещественные комплексы Сибири</th></tr>
<tr><th>Китая</th><th>Международная</th><th>России</th></tr>
<tr><td>570
700
850</td><td>Синий $PЄ^4_3$</td><td rowspan="11">Движение Динь Нинь

Движение Чиньюй

Складчатость Люлян

Складчатость Утай

Складчатость Фулин</td><td rowspan="11">Grenvile 1100-800 млн. лет

Hudsonian 1800-1600 млн. лет

Kenorian 2900-2500 млн. лет</td><td rowspan="11">Байкальская 850-570

Гренвильская складчатость

Выборгская 1800-1600

Карельская 2100-1900

Алданская 3000-2600 млн. лет</td><td colspan="2">Юдомий $PЄ^2_3$</td></tr>
<tr><td>1000
1050</td><td>Чинь Бэйко $PЄ^3_3$</td><td rowspan="10">Рифей $PЄ^1_3Rf$</td><td>Верхний Rf_3</td></tr>
<tr><td>1350
1400</td><td>Ди Щань $PЄ^2_3$</td><td>Средний Rf_2</td></tr>
<tr><td>1500
1650
1800</td><td>Чан Чень $PЄ^1_3$</td><td>Нижний Rf_1</td></tr>
<tr><td>1900
2000</td><td>Хуто $PЄ^2_2$</td><td rowspan="2">Ульканий $PЄ^2_2ul$</td></tr>
<tr><td>2050
2500</td><td>Утай $PЄ^1_2$</td></tr>
<tr><td>2600
3000
3100
3500
4000</td><td>Фулин $PЄ_1$</td><td rowspan="2">Удоканий $PЄ^1_2ud$

Алданий $PЄ_1Al$</td></tr>
</table>

бонатных пород встречены аргиллиты, алевролиты и песчаники, среди глинисто-карбонатных – мергели доломитового и кальцит-доломитового составов. Терригенные породы в разрезе имеют подчиненное значение: т.е. формирование коллекторов связано с фациальной обстановкой и именно крайне мелководные фации являются наиболее благоприятными для образования строматолитовых доломитов – хороших коллекторов. Это не исключает развития других типов коллекторов, в частности чисто трещинного типа, в других фациальных зонах.

На территории Китая 75% разведанных запасов нефти и газа расположены в восточном Китае (бассейны Суньляо и Северо-Китайский), 25% приходится на Центральный и Западный Китай (бассейны Переднаньшаньский, Цайдамський, Сычуаньский и Джунгарский). Китайские исследователи [4] выделяют три генетических типа нефтегазоносных бассейнов: рифтогенные, кратонные и форландовые. Число крупнейших открытых месторождений – 92.7% приходится

на рифтогенные бассейны мезо-кайнозойского возраста, т.е. их можно отнести к типу субдукционно-обдукционной модели образования нефтегазовых месторождений.

Специфической особенностью месторождений Китая является существенное преобладание среди нефтематеринских отложений терригенных коллекторов – пород континентальных фаций. И лишь в синии – раннем палеозое шло формирование морских осадков в Ордосском и Таримском бассейнах. С позднего палеозоя и до раннего мезозоя, по-видимому, происходило закрытие ПАО на окраинах Северо-Китайского и Таримского кратонов, которое продолжалось до раннего неогена, когда морские воды полностью регрессировали с Китайского континента [4]. Поэтому в мезозое–кайнозое были распространены многочисленные небольшие по площади озёрные бассейны,в которых преобладали континентальные фации с многообразием типов пород, большой мощностью отложений и богатством органики. Покрышки представлены,в основном, однородными глинами и редко – солями и гипсами. Именно в этих озёрных бассейнах происходило накопление мощных толщ осадочных образований с большой массой органики. В дальнейшем эти бассейны служили, по-видимому, палеоочагами генерации УВ.

Так, НГБ Сунляо в северо-восточной части Китая с самым его крупным месторождением Дацин ограничен палеозойскими горными сооружениями Большого и Малого Хингана. Месторождение приурочено к Дацинскому валу. Мощность осадков от юрского до палеогенового возраста – более 8 км. Коллекторы представлены песчаниками и алевролитами озёрного и дельтового генезиса.

Сычуанский нефтегазоносный бассейн в центральной части Китая общей площадью 200 тыс. км^2 расположен в межгорной впадине и ограничен палеозойскими горноскладчатыми сооружениями. Мощность выполняющих его осадков от синия до мела – 12 км. В нём расположены до трёх десятков небольших месторождений нефти и газа, самые крупные из которых – Наньчук и Луннюсы находятся на Луннюском своде.

Сложно говорить о палеоочагах генерации УВ без специальных исследований, но судя по запасам УВ и мощности нефтегазоносных отложений крупного месторождения Тахэ в Таримском бассейне, такими очагами служили шарьяжно-глыбовые сооружения, окружающие бассейн.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Опираясь на позиции тектоники литосферных плит, следует отметить, что генерация УВ проходила в краевых (перикратонных) прогибах, служивших окраинами ПАО и которые впоследствии охватили Сибирский кратон почти сплошным кольцом.

2. Эти прогибы сформировались на пассивных окраинах Палеоазиатского океана, образовавшегося после распада суперконтинента Родиния на несколько крупных сегментов около 1000-600 млн. лет назад. В них происходило образование огромных толщ осадков мощностью до 8-15 км в результате обрушения краёв континента и накопление массы органики

3. Закрытие («захлопывание») отдельных частей ПАО путём причленения мелких плит, островодужных систем, офиолитовых комплексов при коллизионно-субдукционно-обдукционных процессах приводило к формированию на месте прогибов палеоочагов генерации УВ. Огромные мощности осадков до 8-12 км, массы ОВ, их интенсивный прогрев в ходе шарьяжно – надвиговой тектоники создавали благоприятные условия для генерации нефти.

4. Несколько иная обстановка на складывалась на Северо-Азиатском кратоне, где воды ПАО отступали очень медленно с конца синия по неоген, оставляя за собой множество озёрных бассейнов, в которых шло накопление терригенных осадков и ОВ. Закрытие бассейнов, замкнутых в кольцо горно-складчатых сооружений, также привело к формированию палеоочагов генерации УВ и образованию многочисленных месторождений нефти и газа, но редко крупных по масштабам и запасам.

5. Различия в возрасте месторождений УВ, по-видимому зависят от времени закрытия отдельных частей ПАО.

Литохимические особенности палеозойских метаосадочных пород Тукурингра-Джагдинского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского пояса

Семенова Ю.В.[1], Дриль С.И.[1], Сорокин А.А.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, semenova@igc.irk.ru
[2]Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, sorokin@ascnet.ru

Исследования геохимических особенностей осадочных пород континентов и океанов для целей идентификации источников вещества и их геодинамической типизации долгое время оставались в тени успехов, достигнутых в этом направлении эндогенной геохимией. Только с появлением ряда работ, среди которых следует отметить [3, 5, 6], появилась надежная основа для использования данных по макро- и микроэлементному составу терригенных пород с целью реконструкции как источников осадочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления, так и для выяснения геодинамического положения последнего. Подобный подход в последние годы получил широкое признание среди геологов [4] и был успешно применен при исследовании метаосадочных пород разновозрастных складчатых поясов континентов.

Монголо-Охотский складчато-надвиговый пояс (МОП) является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона. На всем своем протяжении он маркируется фрагментами аккреционных призм, объединенных в составе Ононского и Тукурингра-Джагдинского террейнов [2]. В настоящее время вполне определенно выявлены важнейшие источники сноса осадочного материала, формирующие аккреционные призмы [1]. Одним из них являются пелагические отложения первого слоя субдуцируемой океанической плиты. Другим, не менее важным источником, являются продукты размыва пород прилегающей островной дуги, а также тефра, поставляемая в осадочный бассейн в результате интенсивной вулканической деятельности последней. Кроме того, в некоторых случаях важную роль может играть материал дельтовых выносов крупных рек.

Для выяснения природы первичного осадочного протолита и для обоснования геодинамической природы пород исследованы литохимические особенности метаосадков Тукурингра-Джагдинского террейна. Террейн представлен вулканогенно-осадочными толщами условно силлурийско-девонского возраста, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Среди метаосадков выделяются кварц-хлорит-серицитовые сланцы, слюдистые кварциты, филлиты, редко – карбонатные породы. Опробование метаосадочных пород проводилось в двух пересечениях отложений террейна, расположенных в нижнем течении р. Тукси. Классификационная диаграмма $Log(N_2O/K_2O)–Log(SiO_2/Al_2O_3)$ Ф. Петтиджона (1972) показывает, что составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев соответствуют главным образом полю составов граувакк, тогда как в поля составов лититов и аркозов попадают лишь единичные составы пород. Слюдистые кварциты соответствуют полям составов субаркозов, сублититов и кварцевых аренитов. Следует заметить, что соотношения элементов–гидролизатов ($Al_2O_3–TiO_2$, $Al_2O_3–Cr_2O_3$) в кварц-хлорит-серицитовых сланцах образуют вполне четкие парные корреляции, что свойственно тонким пелитовым осадкам и может свидетельствовать о преимущественно глинистом хорошо отсортированном характере осадочного протолита. Обратная корреляция зависимости величины титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3 = 0.045-0.013) от кремнесодержания пород также поддерживает этот вывод. Для составов слюдистых кварцитов подобные зависимости отсутствуют, указывая на второстепенную роль динамических факторов осадкообразования при формировании протолита этих пород. Величина алюмокремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2) в метаосадках четко обратно коррелируется с кремнесодержанием пород и лежит в пределах 0.01-0.31. При этом составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев имеют величины Al_2O_3/SiO_2 (0.14-0.31) (n = 17), что соответствует протолиту, представ-

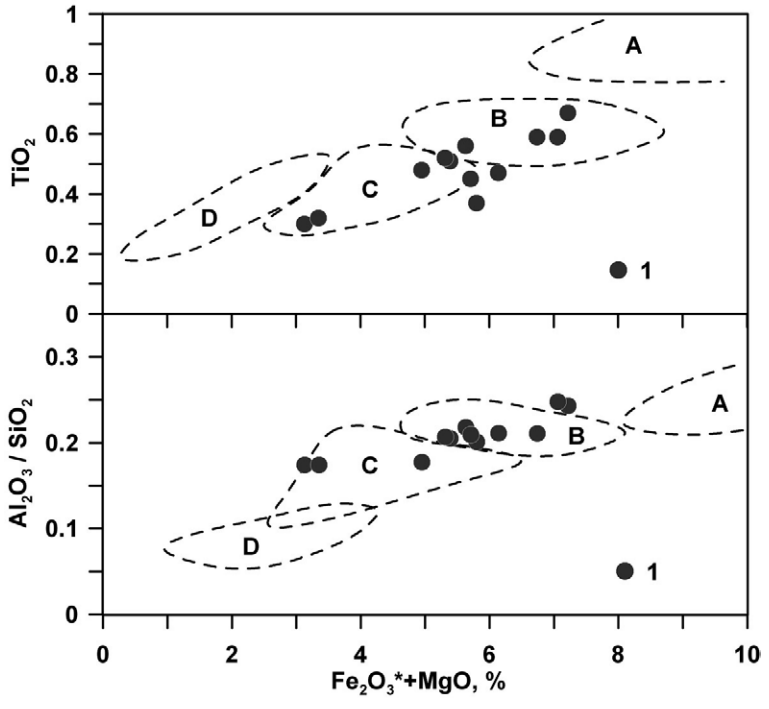


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы TiO_2–(Fe_2O_3* + MgO) и Al_2O_3/SiO_2–(Fe_2O_3* + +MgO) [6] для метатерригенных пород Тукрингра-Джагдинского террейна (1). Буквами обозначены поля составов пород: A – океанических островных дуг, B – континентальных островных дуг, C – активной континентальной окраины, D – пассивной континентальной окраины.

ленному полимиктовыми песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми породам. Учитывая характер вариаций элементов-гидрализатов, следует принять, что преобладающим типом пород протолита являлись глинистые породы. Слюдистые кварциты имеют наименьшие величины Al_2O_3/SiO_2 (0.01-0.06) (n = 5), соответствующие исходным кремнистым породам. Отсутствие корреляций между элементами-гидрализатами, повышенные содержания суммарного железа Fe_2O_3* (0.94-3.06%) и MnO (0,14-0,87%) указывают на пелагические кремнистые осадки, как на наиболее вероятный первичный осадочный протолит для слюдистых кварцитов.

На дискриминационных диаграммах М. Бхатия (рис. 1) составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев располагаются в полях псаммитов как континентальных островных дуг (B), так и активных континентальных окраин (C). Некоторая растянутость тренда составов метаосадков может быть обусловлена тем, что для кварц-хлорит-серицитовых сланцев предполагается преимущественно глинистый тип протолита, испытавший гравитационную дифференциацию при своем формировании. В связи с этим, соотношения TiO_2–(Fe_2O_3* + MgO) и Al_2O_3/SiO_2–(Fe_2O_3* + MgO) могут отражать не только состав источника сноса осадочного материала, поступавшего в палеобассейн, но и влияние динамического фактора на отложение осадочного вещества. Тем не менее, представляется очевидным, что первичный осадочный протолит метатерригенных пород Тукурингра-Джагдинского террейна МОП формировался вблизи активной континентальной окраины МОП, существовавшей на зрелой континентальной коре.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.

3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

4. Чамов Н.П. Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов // Литология и полезные ископаемые, 2008. №4. С. 377-395.

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

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

Эоценовая геодинамика северо-восточной окраины Азии (южная Корякия, Камчатка)

Соловьев А.В.[1], Шапиро М.Н.[2]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, solov@ilran.ru

[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Введение

Исследования последних 15 лет [1, 2, 4, 5], проведенные в пределах Корякско-Камчатской аккреционно-коллизионной области, позволили предложить модель эоценовой геодинамики региона нового поколения [4, 6, 7]. Эта модель опирается, прежде всего, на данные, полученные прецизионными геохронологическими методами [3, 4, 7], структурные наблюдения [4, 7] и исследования вещественного состава [например, 3]. Новые данные требуют существенного пересмотра предшествовавших представлений о тектонической эволюции северо-восточной окраины Евразии.

Согласно концепции аккреционной тектоники складчатые области, на активных окраинах континентов, формируются в результате двух главных процессов. Первый из них – это длительная субдукция океанической литосферы под континент. В результате этого процесса образуются аккреционные призмы и надсубдукционные магматические пояса. Второй процесс – коллизия – происходит, когда субдукция прерывается в результате причленения к континенту (или островной дуге) внутриокеанических поднятий слишком легких и крупных, чтобы целиком погрузиться в мантию. В результате причленившийся блок становится частью континентальной плиты, которая в этот момент увеличивается по площади и по объему.

Строение северо-восточной окраины Азии (южная Корякия и Камчатка)

Структура северо-восточной окраины Азии сформирована в результате двух последовательных коллизий Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской островных дуг с континентом, которыми закончился их длительный северо-западный дрейф. В качестве грубого обобщения в фундаменте Олюторско-Камчатской области можно выделить четыре террейна: Омгоно-Укэлаятский, Ачайваям-Валагинский, Ветловско-Говенский и Кроноцко-Командорский [5, 6].

Омгонско-Укэлаятский террейн сложен мел-среднеэоценовыми преимущественно терригенными отложениями, снесенными с континентальной окраины Азии. Комплексы Омгонско-Укэлаятского террейна интерпретируются как образования аккреционной призмы и преддугового прогиба. Ачайваям-Валагинский террейн представлен осадочно-вулканогенными отложениями верхнего мела – нижнего палеоцена, сформированными в пределах энсиматической островной дуги и окраинного моря, отделявшего эту дугу от континентальной окраины. В составе Ветловско-Говенского террейна, сложенного кремнисто-туфогенно-терригенными отложениями верхнего палеоцена – среднего миоцена, выделяются комплексы аккреционной призмы и окраинного моря. Ветловко-Говенский террейн выражен полосой чешуйчатых надвигов и сжатых опрокинутых складок юго-восточной вергентности, разделяющей Ачайваям-Валагинский и Кроноцко-Командорский террейны. Кроноцко-Командорский террейн, представленный верхнепалеоценовыми и эоценовыми надсубдукционными вулканитами, рассматривается как палеостроводужная система.

Эоценовая геодинамика

Установлена латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии мел-палеоценовой Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. На севере Камчатки границей Омгонско-Укэлаятского и Ачайваям-Валагинского террейнов является Лесновско-Ватынский надвиг, формирование которого завершилось около 45 млн. лет назад [4]. На юге Камчатки (Малкинское поднятие Срединного хребта) коллизия дуги и континента началась 55-53 млн. лет назад, а завершилась до 50 млн. лет назад [3, 4, 7]. И на севере, и на юге Камчатки коллизионные структуры сформированы за короткие отрезки времени, не пре-

вышающие 5 млн. лет, а, возможно, и быстрее [4]. Сравнение Малкинского (юг) и Лесновского (север) поднятий показывает также, что становление коллизионных структур на границе континента и палеодуги происходило диахронно: 55-50 млн. лет назад на юге и 48-45 млн. лет назад на севере. Вероятно, что коллизия в Олюторской зоне завершилась еще позднее. Коллизионные деформации на границе дуги и континентальной окраины везде начинаются с формирования пологого надвига островодужных комплексов на терригенные толщи. В северной части региона они на этом практически заканчиваются (Ватынско-Лесновский надвиг). На юге после формирования надвига начинается совместная деформация автохтона и аллохтона на фоне быстрого прогрева коры. В результате этого прогрева происходит метаморфизм как терригенных комплексов окраины Азии, так и островодужных формаций Ачайваям-Валагинской дуги.

Диахронность коллизии, скорее всего, была связана с тем, что дуга была разделена на два сегмента трансформным разломом северо-западного простирания (рис. 1). Коллизия южного сегмента в начале эоцена (см. рис. 1 Б) не привела к остановке дрейфа на севере, где до середины эоцена между дугой и континентом сохранялся бассейн, в котором продолжали накапливаться турбидиты (см. рис. 1 Б, В). Литосфера этого бассейна медленно поглощалась в зоне субдукции, наклоненной под дугу (см. рис. 1 Б, В). Прекращение этого дрейфа в середине эоцена

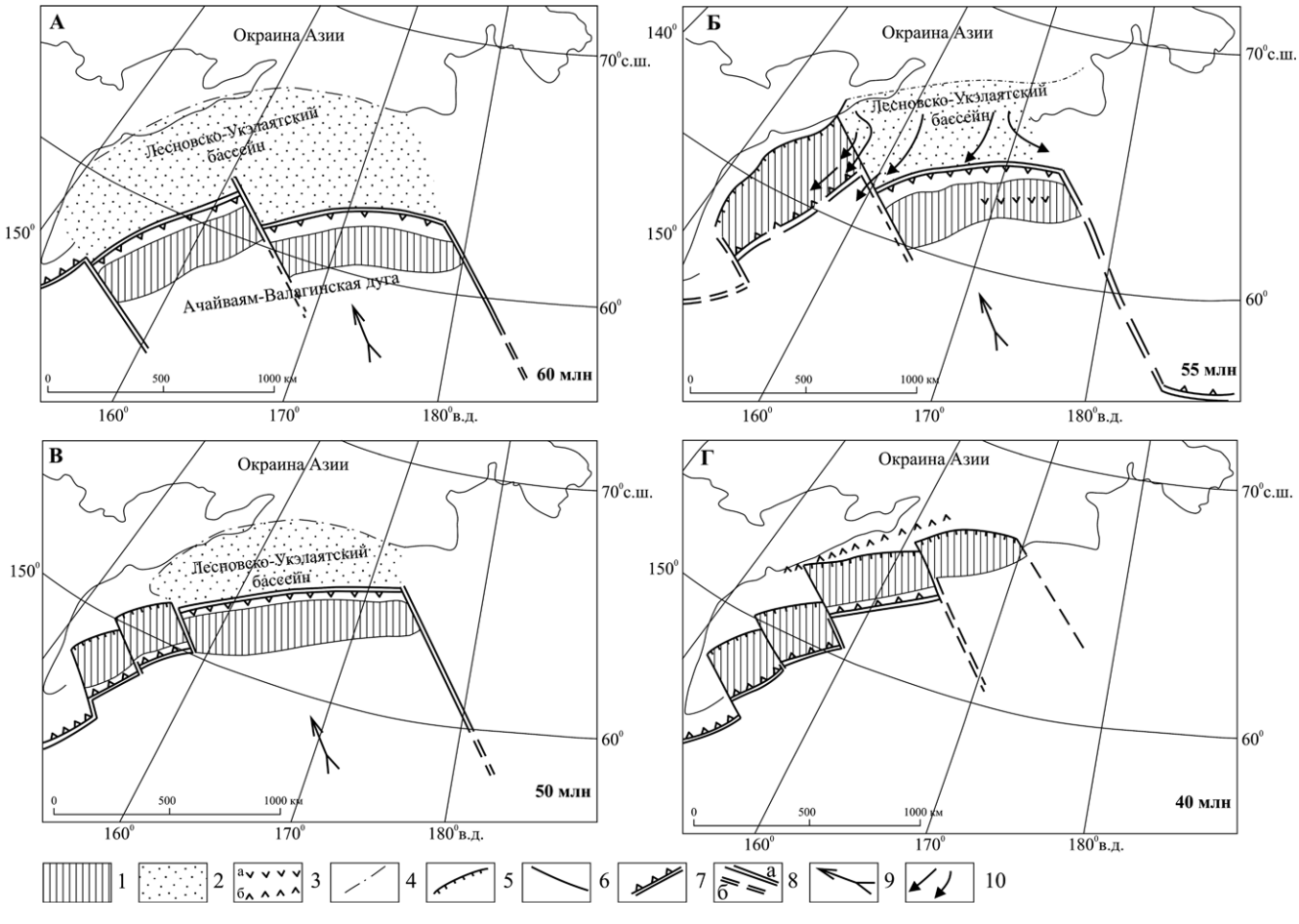


Рис. 1. Тектоническая схема коллизии Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Реконструкции на 60 (А), 55 (Б), 50 (В) и 40 (Г) млн. лет назад.

1 – Ачайваям-Валагинская дуга; 2 – Лесновско-Укэлаятский бассейн терригенной седиментации; 3 – вулканизм в Говено-Карагинской дуге (а) и Кинкильском поясе (б); 4 – условная северо-западная граница Лесновско-Укэлаятского бассейна; 5 – надвиги дуги на континентальную окраину; 6 – сдвиги; 7 – зоны субдукции; 8 – трансформные разломы (а), предполагаемые тектонические зоны (б); 9 – направление движения океанической литосферы; 10 – направления сноса терригенного материала 55 млн. лет назад.

на севере региона являлось, по-видимому, запоздавшей реакцией на коллизию южного сегмента дуги в раннем эоцене, с общей реорганизацией плит северной Пацифики и ее континентального обрамления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и 6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.

2. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.

3. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника, 2008. № 4. С. 49-69.

4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).

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

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

7. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. V. 309. 2009. P. 333-396.

Дегазация недр Зейско-Буреинского бассейна – регулятор сейсмического режима и геодинамических напряжений

Сорокина А.Т., Шерман С.И., Попов А.А.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1

Материалы геологических и геофизических работ, гелиеметрических и сейсмологических исследований, а также результаты изучения кинематики Амурской литосферной плиты свидетельствуют о высокой проявленности в Верхнем Приамурье геодинамических и сейсмических процессов. Они сопровождаются разрывами, смещениями блоков относительно друг друга, различными скоростями их движения, формированием геодинамической напряженности и повышенной сейсмичности. Эти особенности обусловлены в значительной мере положением региона – его приуроченностью к зоне взаимодействия Амурской, Охотской и Евразийской литосферных плит.

Активные геодинамические процессы, происходящие на границе Амурской и Охотской литосферных плит, обусловили сложную мозаику разломно-блоковых структур, взаимодействие которых осуществляется преимущественно по разрывным нарушениям, на контактах между блоками [2]. В этих зонах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и межблоковым деформациям, что нередко служит пусковым механизмом для формирования очагов землетрясений с различной магнитудой.

Для установления характера и специфики активизации крупных разломов Приамурья, а также пространственного положения формирующих их дислокаций на современном этапе была использована методика на основе проведения сейсмического мониторинга в зонах динамического влияния разломов Байкальской рифтовой зоны и прилегающих территорий [3]. В качестве критериев активности разломов были приняты такие показатели, как характер расположения очагов землетрясений (сосредоточенный или рассредоточенный, расстояние между очагами, линейная направленность и т.д.). Установлено, что групповая линейная концентрация очагов землетрясений, накопленных за последние пятьдесят и более лет, отражает развитие зоны современной деструкции литосферы. Группы же отдельных близко расположенных очагов (не менее 4-х, расстояние между которыми не превышает 40 км, размещающиеся по одному простиранию)

рассматриваются в качестве критериев современной активности разлома.

Анализ пространственного расположения очагов землетрясений с $M \geq 3$ на территории Приамурья за последние 50 лет (1960-2010 гг.) позволил впервые для Приамурья выделить зоны современной деструкции (Становая, Монголо-Охотская, Нэньцзян-Селемджинская и Тан-Лу) и активные в реальном времени разломы. Зоны деструкции, активные разломы и локальные дислокации формируют сложный тектонический каркас с нарушениями северо-восточного, близмеридионального, северо-западного и близширотного направлений. Большинство из них трассируются на значительные расстояния, формируя разломно-блоковые структуры межрегионального и локального масштаба, подвижки между которыми определяют степень напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры.

Межплитные и межблоковые деформации и смещения, происходящие на восточной окраине Амурской литосферной плиты, являются генераторами возникновения деформационных волн и напряжений, которые распространяются по ослабленным зонам на прилегающие территории, в том числе и на Зейско-Буреинский бассейн. Характер проявления геодинамических процессов в пределах этой структуры несколько своеобразен, вследствие чего южная его часть была выбрана в качестве полигона для изучения активности разломов, степени их проницаемости и связи с сейсмичностью.

Зейско-Буреинский бассейн характеризуется блоковым строением, структурно-тектонической неоднородностью. В строении его выделяются системы чередования погруженных (Зейско-Селемджинская, Екатеринославская, Архаринская) и приподнятых (Завитинско-Майкурская, Притуранская) зон. Погруженные зоны состоят из серии локальных прогибов глубиной до 4.5 км (Лермонтовский, Козьмодемьяновский, Дмитриевский, Михайловский, Райчихинский и Архаринский) северо-восточной и близмеридиональной ориентировки. Они разделены внутренними поднятиями с глубиной залегания фундамента до 300 м – Благовещенским, Гродековским, Полтавско-Ильиновским, Воскресеновским, Украинским и др. Указанные структуры ограничены и осложнены системами региональных разломов Нижнезейским, Лермонтовско-Белогорским (Харбинским), Западно-Туранским, Селемджинским, Сюньхэ-Бирским [1] и локальными (Мельгинский, Духовской, Раздольненский, Куропатинский и др.), выявленные в процессе геофизических работ.

Анализ распределения очагов землетрясений за последние 20 лет, отраженных в каталоге Международного сейсмического центра, показывает, что южная часть Зейско-Буреинского бассейна характеризуется в целом дифференцированной по площади активностью: на западной половине – единичные рассредоточенные очаги с магнитудой 2.5-4.5, на восточной – многочисленные рои землетрясений, избирательно приуроченные к узлам пересечения Западно-Туранского с Мельгинским и Сюньхэ-Бирским разломами с магнитудой 2.3-5.6.

Новые данные, полученные в результате совместных исследований, проведенных сотрудниками Института земной коры СО РАН и Института геологии и природопользования ДВО РАН с использованием GPS технологии по профилю, пересекающему часть Зейско-Буреинского бассейна, подтверждают активность современных движений, происходящих на северо-восточной окраине Амурской литосферной плиты, и свидетельствуют о разнонаправленных смещениях блоков относительно друг друга и различных скоростях их движения. В местах пересечения разломов формируются зоны повышенной проницаемости, служащие каналами для дегазации недр и разгрузки флюидов, которые фиксируются аномалиями газов и повышенными концентрациями микроэлементов в воде. Для их выявления был использован комплекс гелиеметрических, атмохимических и гидрохимических исследований, включающих водно-гелиевое, водно-газовое и гидрогеохимическое опробование более 300 гидрогеологических скважин. На участках, где последние отсутствовали, проводилось опробование шлама из специально пробуренных неглубоких скважин.

Результаты гелиеметрических и атмохимических исследований, проведенных в южной части Зейско-Буреинского бассейна, свидетельствуют о дискретном размещении активно «дышащих»

узлов, к которым приурочены аномалии водорастворенного гелия и водорода. Повышенные концентрации водорастворенного гелия от $1500 \cdot 10^{-5}$ до $30000 \cdot 10^{-5}$ мл/дм^3 при фоне $71{,}7 \cdot 10^{-5}$ мл/дм^3 выявлены в узлах пересечения вышеуказанных разломов, ограничивающих Благовещенское, Гродековское и Полтавско-Ильиновское поднятия. На этих участках установлены также высокие значения растворенного в воде водорода с концентрациями $800 \cdot 10^{-4}$-$1100 \cdot 10^{-4}$ мл/дм^3 при фоне $10 \cdot 10^{-4}$ мл/дм^3. На Благовещенском и Гродековском поднятиях, частично перекрытых маломощным чехлом кайнозойских отложений, участки интенсивной дегазации фиксируются также аномалиями сорбированного в породах водорода, содержания которого достигают 380-628.3 см^3/кг.

В зоне сопряжения Михайловского и Архаринского прогибов с Воскресеновским и Украинским внутренними поднятиями в структурно-тектонических узлах, наряду с гелием и водородом, отмечаются высокие концентрации сорбированного в породах метана (более $3000 \cdot 10^{-4}$ см^3/кг) и тяжелых углеводородов, что подтверждает процессы углеводородной дегазации недр в юго-восточной части Зейско-Буреинского бассейна. В пределах приграничной с КНР территории, совпадающей с зоной Сюньхэ-Бирского сейсмогенного разлома близширотного простирания, на берегу р. Амур выявлен очаг разгрузки минеральных (1.5-1.6 г/дм^3) хлоридных натриевых вод.

Узлы пересечения разнонаправленных региональных и локальных разломов фиксируются гидрохимическими аномалиями, к которым отнесены концентрации микроэлементов, превышающих фоновые более чем в 3 раза. Все гидрохимические аномалии установлены в пределах площади с повышенным содержанием гелия и водорода, что подтверждает их глубинную природу.

Среди гидрохимических аномалий выделяются одно-, двух- и многокомпонентные. Многокомпонентные наиболее характерны для Сюньхэ-Бирского разлома, вытянутого вдоль левобережья р. Амур, который контролирует поля эффузивов среднего и основного состава. Они представлены повышенными концентрациями B, Mo, Ti, Se, Pb, Ge, Au, V, Ce, La, Hg, As. Для Западно-Туранского разлома, заложенного в мезозойских магматических породах, характерны повышенные концентрации Hg, B, Se, Ce, La, Be. Узлы пересечения Лермонтовско-Белогорского разлома с локальными фиксируются гидродинамическими аномалиями – самоизливами из скважин, в воде которых отмечается также значительный спектр микроэлементов. Однокомпонентные аномалии установлены в структурно-тектонических узлах Нижнезейского разлома и представлены либо As, либо U, реже Ce. Микроэлементный состав воды определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе JCP-MS Elan DRS II Perkin Elmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре.

Приведенные материалы свидетельствуют о широко проявленных процессах дегазации недр на территории Зейско-Буреинского бассейна при невысокой ее сейсмичности. По мнению авторов каналы миграции флюидов и проницаемые узлы могут рассматриваться не только в связи с дизъюнктивными деформациями, но и как очаги разгрузки глубинной энергии. Вследствие постоянно действующих и различных по интенсивности очагов дегазации недр и разгрузки флюидов на этих участках происходит релаксация сейсмических напряжений. Немаловажны здесь и гидрогеологические особенности Зейско-Буреинского бассейна – повышенная обводненность пород, напорный характер вод, отжим их из глубоких горизонтов к зонам разгрузки. Известно, что водонасыщенная среда при деформациях играет роль смазки, облегчая перемещение блоков. Возможно, по этой причине сейсмичность Зейско-Буреинского бассейна в целом невысокая. На восточной окраине бассейна она периодически усиливается за счет влияния разломов зоны Тан-Лу. Условия дегазации, гидрогеологические и гидродинамические особенности обеспечивают снижение силы сейсмоударов и делают большинство из них менее ощутимыми.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (09-05-00703-а) и инициативного проекта ДВО РАН (09-111-А-08-436).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:250 000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.

2. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины Амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 1. С. 16-29.

3. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Доклады РАН, 2005. Т. 401. № 3. С. 395-398.

Кайнозойский рифтогенез и линеаментные структуры восточной части Амурской плиты

Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В.

Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

В период становления Амурской тектонической плиты и её последующей эволюции произошло формирование значительного количества осадочных бассейнов с различной геодинамической предысторией [1]. Особый интерес представляют осадочные бассейны обусловленные рифтогенными процессами охватывающими не только земную кору, но и литосферу в целом [2, 6]. Как правило, подобные осадочные бассейны расположены в пределах соответствующих тектонических структур – рифтовых зонах. В данном исследовании авторы используют термин рифт, рифтовая зона в широком смысле [3].

При изучении рифтогенных структур важной предпосылкой исследований, особенно в области сочленения континент – океан, где широко проявлены позднекайнозойские рифтогенные процессы [4], является наличие базы однородных данных позволяющих проводить сопоставление исследуемых структур на суше и в пределах морской акватории. В качестве исходных данных, помимо геолого-структурных, с целью проведения подобного сопоставления была использована модель глубинного строения литосфер восточной части Амурской и сопредельных с нею плит и модели (данные расчетов) космического изображения поверхности Земли (радарная съёмка). Составленная цифровая модель рельефа с целью повышения информативности исходных данных, была обработана программным способом (реализация алгоритма О.В. Рыбаса). Результат этой обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) изучалась на наличие разнообразных структурных и статистических параметров (линеаменты, распределение плотности штрихов – элементарных линеаментов, линии вытянутости роз-диаграмм и т.д.) отражающих тектонические особенности Амурской плиты. Эти структурные статистические характеристики были получены с помощью программы WinLESSA [7].

Наиболее информативными в отношении палеогеодинамического режима отдельных областей континентальной части восточного фрагмента современной Амурской тектонической плиты оказались расчеты по распределению плотности штрихов (элементарных линеаментов) МГР. Установлено, что областям с повышенной плотностью штрихов (области растяжения литосферы) соответствуют мезозойско-кайнозойские рифтовые структуры. Это впадины Сунляо, Среднеамурская, Торомская, частично Амуро-Зейская, а так же расположенные практически на внешней границе плиты Верхнезейская и Удская.

На основании схемы изопахит литосферы Амурский, Охотский и фрагментов иных сопредельных с ними тектонических плит [5] для пространства, занимаемого Амурской плитой, выполнена интерпретация геодинамического состояния литосферного слоя. В начале, по значениям изопахит и их морфологии, были выделены области с относительно пониженными, 100 км и менее, и относительно повышенными, 120 км и более, значениями мощности литосферного слоя. Затем, исходя из представлений о том, что за счет литостатической нагрузки области с повышенными значениями мощности литосферы находятся преимущественно в состоянии сжатия, а областям

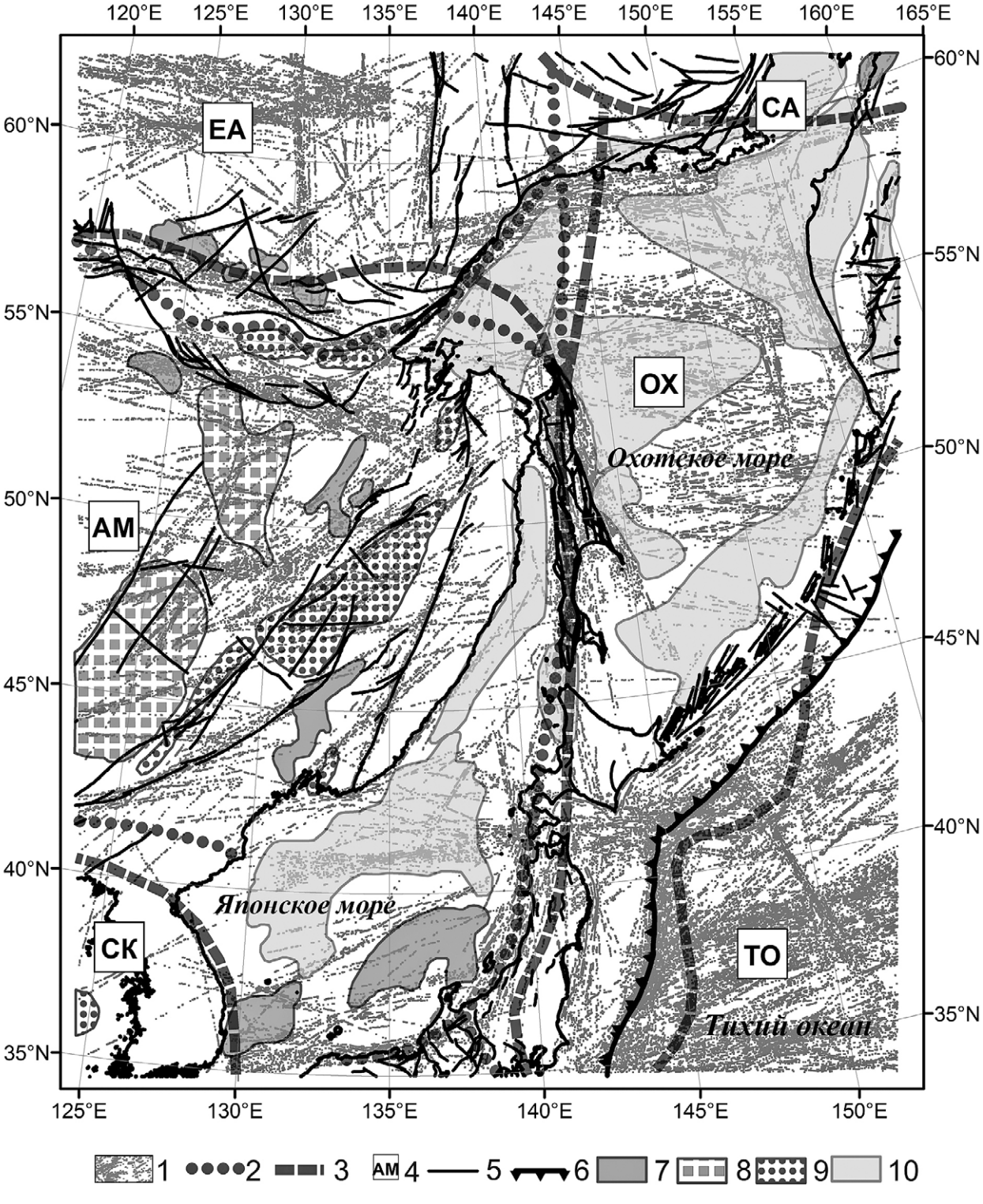


Рис. 1. Осадочные бассейны и линеаментные структуры модуля градиента рельефа земной поверхности, морского дна восточной части Амурской и сопредельных с нею тектонических плит.

1 – линеаменты модуля градиента рельефа земной поверхности и морского дна; 2 – поверхностные границы Амурской тектонической плиты (системы разломов); 3 – глубинные границы тектонических плит; 4 – тектонические плиты: АМ – Амурская, ЕА – Евразиатская, СК – Северокитайская, СА – Североамериканская, ОХ – Охотоморская, ТО – Тихоокеанская; 5 – основные разломы, установленные по геологическим данным; 6 – оси глубоководных желобов; осадочные бассейны с признаками рифтогенеза: 7 – кайнозойские, 8 – меловые (поздний мел – ранний палеоген); 9 – юрские (поздняя юра – ранний мел); 10 – прочие осадочные бассейны.

пониженных значений мощности литосферы соответствуют областям относительного растяжения, были выделены соответствующие области деформации литосферного слоя. Области с минимальными значениями мощности литосфера (60 км и менее) соответствуют рифтогенным бассейнам. На суше это Сунляо, в море – Япономорская глубоководная впадина.

Распределение рифтогенных осадочных бассейнов относительно линейных зон МГР, их особенности – расположение осевых частях бассейнов (рис. 1) в сочетании с иными статистическими характеристиками и глубинными признаками в виде особенностей морфологии подошвы литосферы и земной коры позволили сформировать комплекс признаков, характерных для кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов восточной части Амурской плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 629-647.

2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские – кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-82.

3. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Изд. ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь – южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

4. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005. 264 с.

5. Шенгёр А.М. Джелал, Натальин Б.А. (пер. с англ.) Рифты Мира. М.: Геокарт-Геос, 2009. 188 с.

6. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences, 1997. V. 23. N. 1. P. 45-62.

Влияние силы кориолиса на мантийную конвекцию, тектонические и магматические процессы

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, пр. Ленина, 39, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В настоящее время получено множество доказательств определяющего влияния мантийной конвекции на тектонические и магматические процессы. Но многие детали этого влияния остаются неясными. Это нашло отражение в происходящей за рубежом дискуссии, в которой ставится под сомнение существование мантийных плюмов. Одним из оснований для таких сомнений является отсутствие в мантии по данным сейсмической томографии (Su et al., 1994) четко выраженных вертикальных струй малоплотного вещества. Несмотря на массово постулируемое в литературе их существование в мантии реально обнаружены лишь горизонтальные или наклонные линзы или неправильные тела вещества различной плотности.

Выполненные расчеты показали, что причиной отсутствия в мантии вертикальных струй вещества является сильное влияние на его движение силы Кориолиса. Возникновение ее обусловлено вращением Земли вокруг своей оси, вследствие которого каждая точка на земной поверхности в районе экватора движется со скоростью $\mathbf{V_1 = L/t} = 4 \cdot 10^7$ м/(24•3600 сек) = 463.5 м/сек (**L** – длина экватора, **t** – продолжительность суток), которая сопоставима со скоростью полета пули. На глубине 2900 км в подошве мантии эта скорость снижается до $\mathbf{V_2}$ = 252.5 м/сек, а в центре Земли – до нуля. Всплывающее вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку. Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса при перемещениях вещества в мантии, равна $\Delta \mathbf{W_к = mV_1^2/2 – mV_2^2/2}$, где **m** – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет $\Delta \mathbf{W_к}$ = 1 кг•(463.52 – 252.52) м^{2}сек$^{-2}$/2 = 151006 Дж. Энер-

гия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна $\Delta W_в = mв\Delta Tgh$. Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы **в** = $3•10^{-5}$ $(°)^{-1}$, средняя разница температур плюма и вмещающей мантии $\Delta T = 160°$ С , мощность мантии **h** = $2.9•10^6$ м. В этом случае для 1 кг всплывающего вещества $\Delta W_в$ = 1кг•$3•10^{-5}(°)^{-1}$•160°•9.81м•$сек^{-2}$ •$2.9•10^6$ м = =136560 Дж. То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса, несколько больше таковой, выделяющейся при всплывании плюмов. Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества по крайней мере в низких широтах, где величина силы Кориолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. Современный угол наклона всплывающих струй на экваторе должен быть равен 42° по отношению к земной поверхности. В раннем архее скорость вращения Земли была примерно в 8 раз больше современной, потому этот угол был равен около 6°.

Отклонение всплывающего вещества к западу под влиянием силы Кориолиса в низких широтах должно приводить к повышенной скорости отодвигания океанической литосферы в субмеридиональных зонах спрединга от их осей в западном направлении по сравнению с восточным и к возникновению здесь более широких полос новообразованной коры. Средняя суммарная ширина западных полос по 17 сериям замеров действительно оказалась в 1.19 раз больше, чем восточных.

Постоянное воздействие отклоняющихся к западу больших масс всплывающего разогретого вещества должно приводить к общему перемещению литосферы в этом направлении. Геологические признаки такого перемещения описываются в литературе еще с начала прошлого столетия и рассматриваются как доказательства существования западного дрейфа литосферы. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость этого дрейфа оценена в 0.11° за миллион лет (Ueda, Kanamori, 1979). Под воздействием этой силы крупные блоки земной коры и литосферы, перемещающиеся из низких широт в высокие в северном полушарии, должны вращаться по часовой стрелке. Такое вращение недавно установлено в восточной части Балтийского щита.

В отличие от литосферы внешнее ядро должно медленно вращаться в восточном направлении по отношению к мантии в результате механического воздействия на него опускающихся потоков более холодного вещества, частично сохраняющих свою повышенную линейную скорость движения на восток. Этот вывод подтверждается данными о более быстром, на 1.1° в год, вращении внутреннего ядра по сравнению с внешним (Yong, Richards, 1996).

Вследствие отклонения к западу поднимающихся струй абсолютная скорость западного и северо-западного движения плит в Тихом океане (Тихоокеанской и Филиппинской) в среднем примерно в 2 раза больше, чем перемещений плит (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях. Скорость конвергенции плит в западных зонах субдукции в этом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном. При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции эта скорость в среднем уменьшается. С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кориолиса связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества. Данное явление видимо является причиной утонения и разрыва литосферы в тылу островных дуг и формирования здесь окраинно-континентапльных морей, весьма характерных для западной части Тихого океана и отсутствующих в настоящее время в восточной. Все эти явления определяют ярко выраженную асимметрию строения Тихого океана.

Более сильное давление океанических плит на Азиатский континент, по сравнению с Американскими, видимо, является причиной различий их магматизма и металлогении. Судя по Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса (главный редактор Е.А. Радкевич, 1979), полоса интенсивного развития связанного с Тихим океаном мезозойского магматизма и оруденe-

ния на Азиатском континенте примерно в 1.5-2 раза шире, чем в Северной и Южной Америке. Площадь развития мезозойских кислых магматических пород и число вынесенных на карту месторождений в западном и северо-западном обрамлении Тихого океана обычно на 10-15% больше, чем на восточном и северо-восточном на той же широте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Su W., Woodward R.L., Dzewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // Journ. Geophys. Res., 1994. V. 99. N. B4. P. 6945-6980.

2. Uyeda S., Kanamori H. Back-are opening and the model of subduction // Journ. Geophys. Res., 1979. V. 84. N. B3. P. 1049-1061.

3. Yong X., Richards P.S. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature, 1996. V. 382. N. 6588. P. 221-224.

Литогенез флишоидных комплексов предостроводужных палеозон

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН
г. Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Обсуждение основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных флишоидных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: о-ва Сахалин, Карагинский, п-ов Камчатка, Корякский хребет. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон примитивной дуги представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары островная дуга-желоб [2]. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1-2 мм), среднее (3-5 мм) и толстое (10-25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1-7 до 20-30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0.35 до 2.5 м, реже до 4.0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационнослоистых. Характерны многослои турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе многократно повторяются прослои измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопепловых метасоматитов мощностью от 5-10 см до 2.5-3.0 м. По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения вполне сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканического, вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации. В составе вулканотерригенного и терригенного материала установлены следующие группы обломков пород и минералов.

1. Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры.
2. Измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластика.
3. Кератофиры, кварцевые кератофиры и плагиограниты.
4. Продукты пропилитизации основных и кислых вулканитов.
5. Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные крис-

талло-витрокластические туфы.

6. Кристаллы: кварца, плагиоклазов (от альбита до андезина), клинопироксенов, роговых обманок, биотита и рудных минералов.

7. Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а также яшмоиды и кремни.

Для песчаников характерны высокие (25%) содержания обломков пород. Они отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым граувакка м [1]. Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0.2-0.5 мм, а также в дебритах и грейнитах. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5-7 до 10-12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны высокие (100г/т) содержания Zn в граувакках.

На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциа¬ций песчаных пород установлено, что главным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканиты контрастной спилит-кератофировой серии, формирование которой частично совпадало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса [2].

Это подтверждается так же составом обвально-оползневых горизонтов мощностью от 4-6 до 45-50 м, которые прослеживаются в разрезах внутри алевролито-песчаных ритмических пачек. Они имеют брекчиево-блоковое строение, сформированы, по-видимому, за счет раздробления, брекчирования крутых стенок склона или каньонов по которым транспортировался обломочный материал. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью областей осадконакопления, которые располагались на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба. Наиболее массового поступления вулканогенного и вулканотерригенного материала в бассейн седиментации можно ожидать на этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль нарушенных (конволютных) слоистых текстур пород оползание, подвороты, расщепление, обрывы слойков, микросбросы, проседания, размывы и др.

Контрастность состава вулканотерригенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиогранит-кварц-кератофировых. Граувакки первого типа тяготеют к спилито-диабазам, второго типа имеют состав дацитов. С высокой флюидонасыщенностью исходной магмы связано седиментационно-диагенетическое преобразование слоёв пепла. Апопепловые метасоматиты состоят из альбита с кварцем, гидрослюдой и хлоритом. Влияние вулканизма спилит-кератофировой серии сказалось на контрастности состава апопеловых метасоматитов по соотношению кварца с альбитом и хлорита.

Для флишоидных комплексов развитой палеодуги в составе обломочных компонентов алеврито-песчаных пород характерны основные плагиоклазы (лабрадор-битовнит) и мегаплагиофировые базальты. Пепловые слои преобразованы в ломонтитовые метасоматиты, что связано с субсинхронным вулканизмом мегаплагиофировой серии (рис. 1). Для флишоидных комплексов зрелой Тайгоносской палеодуги характерны апопепловые метасоматиты с кварцем, высококремнистым кальциевым гейландитом, хлоритом, гидрослюдой.

Таким образом, главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-

Рис. 1. Ломонтитовые апопепловые метасоматиты (светлые) во флишоидных комплексах хребта Северный Кумроч. Фрагмент разреза мощностью 12,5 метра.

щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги – альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги – высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

Кроме того, следует обратить внимание на биметасоматические изменения преддуговых турбидитно-гемипелагических флишоидных комплексов и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами, которые характерны как для приматериковых (Маметчинский полуостров), так и приокеанических (п-ов Шмидта и хребет Кумроч) палеодуг. При этом биметасоматические слои, судя по особенностям структуры ксонотлитов, формировались в условиях гидротермально-метасоматического (при температурах 350-160° С) метаморфизма [3]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей формирования аккреционных структур. Условия статичного термального (350-160° С) по ксонотлитовому геотермометру, а не динамометаморфического взаимодействия (с формированием милонитов и филлонитов) этих комплексов трудно объяснимы с позиций шарьирования океанических офиолитовых пластин на островодужные комплексы и более подходят для геодинамической ситуации диапирового становления офиолитов [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 107 с.

2. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Формирование нефтегазоносных бассейнов в предостроводужных палеозонах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 186-220.

3. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Ксонотлит как индикатор условий биметасоматоза // Теория, история, философия и практика минералогии. Матер. V минер. семинара. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 208-209.

4. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.

Volcanic and sedimentary sequences of upper Carboniferous Bashan Formation in the Junggar Basin, NW China

Weihua Bian[1], Pujun Wang[1], Rukai Zhu[2], Zhiguo Mao[2], and Huafeng Tang[1]

[1]College of Earth Sciences, Jilin University
Jianshe Str. 2199, Changchun 130061, China
[2]Petroleum Exploration & Development Research Institute, PetroChina
Xueyuan Road 20, Beijing 100083, China

The Junggar Basin in the Xinjiang Uygur Autonomous Region of NW China is one of the most prominent walled sedimentary basins in western China surrounded by active mountain ranges but little internal deformation and exceptionally long history of subsidence and impoundment of sediments [2]. These basins developed since the late Palaeozoic after amalgamation of microcontinents, ocean basins, and island arcs forming the Altaid orogenic belt, also called the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) which represents the largest crustal growth in Paleozoic time [3].

The Bashan formation is the uppermost elements of the basin basement. The thickness of basin fill ranges from 2 km to 16 km and decrease gradually from south to north (Fig. 1), that is, the shallowest burial depth of the basement should exist in the north part of the basin. Most of the petroleum wells revealing the Bashan formation have been drilled in this area. According to the wells and seismic data, there is a regional unconformity between the Bashan formation and the overlying stratigraphic units.

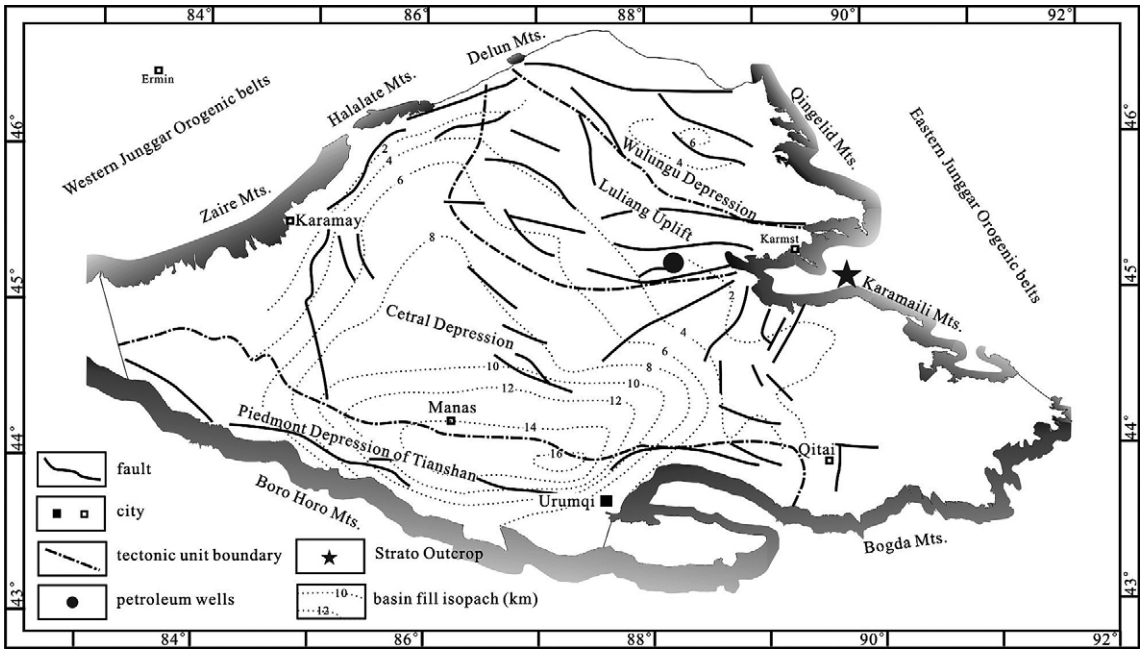


Fig. 1. Geological map of the Junggar basin (modified after Bian et al. [1]).

Since the geological information of the wells is limited and discrete, the strato-type outcrop at the NE boundary of Junggar basin is employed here for detailed volcanic and sedimentary study. The strato-type outcrop situats in Shuangjingzi, Qitai county, Xinjiang Uygur Autonomous Region, NW China. It starts at (E:90°25′27.06″, N:44°48′20.40″) and ends at (E:90°21′05.64″, N:44°50′13.68″) with a real thickness of 4129.12 m (Fig. 2).

According to volcanic facies classification [4], five volcanic facies, explosive, effusive, extrusive, conduit, and volcanic-sedimentary facies, have been identified in the outcrop. The volcanic eruptive cycles are separated based on the lithological combination, volcanic facies sequence and the character-

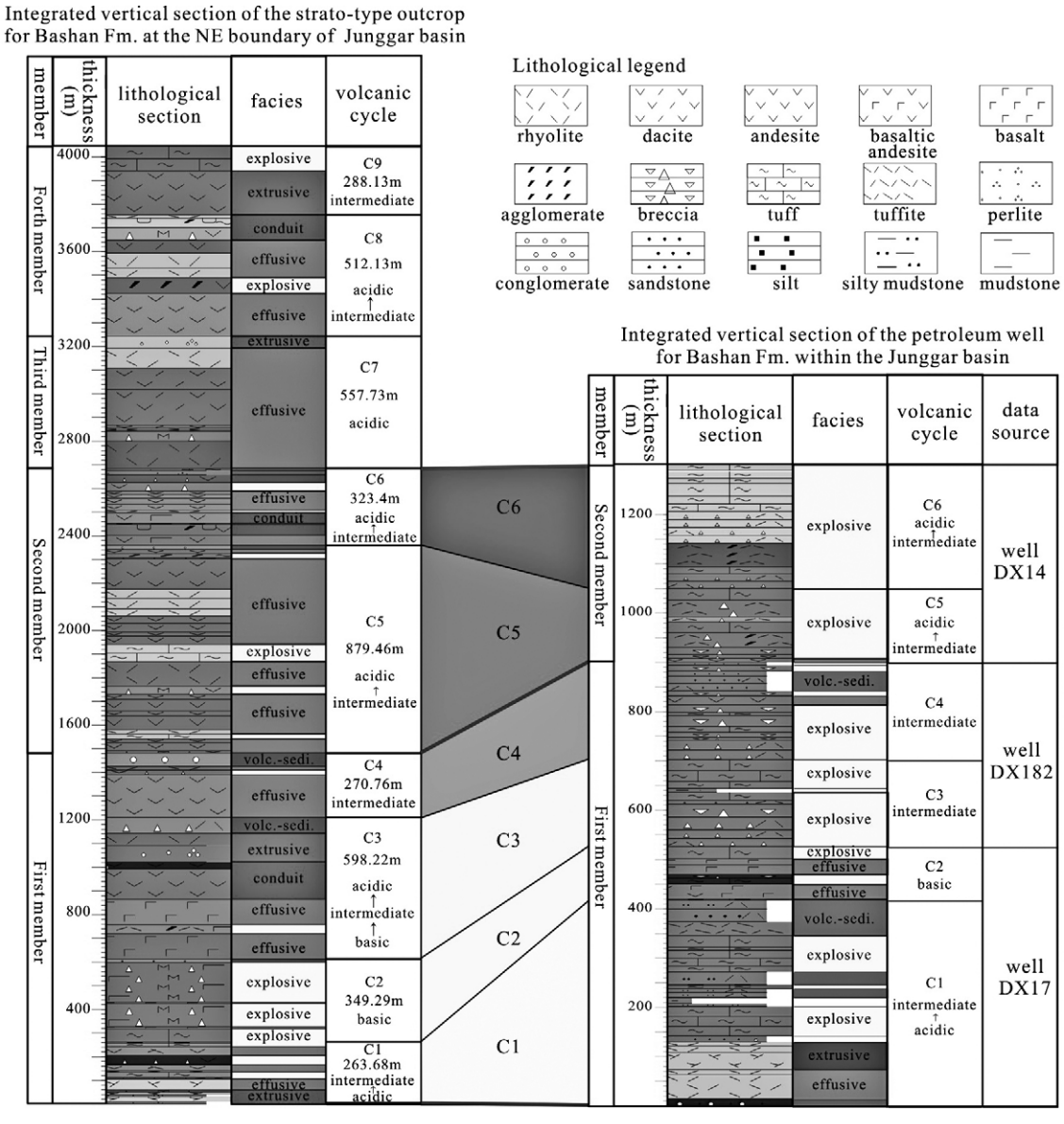


Fig. 2. Volcanic and sedimentary sequences correlation between outcrop and well section of the Bashan formation, Junggar basin.

istic geological interface [5]. The tuffite and sedimentary bedding are the typical signals for the end of a volcanic cycle.

There are nine volcanic cycles are recognized in the outcrop, named as C1 to C9 upward (Fig. 2). The cycles start from basic rocks, then transfer to intermediate rocks and acidic rocks, start from effusive facies, explosive facies of breccias or agglomerate, end with conduit facies, extrusive facies or volcanogenic sedimentary facies.

The lithological section of Bashan formation within the Junggar basin is integrated from three representative wells based on the seismic data and well information (Fig. 2). There are merely lower six cycles from C1 to C6 under the subsurface of Dixi area of Junggar basin. The rest upper three cycles missed which is corresponding to the regional unconformity on the top of the Bashan formation.

Volcanic rocks have great potential as hydrocarbon reservoir, especially under a relative deep burial depth of 3000m. There have been four commercial oil and gas field developed within the volcanic reservoirs of Bashan formation. The clarification of volcanic and sedimentary sequence will benefit the regional volcanic reservoir study.

This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19305), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

REFERENCES

1. Bian W.H., Hornung J., Liu Z.H., Wang P.J., Hinderer M. Sedimentary and palaeoenvironmental evolution of the Junggar Basin, Xinjiang, Northwest China. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 2010. 90(3): 175-186.

2. Carroll A.R., Graham S.A., Smith M. Walled sedimentary basins of China. Basin Research, 2010. 22(1): 17-32.

3. Sengor A.M.C., Natal'In B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 1993. 364(6435): 299-307.

4. Wang P.J., Chi Y.L., Liu W.Z., Cheng R.H., Shan X.L., Ren Y.G. Volcanic facies of the Songliao basin: classification, characteristics and reservoir significance. Journal of Jilin University (Earth Sciences Edition), 2003. 33(4): 449-456 (in Chinese with English abstract).

5. Wang P.J., Wu H.Y., Pang Y.M., Men G.T., Ren Y.G., Liu W.Z., Bian W.H. Volcanic facies of the Songliao basin: sequence, model and the quantitative relationship with porosity & permeability of the volcanic reservoir. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2006. 36(05): 805-812 (in Chinese with English abstract).

Chinese Cretaceous Continental Scientific Drilling (CCSD-SK-In, CCSD-SK-Is) in Songliao Basin, NE China

Youfeng Gao[1], Pujun Wang[2], Rihui Cheng[2], and Guodong Wang[2]

[1]Research Center of Palaeontology & Stratigraphy, Jilin University
Ximinzhu Street 6, Changchun 130026 China, gaoyoufeng@ jlu.edu.cn
[2]College of Earth Sciences, Jilin Universit
Jianshe Street 2199, Changchun 130061, China, wangpj@ jlu.edu.cn

Cretaceous deposits in China are mostly of non-marine origin; marine sediments occur only in parts of Tibet and Xinjiang[1,2]. During the Cretaceous, Songliao Basin of northeastern China was a large rift basin that hosted a long-lived deep lake[1]. This history caused the basin to become the largest oil and gas producing basin in China, with China's largest oilfield, Daqing, situated in the central part of the basin.

Based on our survey of prior domestic and international scientific drilling programs on the land and in the sea (ICDP & IODP) and accumulated geological data of the past 50 years in Songliao Basin, the «Cretaceous Continental Scientific Drilling Program of China», the SK drilling program (-I and -II), supported by the Ministry of Science and Technology of China (MOST) and the Daqing Oilfield (the latter also contributed its drilling expertise to the program), was initiated and conducted to recover full cores from the Quantou to Taikang Formation in this basin, i.e., the sequence of ~ Albian through K/T boundary[6]. The principles for the site selection of this scientific drilling program are: 1) most continuous strata with almost no hiatus; 2) minimal drilling thickness; 3) recovery of core of predominantly deep lake facies; 4) least difficulty for engineering. According to this strategy, a «one well- two holes» plan was implemented from August 18, 2006, to October 20, 2007 (Fig. 1). The northern hole, SK-I, recovered 1541.66 m continuous core from Knj1 through Yi'an Formation of oldest Tertiary with recovery ratio of 94.56%; and the southern hole, SK-2, obtained 944.23 m of core from Kqt3 through bottom of Knj2, with a recovery ratio of 99.73% [5] . The two holes, 77.35 km apart, can be correlated via the basin-wide oil-shale in Knj2 (Fig. 2). During the validation of the geological design of the two holes, numerous factors (especially strata thickness, properties of lower and upper stratigraphic boundaries, sedimentary facies and seismic stratigraphy of the adjacent wells of the potential site) were analyzed in detail to meet the needs of site selection principles, which resulted in a composite lithologic column for the two holes before drilling. A series of coring technologies including regular, confined, directional and sealed coring, have been utilized to ensure a higher recovery ratio for the core.

Well logging of the SK drilling program includes three suites: conventional 5700 log suites, unconventional log suites and cement evaluation log suites. The conventional 5700 logs include DLL (dual Laterolog), CAL (caliper log), temperature log, fluid resistivity log, drift azimuth log, array induction

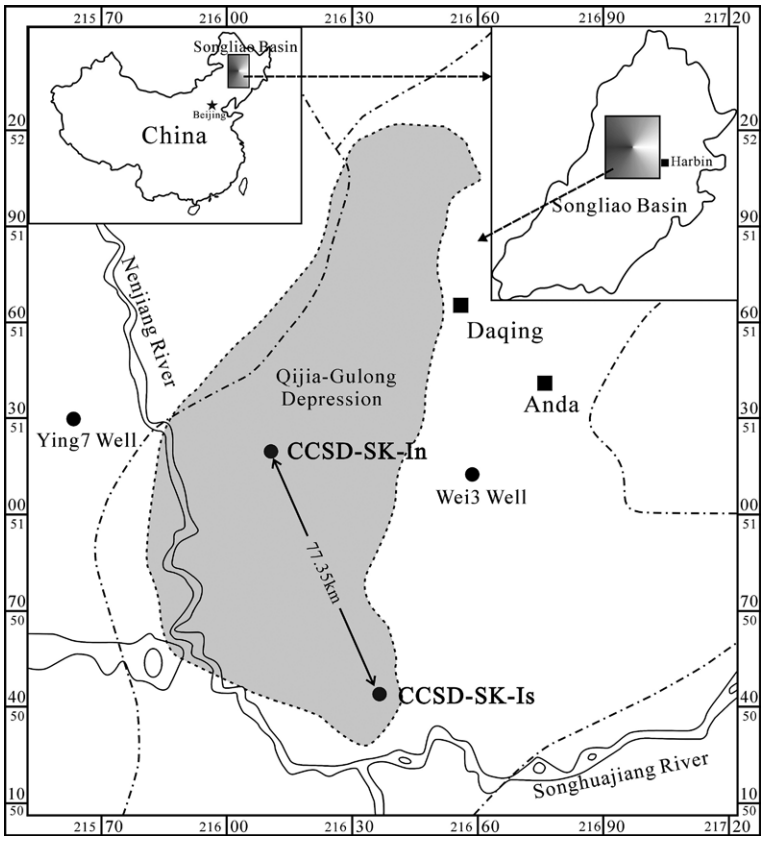


Fig. 1. The locations of two drillings (CCSD-SK-In, CCSD-SK-Is).

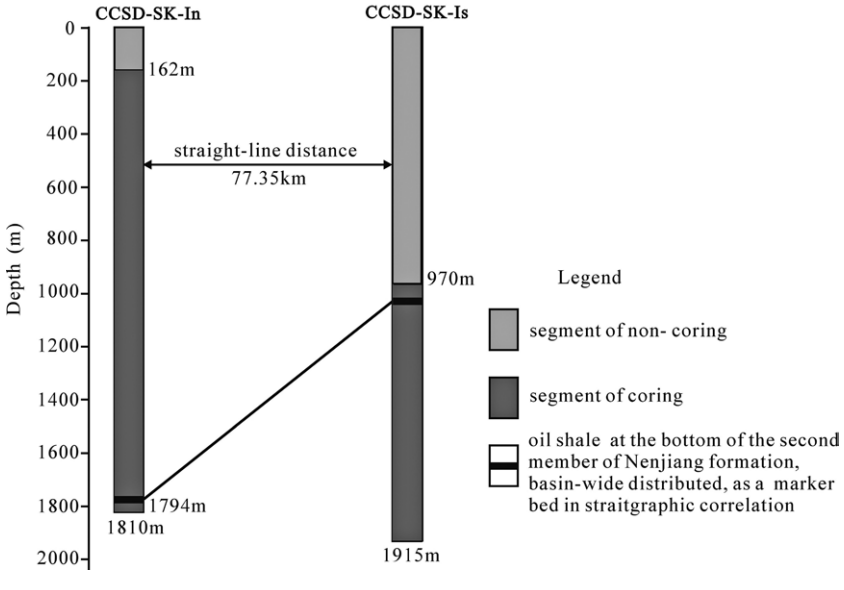


Fig. 2. Sketch map of «one well with two drillings» framework.

log, GR (gamma ray log), micro- laterolog, DAL (digital acoustic log), SL (compensated neutron log), and ZDEN (lithological density log). The unconventional log suites include SL (natural gamma-ray spectral Log), XMAC- (Cross Multipole Array Acoustic Log), ECS (element content log), and FMI (Formation Micro Imager). The cement evaluation log suites include acoustic variable density log, magnetic locating log and gamma ray log.

A detailed work plan has been implemented for the core material of SK-I and -II. The objective for the work plan is to establish ten depth profiles, to facilitate research of paleoclimatic and paleoenviron-

mental change during this time interval (~ Albian-K/T boundary). The ten high-resolution records will be acquired by assembling and intergrating the high-resolution records of lithology [4, 7], well-logging (3 suites, see the previous paragraph), element geochemistry, integrated stratigraphy [3, 4], geomicro-bio-logy, organic geochemistry, stable isotope geochemistry, and core-fluid. The sampling protocols have also been defined for preservation of the core, timely analysis and best utilization of the samples, coordinated sampling for the key segments of the core, and data sharing. The most important principle is the preservation of the core, which means that half of the core after sampling should remain continuous for later research. These protocols will ensure the best utilization of the core material, so as to leave samples shared by as many interested geoscientists as possible. The present sampling distances are often at centimeter scale, for example 5 cm for environment magnetics, 10 cm for geomagnetics, 100 cm for total organic carbon, stable isotopes (carbon, oxygen, sulfur). The accumulation rate of the lacustrine facies in Songliao Basin is approximately 7-10cm/ka, so the time resolution of the acquired records of the core will be about ten thousand years. At present, more than twenty thousand samples are in the process of analysis, resulting in preliminary results described later.

Keywords: Cretaceous, Continental Scientific Drilling, Songliao Basin, Non-marin.

Acknowledgements. This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No.2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

REFERENCES

1. Chen P.J. Cretaceous paleogeography of China. Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1987. 59: 49-56.

2. Chen P.J., Chang Z.L. Nonmarine Cretaceous stratigraphy of eastern China. Cretaceous Research, 1994. 5(3): 245-257.

3. Cheng R.H., Wang G.D., Wang P.J., Gao Y.F. Microfacies of deep-water deposits and forming models of the Chinese Continental Scientific Drilling-SKII. Acta Geologica Sinica, 2007. 81(6): 1026-1032.

4. Gao Y.F., Wang P.J., Cheng R.H. Description of Cretaceous sedimentary sequence of the first member of the Qingshankou Formation recovered by CCSD-SKIs borehole in Songliao Basin: lithostratigraphy, sedimentary facies, and cyclic stratigraphy. Earth science frontiers, 2009. 16(2): 314-323.

5. Gao Y.F., Wang P.J., Wang C.S. Well site selecting, core profile characteristics and distribution of the special lithology in CCSD-SKII, Acta Geologica Sinica, 2008. 82(5): 669-675 (in Chinese with English abstract).

6. Wang C.S., Feng Z.Q., Wu H.Y. Preliminary achievement of the Chinese Cretaceous continental scientific drilling Project-SK-I. Acta Geologica Sinica, 2008. 82(1): 9-20 (in Chinese with English abstract).

7. Wang P.J., Gao Y.F., Cheng R.H. Description of Cretaceous Sedimentary Sequence of the Second and Third Member of the Qingshankou Formation Recovered by CCSD-SK-Is Borehole in Songliao Basin: Lithostratigraphy, Sedimentary Facies and Cyclic Stratigraphy. Earth science frontiers, 2009. 16(2): 288-313.

Tectonic Revolution and Petroleum Accumulation in the Rift Basin of the Eastern China: Take Liaohe Basin as an Example

Yulong Huang, Pujun Wang, Xiaomeng Sun, Xiaojian Yu

Jianshe Street 2199, Changchun 130061, China, long@jlu.edu.cn

Liaohe Rift Basin is a Cenozoic intra-continental rift basin, being part of the Cenozoic Bohai rift system [4-6]; it lies in the northeastern part of Sino-Korean platform with the northern branch of Tanlu fracture zone goes across in the east. It spreads in northeast directions and ranges 200 km long and 49 km wide, appears as an elongated valley and is divided into three depressions and one bulge which are zonal in NW direction and alternately distributed.

There were two different stages of tectonic evolution in Liaohe Rift including the Paleogene rifting stage and the Neogene-Quaternary post-rifting stage. Tectonic movements indicated episodic in time domain and directional migration in the space. The rifting center had been migrating from north to south and west to east since Cenozoic which was indicated by the sedimentary sequences, volcanic activities and earthquake distributing characteristics [5]. During the late Mesozoic, the crust was uplifted as

a result of plate movements, the old basement became thinner by erosion, and the rigid crust was pulled apart by tensile stress, thus forming a series of deep fault belts. Controlling by the development of Tanlu fault, the Cenozoic were successively deposited with six stratum series composed of volcanic and clastic rocks.

During the depression stage (from Eocene to Oligocene), rapid subsidence and deposition formed very thick layers of source rocks mainly composing of dark mudstone, thus laid a foundation for the abundant hydrocarbon resources in Liaohe rift basin. Meanwhile, oil-bearing fault blocks became a basic model as a result of the horst-graben structure, and the three sags were separated petroleum reservoir systems due to the independent features of the rift basin.

In recent years, there have been great achievements in the petroleum explorations with relation to igneous rocks which have already turned to be a new exploration domain and petroleum reserve increase [2, 3]. During the Paleogene rifting stage, mafic magma of mantle-source upwelling through deep fractures and result as intermittent eruptions, thus built the formation constructions with basalts and clastics alternately.

According to eruption intensity and volcanic rock distributions, there had been almost four stages and twelve times of volcanic eruptions related to the multiple tectonic movements since Paleogene. Diverse hydrocarbon accumulations related to volcanic rocks had been revealed by petroleum explorations, indicating that volcanic rocks played an important role in hydrocarbon formation and accumulation in rift basins of eastern China [2]. The abnormal thermal effects of volcanic activities accelerated the thermal evolution of organics[3], and volcanic rocks also turned to be fine reservoirs and covers for hydrocarbon accumulations while diverse traps were formed by igneous rocks and related clastic rocks.

Keywords: rift basin, tectonic revolution, petroleum accumulation, Liaohe Basin, Eastern China.

Acknowledgements. This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

REFERENCES

1. Chen Z.L., Ma Y.S., Wang X.F., Wu T.S., Wu H.L. Dynamic model of the Cenozoic tectonic evolution of the Liaohe Basin. Jounal of Geomechanics, 1999. 5(2): 83-89.

2. Chen Z.Y., Li J.S., Zhang G. Relationship between volcanic rocks and hydrocarbon within Liaohe Depression of Bohai Gulf Basin, China. Petroleum Exploration and Development, 1996. 23(3):1-5.

3. Jin Q. Volcanic activities and oil/gas accumulation in the rift basins of the Eastern China. Journal of the University of Petroleum, China, 2001. 25(1): 27-29.

4. Liu H.F., Liang H.S., Li X.Q., Yin J.G., Zhu D.F., Liu L.Q. The coupling mechanisms of Mesozoic-Cenozoic rift basins and extensional mountain system in Eastern China. Earth Science Frontiers, 2000. 7(4): 477-485.

5. Xu K., Fu W. The tectonic genesis in Liaohe Basin. Journal of Liaoning Normal University (Natural Science), 1996. 19(1): 56-61.

6. Zhao J.M., Lu Z.X. Lateral migration of deep structure and rifting movements in Liaohe Rift Basin. Seimology and Gelogy, 1998. 20(3): 225-231.

Uplifting of the Jiamusi Block in the eastern Central Asian Orogenic Belt, NE China: evidence from basin provenance and geochronology

Yongjiang Liu, Xingzhou Zhang, Quanbo Wen, Guoqing Han, and Wei Li

Jilin University, College of Earth Sciences
Changchun, China, yongjiang@jlu.edu.cn

The main part of Jiamusi Block, named as Huanan-Uplift, is located in the northeastern Heilongjiang, China. The Huanan-Uplift is surrounded by many relatively small Mesozoic- Cenozoic basins, e.g. Sanjiang Basin, Hulin Basin, Boli Basin, Jixi Basin, Shuangyashan Basin and Shuanghua Basin. However previous research works were mainly focused on stratigraphy and palaeontology of the basins, therefore, the coupling relation between the uplift and the surrounding basins have not been clear. Based on the field investigations, conglomerate provenance studies of the Houshigou Formation in Boli Basin,

geochronology of the Huanan-Uplift basement, we have been studied the relationships between Huanan-Uplift and the surrounding basins.

The regional stratigraphic correlation indicates that the isolated basins in the area experienced the same evolution during the period of the Chengzihe and the Muling Formations (the Early Cretaceous). The paleogeography reconstructions suggest that the area had been a large-scale basin as a whole during the Early Cretaceous. The Huanan-Uplift did not exist.

The paleocurrent directions, sandstone and conglomerate provenance analyses show that the Huanan-Uplift started to be the source area of the surrounding basins during the period of Houshigou Formation (early Late Cretaceous), therefore, it suggests that the Jiamusi Block commenced uplift in the early Late Cretaceous.

The granitic gneisses in Huanan-Uplift give 494-415 Ma monazite U-Th-total Pb ages, 262-259 Ma biotite and 246-241 Ma K-feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages. The cooling rates of 1-2° C/Ma from 500-260 Ma and 10-11° C/Ma from 260-240 Ma have been calculated based on the ages. This suggests that the Jiamusi Block had a rapid exhumation during late Permian, which should be related to the closure of the Paleo-Asian Ocean between the Siberian and North China continents.

It is concluded that during the late Paleozoic the Jiamusi Block was stable with a very slow uplifting. With the closure of the Paleo-Asian Ocean the Jiamusi Block underwent a very rapid exhumation in the late Permian. In the early Mesozoic the area went into a basin developing stage and formed a large basin as a whole during the Early Cretaceous. In the Late Cretaceous the Jiamusi Block started uplifting and the basin was broken into isolated small basins.

REFERENCES

1. Lang Xiansheng. Biologic Assemblage features of Coal-bearing Strata in Shuangyashan-Jixian coal-field. Coal geology of China, 2002. 14(2): 7-12.

2. Wang Jie, He Zhonghua, Liu Zhaojun, Du Jiangfeng, Wang Weitao. Geochemical characteristics of Cretaceous detrital rocks and their constraint on provenance in Jixi Basin. Global Geology, 2006. 25(4): 341-348.

2. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura Gand Terabayashi M.C. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic systhesis from 750 Ma to the present. Island Arc, 1997. 6: 121-142.

TECTONIC STRUCTURES OF SOUTHWESTERN PART OF DEEP WATER BASIN OF EASTERN VIETNAM SEA

Phùng Văn Phách[1], V.V. Golozoubov[2], Manuel Pubellie[3], Trần Tuấn Dũng[1], Nguyễn Trọng Tín[4]

[1]Institute of Marine Geology and Geophysics (IMGG)-Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)
[2]Far East Geological Institute (FEGI) Russia
[3]L'Ecole Normale Supperrier, Paris (ENS)
[4]Vietnam Petroleum Institute (VPI)

The SW part of deep water basin of Eastern Vietnam Sea and adjacent area has quite complicated tectonics and geodynamic regime. Our detail analysis of new data of geology, geomorphology, remote sensing, tectonic structures and geodynamics led to some new interpretations that help to make the relationship between the structures of the region clearer. In particular it concerns a transition crust on the SW tip of Eastern Vietnam Sea. This once more confirms the strong influence of collision tectonics on tectonic structures and geodynamic conditions of Indochina in general, and continental shelf of Southern part of Central Vietnam in particular, rather then other hypothesizes of opening of Cenozoic Eastern Vietnam Sean by approaching of microplates from the east and southeast or by rotation of the blocks around certain poles .

Consequently the oceanic crust could not went that far as it was described in some literatures, but it should be stop by a NW-SE striking fault, which is boundary between the true oceanic crust from NE

and transition crust (rifted attenuated oceanic crust) from SW. This NW-SE fault must be continuation of mega-strike slip Alao Shan-Red River master fault.

After cessation of oceanic crust spreading (at about 15.5 My ago), the activity of right lateral strike slip of N-S direction Eastern Vietnam Fault scarp (EVFS) has made the tertiary basins on Vietnam shelf deepened. Among them SW part of deep water basin of Eastern Vietnam Sea. The activity of EVFS may be related to some deep mantle flows in the low and middle crust. These flows should origin from India-Asia collision tectonics.

Tectonic and sedimentary evolution of the Songliao basin, late Mesozoic, NE China

Wang PuJun

College of Earth Sciences, Jilin University
Jianshe Str. 2199, Changchun 130061, China, Wangpj@ jlu.edu.cn

Situated in the northeast the Songliao basin (SB) is an important oil & gas basin of China. The SB developed on a basement of the Mongolia-North China block which is composed of Paleozoic metamorphosed marine/continental facies sediments (slate, phyllite), carbonates; Hercynian/Indosinian andesite and granites and pre-Cambrian gneiss and schiest [13]. The basin fillings are composed of parts. The lower part is the Upper Jurassic and Lower Cretaceous volcanogenic successions which are generally buried between the depths of 2,000 m to over 6,500 m revealed by drilling [14]. The volcanic rocks are covered by Mid- and Upper Cretaceous sedimentary sequence of up to 6000 m in thickness [8]. Previously considered to be 'basement' of the SB and not to have any petroleum interest, the volcanogenic successions of the SB have recently been recognized to be the key figures to understand evolution of the basin, which is of vital importance for hydrocarbon exploration in the petroliferous basin [10, 12, 16]. It has long been accepted that there is close association between tectonic style and the resulting igneous activity that in turn controls the petrogenesis and thus the geochemical and isotopic compositions of the rocks [9]. Concerning tectonic and sedimentary basin fill two suture zones should mentioned adjacent to the SB. First, along its southern boundary situates the Xilamulun fault belt which sutured the two micro-plates of Mongol and North China, being resulted from the northwards subduction of the paleo-Mongolia oceanic crust in the late Permian [15]. This closure of the ocean assembled the basement of the SB, resulted in the Permian volcanic eruption and low grade metamorphism of the Paleozoic sediments. The upper crust consisted mainly of this kind of metasediments of the area in the Mesozoic. Second, approximately along north latitude 48°-56° and 200-600 km north to the SB is the Mongolia-Okhotsk collisional belt which was formed in the late Jurassic to early Cretaceous due to closure of the Mongolia-Okhotsk suture zone [1, 4, 18]. Magmatism as well as thrusting and folding related to the evolution of the belt were recorded widespread along the zone in northeast China, Mongolia and far-east Russia [2 , 3, 5, 7, 6]. These features recognized were interpreted to be formed in the late Jurassic and early Cretaceous contemporaneous with the volcanic activities in the SB.

The SB is a superposed basin with two different kinds of basin fills. The lower one is characterized by a fault-bounded volcanogenic succession comprising of intercalated volcanic, pyroclastic and epiclastic rocks. The volcanic rocks, dating from 110 Ma to 130 Ma, are of geochemically active continental margin type. Fast northward migration of the SB block occurred during the major episodes of the volcanism inferred from their paleomagnetic information. The upper one of the basin fill is dominated by non-marine sag-style sedimentary sequence of siliciclastics and minor carbonates. Intercalated in the thick sedimentary sequence Coniacian flood basalt of ca. 200 m were recently recognized [11]. The basin center shifted westwards from the early to late Cretaceous revealed by the GGT seismic velocity structure suggesting dynamic change in the basin evolution. Thus, a superposed basin model is proposed. Evolution of the SB involves three periods including (1) Alptian and pre-Aptian, a retroarc basin and range system

of Andes type related to Mongolia-Okhotsk collisional belt (MOCB) [17]. (2) Albian to Companian, a sag-like strike-slip basin under transtension related to oblique subduction of the Pacific plate along the eastern margin of the Eurasian plate. The Coniacian basalts represent the maximum continental rifting stage of the SB. (3) Since Maastrichtian, a tectonic inverse basin under compression related to direct subduction of the Pacific plate under the Eurasian plate, characterized by overthrust, westward migration of the depocenter and eastward uplifting of the basin margin.

Acknowledgements. This research was supported by a grant from the Major State Basic Research Development Program of China (No. 2009CB19303), Key laboratory of Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia (Jilin University), Ministry of Education, China and the Program of Innovation Team of Jilin University.

REFERENCES

1. Cogné J.P, Kravchinsky V.A., Halim N. and Hankard Fatim. Late Jurassic–Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia). Geophysical Journal International, 2005. 163: 813-832

2. Kirillova G.L. Late Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal–oil–gas Presence. Marine and Petroleum Geology, 2003. 20: 385-397.

3. Levin L.E. Volcanogenic and volcaniclastic reservoir rocks in Mesozoic-Cenozoic island arcs: examples from the Caucasus and the NW Pacific. Journal of Petroleum Geology, 1995. 18(3): 267-288.

4. Meng Q.R. What drove late Mesozoic extension of the northern China–Mongolia tract? Tectonophysics, 2003. 369: 155-174.

5. Okada H. Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1999. 150: 1-11.

6. Sokolov S.D. Tectonics of Northeast Asia: An overview. Geotectonics, 2010. 44(6): 493-509.

7. Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. Earth and Planetary Science Letters, 2006. 251: 179-198.

8. Wang P.J., Gao Y.F., Cheng R.H. Description of Cretaceous Sedimentary Sequence of the Second and Third Member of the Qingshankou Formation Recovered by CCSD-SK-Is Borehole in Songliao Basin: Lithostratigraphy, Sedimentary Facies and Cyclic Stratigraphy. Earth Science Frontiers, 2009. 16(2): 288-313.

9. Wang P.J., Chen F.K., Chen S.M., Siebel W., Satir M. Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic composition of Mesozoic volcanic rocks in the Songliao basin. NE China. Geochemical Journal, 2006. 40(2): 149-159.

10. Wang P.J., Chi Y.L., Liu W.Z., Cheng R.H., Shan X.L., Ren Y.G. Volcanic facies of the Songliao Basin: classification, characteristics and reservoir significance. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2003. 33(4): 449-456 (in Chinese with English abstract).

11. Wang P.J., Gao Y.F., Ren Y.G., Liu W.Z., Zhang J.G. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and geochemical features of mugearite from the Qingshankou Formation: significances for basin formation, hydrocarbon generation and petroleum accumulation of the Songliao Basin in Cretaceous. Acta Petrologica Sinica, 2009. 25(5): 1178-90 (in Chinese with English abstract).

12. Wang P.J., Hou Q.J., Wang K.Y., Chen S.M., Cheng R.H., Liu W.Z., Li Q.L. Discovery and significance of high CH_4 primary fluid inclusions in reservoir volcanic rocks of the Songliao Basin, NE China. Acta Geologica Sinica, 2007. 81(1): 113-120.

13. Wang P.J., Liu W.Z., Wang S.X., Song W.H. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics. International Journal of Earth Sciences, 2002. 91: 331-340.

14. Wang P.J., Ren Y.G., Shan X.L., Sun S.B., Wan C.B., Bian W.H. The Cretaceous volcanic succession around the Songliao Basin, NE China: relationship between volcanism and sedimentation. Geological Journal, 2002. 37(2): 97-115.

15. Wang P.J., Xie X.A., Frank M., Ren Y.G., Zhu D.F., Sun X.M. The Cretaceous Songliao Basin: Volcanogenic Succession, Sedimentary Sequence and Tectonic Evolution, NE China. Acta Geologica Sinica, 2007. 81(6): 801-811.

16. Wang P.J., Zheng C.Q., Shu P., Liu W.Z., Huang Y.L., Tang H.F., Cheng R.H. Classification of deep volcanic rocks in Songliao Basin. Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing, 2007. 26(4): 17-22 (in Chinese with English abstract).

17. Wang P.J., Chen S.M., Li W.Z., Chen H.L., Lang Y.Q. Chronology, petrology and geochemistry of the Cretaceous crypto-explosive breccia-bearing volcanic rocks: Implications for volcanic reservoir and tectonics of the Songliao Basin, NE China, Acta Petrologica Sinica, 2010. 26(1): 33-46 (in Chinese with English abstract).

18. Zorin Y.A. Geodynamics of the western part of the Monglia- Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 1999. 306: 33-56.

New material on Permian phytogeography in the Yanbian area, eastern Jilin Province, China

Yuewu Sun[1,2], Xingzhou Zhang[3], Mingsong Li[1]

[1]Research Center of Paleontology & Stratigraphy, Jilin University, Changchun 130026, China
[2]Key Laboratory for Evolution of Past Life and Environment in Northeast Asia under Ministry of Education, Jilin University, Changchun 130026, China
[3]College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

Cathysian fossil plants were collected from the Hesheng Village of Daxinggou Town of Wangqing County, Yanbian area, Jilin Province, northeast China. The strata bearing these fossil plants are terrestrial sediments dominated by dark grey fine-grained sandstone, siltstone and mudstone, more than 230 meters thick. These sediments were thought to be marine and assigned to the Guadalupian Miaoling Formation and the Guadalupian Sidonggou Formation in 1966 and 1991, respectively. The strata are considered as a new lithostratigraphic unit and named as the Hesheng Formation by authors currently. The formation is overlying on the Late Carboniferous – Cisuralian marine carbonate of the Shanxiuling Formation with an unconformable contact, the later yields fusulinids represented by Triticites-Pseudoschwagerina assemblage aged Gzhelian-Asselian. The Hesheng Formation is underlying the Cisuralian- Guadalupian marine carbonate of the Dasuangou Formation conformibly, the later yields fusulinids Parafusulina and Pseudodoliolina assemblages aged Roadian.

The Hesheng flora consist of 30 species of 18 genera, namely *Lepidophylloides* sp., *Stigmaria ficoides* (Sternb.) Brongn., *Trizygia oblongifolium* (Germ. et Kaulf.) Asama, *Calamites cistii* Brongn., *C.* sp., *Paracalamites stenocostatus* Gu et Zhi, *Annularia stellata* (Schloth.) Wood, *A.* sp., *Schizoneura* sp., *Sphenopteridium pseudogermanicum* (Halle) Sze, *Sphenopteris rotunda* Sze, *Pecopteris arborescens* (Schloth.) Sternb., *P. candolleana* Brongn., *P. cyathea* (Schloth.) Brongn., *P. huichensis* Hsü, *P. marginata* Gu et Zhi, *P.* cf. P. (*Asterotheca*) o*rientalis* (Schenk) Pot., *P. yabei* Kaw., *P.* sp., *Neuropteris ovata* Hoffm., *N. plicata* Sternb., *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeill., *Taeniopteris* cf. *T. multinervis* Weiss, *T. yernauxii* Stockm. et Math., *Emplectopteris* sp., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *C. schenkii* Halle, *Cardiocarpus* sp., *Rhabdocarpus* sp. and *Radicites* sp. It is a typical Cathysia flora. Most species of them are common in the Taiyuan and Shanxi formations in north China, and some are even only found in the Shanxi and Xiashihezi formations in north China such as *Sphenopteris rotunda, Pecopteris marginata, P. yabei, Odontopteris subcrenulata, Taeniopteris yernauxii and Paracalamites stenocostatus*, therefore the present flora is considered as late Cisuralian of Permian (Artinskian – early Kungurian) in age.

The new material of Cisuralian flora shows that the distribution of Cathaysia flora should extend northward to the Daxinggou district in Wangqing County; and that the boundary between the Cathaysia flora and the Angara flora is probably located in a narrow northwestward zone geographically ranged from the Kaishantun of Yanji City – Daxinggou of Wangqing County to the Jiefangcun of Hunchun City – Shiliping of Wangqing County. This is beneficial not only for the study on the boundary between North China Plate and Jiamusi – Mongolia Block, but also for the research on the eastern part of Xar Moron River suture zone in Yanbian area on the paleobotanical basis.

Key words: Cisuralian; Cathaysia flora; palaeophytogeography; Xar Moron River suture zone; Yanbian area; Northeast China.

The Highlands Rifting Phenomena in Lake Van Dome as a morphological paradigm and Model Synthesis, Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC), E Turkey

Toker M.[1], Krastel S.[2], Demirel-Schlueter F.[3], and Demirbağ E.[4]

[1]Istanbul Technical University, Eurasia Institute of Earth Sciences, Ayazağa Campus, 34469 Maslak-Istanbul/Turkey; tokermu@itu.edu.tr

[2]University of Kiel, Leibniz Institute of Marine Sciences, Kiel/Germany

[3]Bremen University, Geosciences Department, Bremen/Germany

[4]Istanbul Technical University, Department of Geophysical Engineering Ayazağa Campus, 34469, Maslak-Istanbul/Turkey

The Highlands tectonic patterns are not subduction-generated, at least in the sense of conventional plate-tectonic theory [1] and related magmatism is so concentrated along the spine of the highlands. The zone of magma generation is centered over the highest plateau region-strike to precisely parallel the spine of the collision-generated mountain belt and magmas apparently prefer to intrude the very highest parts. The concentration of magmatism along the axis of the highlands, and the highest part no less, should actually be expected [1]. Because of the tectonic importance placed on the suture complexes, some concepts of this feature are now warranted to clarify its geodynamic significance in Lake Van accretionary wedge basin, Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC), E-Turkey (Fig. 1). This significance views that the focused magmatic belt in Lake Van basin block in EAAC was not generated by steady-state subduction of Arabian plate, but by slab delamination process [8, 4, 10] (Fig. 1a, b). This creates the alkaline source of basalts from intra-plate setting of E-Turkey and several geodynamic enigmas in and around Lake Van basin (Fig. 1c, d). Some models have been also proposed to explain the origin of the magmatism in the highlands [1] and in E Turkey [10].

Tectonics and magmatism in the EAAC highlands (Fig. 1 a) required slab delamination-induced internal events, controlling crustal deformation of accretionary orogeny. These events have strongly dominated in and around Lake Van region during Plio-Quaternary. Tectono-magmatic effects of these events on accretionary complex of E-Turkey and the significance of crustal anisotropies are specifically emphasized by contributing to basin block fragmentation and separation of Lake Van during post-orogenic period (Fig. 1a, c). The surficial effects of slab delamination process are well expressed by anomalous structural development of Lake Van basin placed on in the «highlands» (Fig. 1a, c). The «highlands» mean dome-shaped development of the highest elevation with 2 km centered on orogenesis, as referred to «Lake Van Dome» termed by [10]. This term specifically refers to the thinnest and hottest crustal section dynamically supported by doming hot asthenosphere, also recently termed as «squashy zone» by [10]. Lake Van region directly places on the highest squashy environment, suggesting that the squashy zone is the highlands (Fig. 1a). Doming hot asthenosphere directly underlies the lake and heating of the crust both conductively and from advection by rising magmas is at a maximum rate. The rock strength beneath the lake in the squashy zone is the lowest and seismicity is limited [7]. This phenomenon would explain the perplexing scarcity of seismicity detected in the lake.

Consideration of rifting mechanism and extensional boundary faults in Lake Van along with the structural complexity of its highest morphology may explain, to a certain degree, the post-collisional, intraplate extensional observations and the derived faults. Seismic structural analysis clearly gives some certain clues about extensional and strike-slip periods and tectonic intensity of rifting, which controls depositional characteristics and structural architecture of lacustrine sequences. Overall sedimentation in Lake Van is strongly interrupted by alternating phases of strike-slip faults, major uplifting (erosion) and downlifting (subsidence) periods. Hence, this study aims to construct the model synthesis of a morphological paradigm in E-Turkey and, thus to clarify the Highlands rifting phenomena in Lake Van Dome by an integration of seismic reflection profiles from Lake Van across a zone of boundary faults (Fig. 1d)

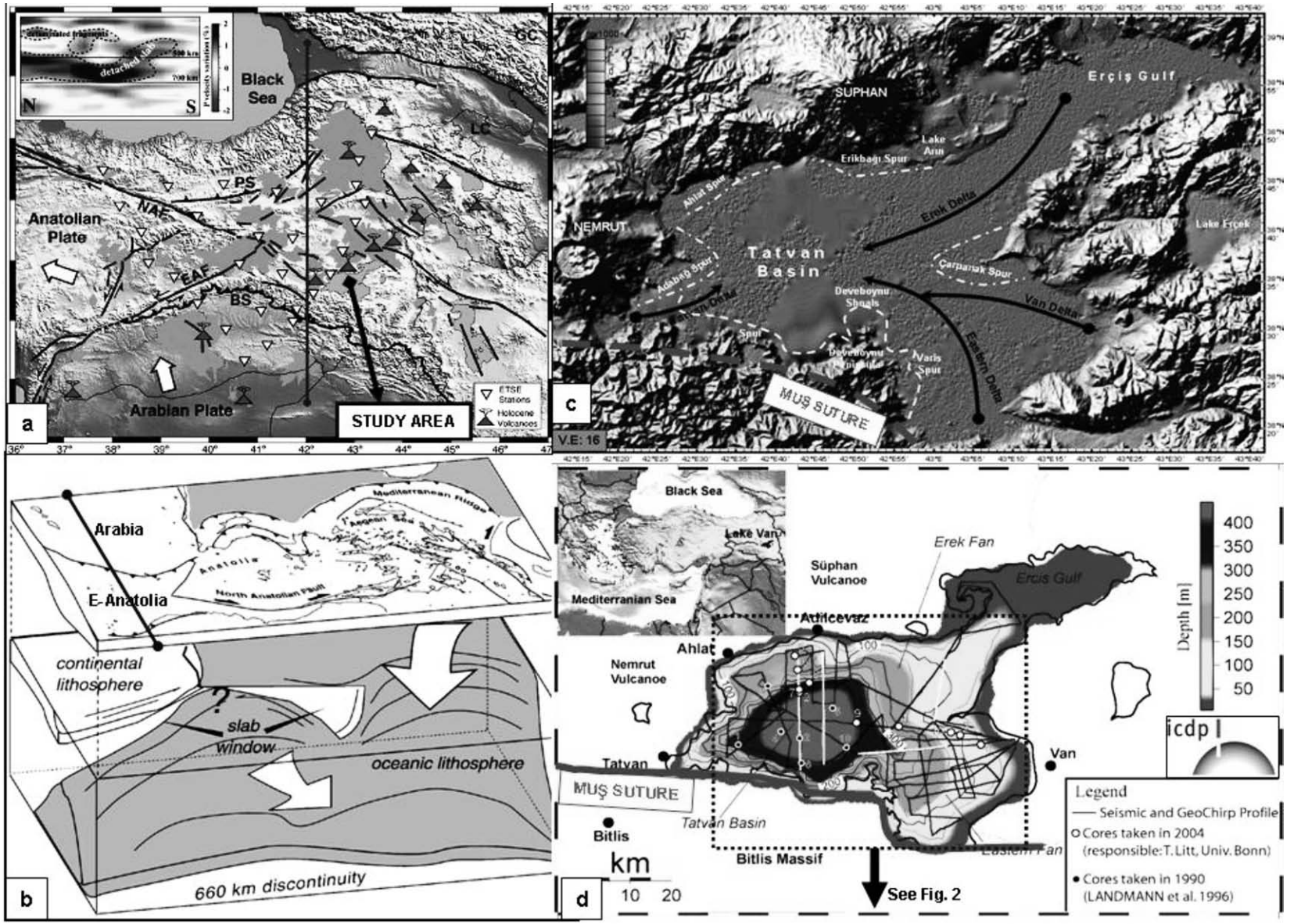


Fig. 1. a) Pn tomographic image of E-Turkey from ETSE project, Holocene volcanics and Lake Van basin (Özacar et al., 2008), b) slab delamination and break off model of E-Mediterranean and E-Turkey (Facenna et al., 2006), c) 3D-Model of Lake Van and its morpho-physiography, d) ICDP seismic reflection survey, reflection profiles, core locations and bathymetry. Note that Muş suture is parallel to S-margin of the lake.

and crustal tomographic data (Pn/Sn) [3] (Fig. 1a). This study also focuses on the topic of tectono-magmatic evolution model on the dynamics of the crust-mantle system of Lake Van and thus implicates for extensional, strike-slip and basin-margin weakening events in an accretionary setting of E-Turkey orogeny. Evaluation of tectonic events in the lake considering seismic data leads to conclude the following seismic structural observations.

Multi-channel seismic reflection data with a length of 850 km across the lake (Fig. 1d) is collected by the project proposal program of International Continental Scientific Drilling Program, PaleoVan project, 2004 (ICDP-PaleoVan 2004). Seismic reflection data well shows that W- and S-margins of Lake Van are extensionally faulted with a normal (Fig. 2a-g) and its N- margin, with a compressional component (Fig. 2f), suggesting transpressional N-margin and transtensional W-and S-margins. N- and S-margins are typically shear zones of positive and negative flower structures respectively (Fig. 2f, c, d). Through extensional faults in W- and S- margins, fault-controlled magma extensively propagates and migrates into the deep basin (Fig. 2c-g). Seismic structural interpretation suggests that these margins initially formed as fold/thrust contacts [9], [2] and experienced extensional reactivation and then continued as strike-/oblique-slip faults. This indicates tectonic regime transition from thrusting to extension/strike-slip deformation [5]. Extensional and strike-/oblique-slip faults and magmatic intrusions (Fig. 2c, d, e, g) suggest that oblique-slip deformation in Lake Van Dome, as referred to the highlands section, may intersect lower crustal magma chambers, and passive intrusions occur along pull-apart pathways (Fig. 2c-e) [2]. It seems that extensional and strike-/oblique-slip system is concurrent with the volcanic activity and that the faulting creates pathways for intrusions and focuses the flow of hydrothermal fluids through the fault planes (Fig. 2b-e). It is inferred from Muş suture parallel-S-margin boundary fault that this suture zone is reactivated as normal oblique-slip fault in S-margin (Fig. 2c-g). This distinctive structural episode causes a cumulative dextral normal oblique offset in S-margin of the lake (Fig. 2e). Moreover, strong orographically induced precipitation concentrates erosion along the S- and N- flanks of the lake (Fig. 2e-g). The uplift of coastal highs has greatly increased the sediment supply to the lake, and this in turn can cause a profound change in accretionary patterns of the lake.

It is observed from data that initial extensional and strike-/oblique-slip movements were concentrated in the highlands section of the Lake Van Dome. At this time, the crust directly overlies upwelling asthenosphere, and magma has advected much heat to very shallow depths, even into the sediments. Near the surface, the nature of strike-/oblique-slip motions in the highlands is strongly controlled by the local mechanical anisotropy of the upturned bedding and major high-angle fault zones. Magmas rise from lower crustal chambers or upper crustal pointed stocks commonly by passive intrusion into pull-apart pathways along extensional and strike-/oblique-slip faults in the lake. Concurrent faulting and intrusion had a profound effect on hydrothermal fluid flow and sediment deformation. It is essential to add that, in a section of heterogeneous convergent crust (anisotropic media), extension-controlled magma propagation is concentrated in weak fault zones and along the lake margins that move. This is the case excellently recognized along suture-parallel S-margin, confirming that extensional magma flow is concentrated in pre-existing thrust or suture contacts, recently reactivated (Fig. 2 c-g).

Seismic structural interpretations and critical deformational features of the extensional tectonic events in the Lake Van highlands region guide thinking about their causes, and stimulate consideration with the anomalous evolution of E Turkey high plateau and its accretionary crustal structure as the follows; 1-Extension was localized in Lake Van that had undergone previous crustal thickening. A significant amount of extension in W-and S-margins probably occurred by brittle deformation, then accompanied by ductile deformation. Ductile deformation was synkinematic with extensional magmatism. Extensional and transtensional faults associated with the final stages of extensional slips created several internal sedimentary sub-basins. Initial localized extension within previously thickened Lake Van region clearly suggests that the higher elevation associated with the buoyancy of the thin crust is an important factor, controlling extensional strains within the lake. 2-Extension was accompanied by significant heat

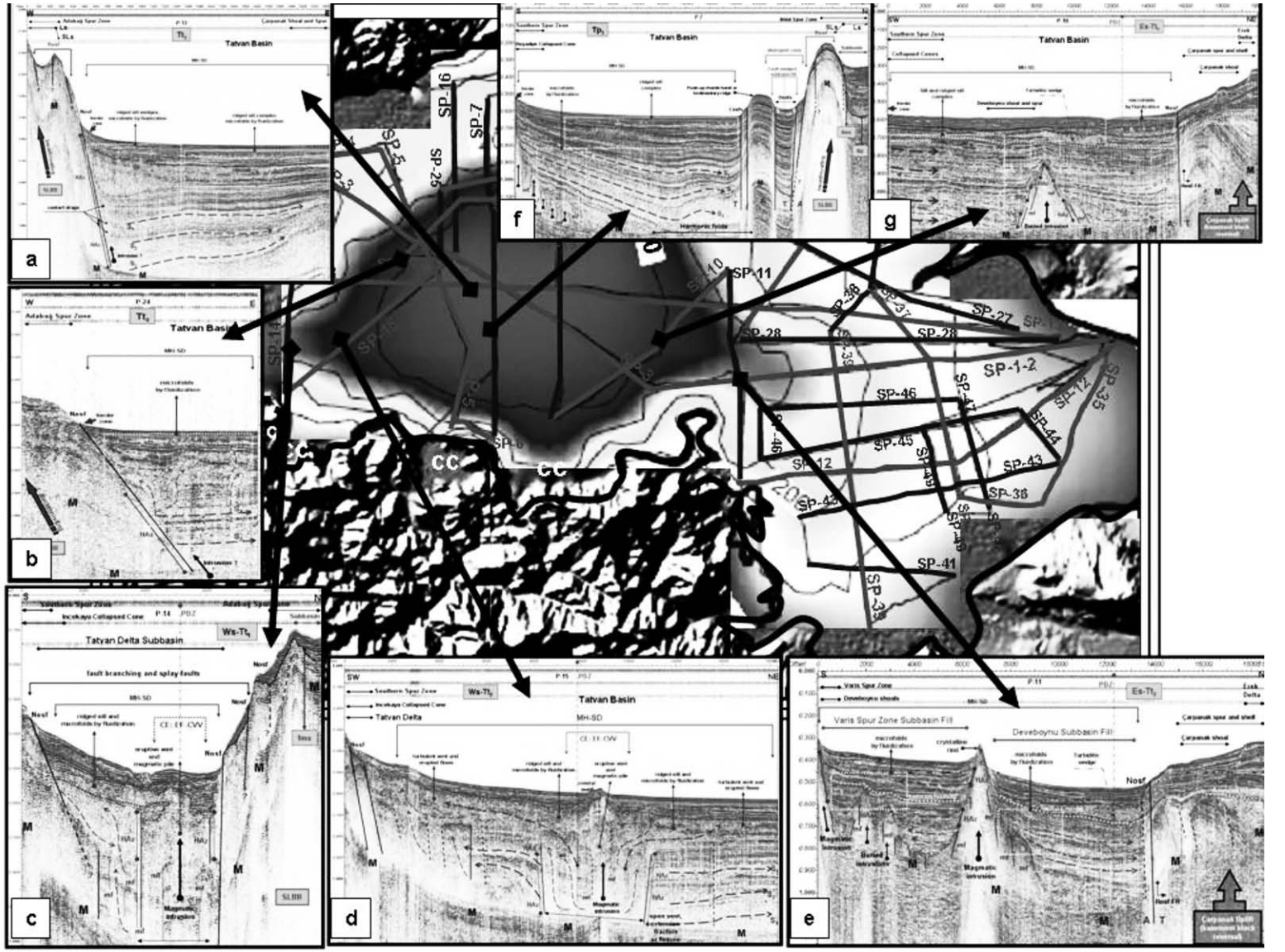


Fig. 2. Detailed section of seismic profiles shown in Fig. 1d. a) transtensional fault in W-margin, b) normal fault in W-margin, c) transtensional fault in S-margin and magma intrusion, d) transtensional fault in S-margin and magma intrusion/dispersal, e) transtensional fault in S-margin and multiple magma intrusions, f) transtensional fault in S-margin and multiple magma intrusions and transpressional fault in N-margin, g) transtensional fault in S-margin and magma intrusion. Note that block uplifts are controlled by extensional and strike-slip faults.

transfer from asthenosphere into the extending crust, particularly the suture zones. 3-Extension was accompanied and followed by alkaline basaltic magmatism, resulted from decompression melting of asthenospheric mantle at shallow depths [8, 10]. This localized in the area of greatest crustal thinning and termed as extensional alkaline magmatism all along Lake Van region.

Lake Van region is anomalous example of a dome-shaped morphological paradigm, and presents the critical evidences of how extensional events can give a clue to both the Highlands rifting phenomena, post-collisional history of E-Turkey and reactivation of accretionary basement. Model Synthesis, associated with the rifting mechanisms effecting Lake Van Dome suggets that, due to delamination, differential shearing movements from normal plate motions are concentrated into the hotter, basal part of the accretionary crust beneath the lake. In this case, the base of the crust should be thought of as a zone across which there is a large strain rate gradient anytime the crust and asthenosphere are moving with respect to one another. The contrast between asthenospheric flow directions and GPS velocity vectors in the lake [3] indicates that the upper crust is detached from the lower crust and behaves independently from below. Given the weakness of the very ductile lower crust beneath the lake, some degree of differential strain between different crustal layers is most likely [1]. All these mainly argue that deformation of crust is likely to be strongly influenced by both rheological (hot/weak accretionary crust) and mechanical layering (intra-crustal accretionary anisotropy). This has led to the suggestion that a weak lower crust may have undergone channel flow, while a brittle upper crust has undergone active deformation under the topographic load of the high plateau. Consideration of shear-wave splitting studies beneath Lake Van (see tomographic data in [3]) along with the mechanical complexities of accretionary crust gives an idea of Muş suture-parallel/oblique mantle flow pattern through dextral transtensional S-margin of lake, and thus effecting tectonic stability of accretionary wedge beneath the lake. It may be considered, at least for S-margin of Lake Van that a short-range flow might have localized or concentrated in and along the W-E-striking major suture discontinuity in S. This is thought to have acted as magma migration channel and interpreted as indicating major rifting event in S-margin.

Briefly, the higher elevation and absent lithospheric mantle is a factor contributing to extension within Lake Van, formed on the thinning site of an accretionary orogen. Removal of the lithospheric mantle beneath it triggered rapid extension in the Plio-Quaternary, this is accompanied by alkaline magmatism and significant input of heat from below into the upper crust. This phase of extension occurred by probably NNW-directed slip on extensional detachments, and by ductile stretching and shear in the same sense and direction, approximately oblique to the orientation of the orogen at this time. Extension was probably accommodated largely by ductile lower crust. The correlation between high topography and extension seems to favour a local source of intra-plate stresses. This favours the idea that asthenospheric upwelling plays a crucial role in the present-day dynamics of the crust-mantle system of Lake Van region. The upwelling of low-density mantle material underneath the crust generates both region-scale uplift and the Highlands tectonic extension in the lake. The squashy zone termed is the enlargement region of this extension. This suggests that the replacement of the slab by hot buoyant asthenospheric material would enlarge the extensional area to include Lake Van region. The considerations above are compatible with a process of active rifting affecting this area. Finally, during post-collisional period, Lake Van shows the rifted dome morphology and extensional magmatism across intra-plate setting, it implies a new paradigm in the Highlands of E-Turkey orogeny, and hence this lake should be considered in a concept of the Highlands dynamics of hot and young accretionary orogens with no mantle lid.

REFERENCES

1. Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., and McMahon T.P., 2005. Collisional delamination in New Guinea: the geotectonics of subducting slab breakoff. The Geological Society of America. Special Paper. V. 400. iv + 51 pp.

2. Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., and Sengör A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. In: Coward MP, Ries AC (eds) Collision tectonics. Geol Soc Lond Spec Publ. 19: 3-36.

3. ETSE-project, 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment-project: The study of a young continent-continent collision, edited by Sandvol, E., Turkelli, N., and Barazangi, M., Geophysical Research Letters. V. 30. N. 24, 8038, doi:10.1029/2003GL018912, 2003.

4. Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo d,C., Regard V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters 242 (2006). 85-97, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.046.

5. Koçyiğit A., Yılmaz A., Adamia S., and Kuloshvili S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implications for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta 14. 177-195.

6. Özacar A.A., Gilbert H., Zandt G., 2008. Upper mantle discontinuity structure beneath East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. Earth and Planetary Science Letters 269 (2008). 427-435, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.036.

7. Pınar A., Honkura Y., Kuge K., Matsushima M., Sezgin N., Yılmazer M., and Öğütçü Z., 2007. Source mechanism of the 2000 November 15 Lake Van earthquake (Mw = 5.6) in eastern Turkey and its seismotectonic implications. Geophys. J. Int. V. 170. 749-763.

8. Sengör A.M.C, Özeren S, Genç T, and Zor E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. Geophys Res Lett 30(24): 8045. doi:10.1029/2003GL017858.

9. Sengör A.M.C., Görür N, and Saroğlu F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle K T, Christie-BlickN (eds) Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc Econ Paleont Min Spec Publ 37: 227-264 (in honor of Crowell JC).

10. Sengör A.M.C., Özeren M.S., Keskin M., Sakınç M., Özbakır A.D., and Kayan İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Earth-Science Reviews, Earth-01531. No of Pages 48. Journal homepage: www.elsevier.com/ locate/earscirev.

Мезозойская тектоника и седиментация на конвергентных границах плит (Дальний Восток)

Кириллова Г.Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Анализ исследований за последние 15 лет по структуре аккреционных комплексов континентальных окраин, в том числе современных (Барбадос, Каскадия, трог Нанкай и др.), показал, что от общих генерализованных моделей строения аккреционных комплексов исследователи по мере накопления данных переходят к более детальным, учитывающим конкретные условия их формирования [1-7].

Концепция орогении тихоокеанского или кордильерского типа (Dewey and Bird, 1970), предполагавшая постепенность орогенических процессов, включая формирование аккреционных комплексов (АК), гранитных батолитов, метаморфических поясов, дополняется, а в некоторых позициях и пересматривается. Многие исследователи на основании точного датирования склоняются к эпизодичности орогенических процессов, хотя причины эпизодичности недостаточно ясны [3-4].

Как второстепенные, но важные составляющие в перечень орогенических процессов включены коллизии микроплит, преддуговых образований, океанических дуг, открытие задуговых бассейнов. Однако, наиболее важной причиной орогении тихоокеанского типа по-прежнему считается субдукция срединно-океанического хребта, в результате которой и происходит значительное увеличение объема континентальной коры за счет переноса гранитных расплавов, образующихся в результате плавления субдуцирующей океанической плиты. Детальными исследованиями АК установлено, что они сложены преимущественно многократно переотложенным «гранитным» материалом и небольшим количеством океанического материала.

За последние годы в Японии в результате микропалеонтологических, геохронологических исследований, а также трехмерного моделирования получены многие количественные параметры, касающиеся размеров АК и их составляющих, периодичности субдукции СОХ под континентальную окраину, эксгумации метаморфических поясов, внедрения гранитных батолитов. На Восточно-Азиатской окраине, как в Японии, так и в России в мезозое выделяется пять главных периодов аккреции: T_2; J_1; J_2; J_3-K^1_1 и K^2_1 и аккреционные комплексы делятся на части

(пояса, зоны), количество которых определяется особенностями стратиграфии океанической плиты и разрешающей способностью микрофауны (интервал одной радиоляриевой зоны обычно составляет 5-7 млн. лет) и др. особенностями.

Много новых данных о строении континентального склона желоба Нанкай в зоне конвергенции Евразийской и Филлипинской плит принесли исследования последних лет [5, 7]. По данным сейсморазведки 3D мощность осадков в преддуговом бассейне Кумано с возрастом 3.65-3.8 млн. лет, с перерывом и несогласием перекрывающем АК с возрастом 5-5.6 млн. лет достигает 2 км. Установлено скольжение возраста этого несогласия вверх по склону на расстояние 20 км от 3.65 до 3.8 млн. лет. Мощность базального горизонта, перекрывающего АК варьирует от 50 до 500 м.

Сейсмостратиграфические границы в разрезе бассейна Кумано наклонены в сторону континента, что обусловлено смещением пластин АК по серии надвигов и образованием поднятий, отгородивших бассейн. Поскольку депоцентр бассейна смещался к континенту, ширина его увеличивалась в этом же направлении от 10 до 30 км. По мере воздымания ограничивающих хребтов в результате активизации движений по надвигам началось формирование крупных оползней и турбидитов 1.65 млн. лет назад. Характерно также появление протяженных поперечных подводных каньонов, поставлявших кластический материал с континента, о чем свидетельствует состав обломков. Современный фронтальный АК формируется в нижней части континентального склона у фронтального надвига [5-7].

Полученные данные по структуре кайнозойской и современной континентальной окраины [5-7], а также по хорошо изученным фрагментам юрско-меловой окраины юго-западной Японии [2] способствовали расшифровке структуры мезозойских АК юрско-меловой Восточно-Азиатской окраины.

Наиболее древним из мезозойских АК является Баджальский, сложенный вулканогенно-терригенно-кремнистыми формациями (C_1-T_2) с мощными телами известняков, характеризующими «шапки» подводных океанических гор. Ширина его достигает 170 км. Породы комплекса метаморфизованы у края Буреинского массива до зеленосланцевой и частично голубосланцевой (с глаукофаном) фации. По данным японских исследователей [3], зеленосланцевый метаморфизм происходит на 10-20 млн. лет позже, чем субдукция, а эпизоды эксгумации метаморфизованных толщ совпадают с эпизодами субдукции СОХ под континентальную окраину. В данном случае реконструируется субдукция СОХ, разделяющего плиты Фаралон и Изанаги под Буреинскую окраину [4]. Предполагается, что эпизод аккреции имел место приблизительно 230 млн. лет назад (в конце среднего ладина) и это совпадает с пиком метаморфизма [4] и проявлением ранних индосинийских орогенических движений.

Юрский АК (или система) в зависимости от степени изученности подразделяется на ранне-, средне-, позднеюрский и позднеюрско-раннемеловой. На мезозойской континентальной окраине России к юрскому АК относят Бикинский, Самаркинский, Хабаровский, а некоторые исследователи и Баджальский комплексы. Строение юрского комплекса и перекрывающих его образований рассматривается на примере Среднеамурского (Хабаровского) АК, в котором на данной стадии изученности выделяется три тектоно-стратиграфических комплекса. Первый, более древний, имеет хаотическое строение. Ширина выхода достигает 100 км. Расчленение его на более мелкие подразделения практически невозможно. Породы рассланцованы, разлинзованы, расчешуены. По данным японских исследователей, формирование хаотических комплексов маркирует смену режима фронтальной субдукции режимом трансформной окраины. Именно такая ситуация показана на палеогеографических картах для позднеюрского-раннемелового времени. Кремни, базальты, известняки, кремнисто-глинистые породы, туфосланцы встречаются в виде тектонических пластин, линз, олистолитов, погруженных в туфо-глинистый матрикс, возраст которого по радиоляриям определяется как позднетитонский. Возраст пород океанической плиты варьирует от карбона до средней юры. Представляется, что фрагменты «океанического» матери-

ала поступали как востока с океанической плиты, так и с более древних, ранее аккретированных и в последствии эксгумированных аккреционных комплексов.

Второй тектоно-стратиграфический комплекс формировавшийся, видимо, на континентальном склоне глубоководного желоба, относится к когерентному типу. В нем хорошо сохранилась первичная стратификация. Это так называемая комсомольская серия (поздний титон-валанжин), подразделенная на три части. Нижняя толща представлена алевропелитами, контуритами, турбидитами мощностью 1500 м с фауной бухий и редкими горизонтами мелкообломочных олистостром и небольших блоков кремней, известняков, вулканитов среднетриасового – начала позднеюрского возраста. Средняя толща представлена алевролитами, алевропесчаниками мощностью до 1100 м. В ней найдена обильная фауна бухий, реже иноцерамов и аммонитов, а также остатки растений. Верхняя толща мощностью 700 м сложена разнозернистыми песчаниками, пачками их переслаивания с алевролитами, гравелитами с фауной бухий, обильным растительным детритом, линзовидными прослоями угля, линзами гравелистых песчаников с фауной гастропод и пелеципод возможно речного происхождения. Ширина выхода второго комплекса на поверхность составляет от 100 км на юго-западе в районе г. Хабаровска до 40 на северо-востоке в районе г. Комсомольска-на-Амуре. Скорость седиментации варьировала от 100 до 1000 м/млн. лет. Породы комплекса смяты в складки северо-восточного простирания, местами рассланцованы (особенно нижняя часть разреза), нарушены разломами преимущественно сдвигами северо-восточного простирания системы Тан-Лу, а также более поздними (кайнозойскими) субмеридионального, субширотного и северо-западного простирания. Этот комплекс формировался, видимо, в период медленной косой субдукции в режиме трансформной континентальной окраины. Активизация сдвиговых процессов имела место в готериве. Главным сдвигом на российской территории был, видимо, Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг. Территория западнее его была приподнята, отложения готерива и баррема там отсутствуют (размыв или отсутствие седиментации).

Третий преимущественно терригенный комплекс, названный А.И. Фрейдиным еще в 60-х годах прошлого столетия ларгасинской серией ранне-позднемелового возраста, формировался после готерив-барремского перерыва с мощной пачкой дебритов в основании. По материалам среднемасштабного геологического картографирования последних лет, он расчленен на жорминскую, силасинскую и утицкую вулканогенно-осадочные толщи.

Подобное же строение имеют и другие юрские АК, разобщенные ныне последующими тектоническими движениями.

Раннемеловой (альбский) аккреционный комплекс объединяет Киселевско-Маноминский океанический комплекс, состоящий из фрагментов базальтов фундамента океанической плиты, островов, увенчанных «шапками» мелководных известняков, и кремней (нижняя юра-готерив), гемипелагических глинистых кремней, кремнисто-глинистых сланцев, туфов и гиалокластитов (баррем-нижний альб). Со среднего альба накапливался вулканогенно-терригенный постаккреционный комплекс, знаменующий прекращение яншанского орогенеза.

Палеомагнитные исследования последних лет свидетельствуют о расположении Киселевско-Маноминского комплекса во время его формирования в районе 14-24° северной широты (Ступина, в печати). Таким образом, подтверждаются и уточняются ранние палеореконструкции Б.А. Натальина, выстраивающие одновозрастные АК в латеральные ряды, последовательно нарастившие азиатский континент на 500 км.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ 09-05-00174 и 09-0I-ОНЗ-01.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН, 2011. Т. 436. № 1. С. 64-68.

2. Ishida N. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanosho area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists, 2009. Spec. V. N. 14. P. 375-403.

3. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc., 1997. N 6. P. 25-51.

4. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., & Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc., 1997. N. 6. P. 121-142.

5. Moore G.F., Strasser M., Kimura G. et al. Evolution of tectono-sedimentary systems in the Nankai Forearc: A summary of results from NanTroSEIZE drilling and 3D seismic expeditions // Abstr. Vol. of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010. P. 613.

6. Nakae S. Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, Central Japan // Bull. Geol. Soc. Japan, 2006. V. 57. N. 1/2. P. 29-50.

7. Underwood M.B., Saito S., Kubo Y. et al. Lithostratigraphic evolution of sedimentary strata entering the Nankai subduction margin of SW Japan: A summary of results from NanTroSEIZE expeditions // Abstr. Vol. of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010. P. 883.

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

Тектоническое положение и геодинамические условия формирования адакитов в субдукционной системе Камчатки

Авдейко Г.П., Палуева А.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Адакиты – сравнительно молодой термин, предложенный [3] для определения средних и кислых пород, образовавшихся путем непосредственного плавления базальтов молодой, относительно горячей субдуцируемой плиты. Возможность плавления базальтов и осадков океанической коры обсуждалась со времени появления модели субдукции. В последующие годы было установлено, что основные геохимические характеристики лав островных дуг и активных окраин континентов образованы путем плавления перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидами из поддвигаемой океанической плиты. Это подтверждено не только петрогеохимическими, но и экспериментальными данными по плавлению перидотитов и базальтов (эклогитов) в определенных P-T условиях, а также температурными моделями зон субдукции. Начиная с работ Р.У. Кея по условиям образования магнезиальных андезитов на о-ве Адак (Алеуты), стали появляться геохимические и минералогические данные из разных зон субдукции о том, что в некоторых случаях возможно плавление океанической коры. Появились данные о плавлении не только молодой, но и достаточно древней плиты в геодинамических условиях, обеспечивающих разогрев её верхней части. Это и косая субдукция, и выполаживание зоны субдукции, и образование субдукционного окна (slab windows), и плавление головной части субдуцируемой плиты на контакте с более горячей астеносферой.

Наиболее широко адакиты представлены в субдукционных системах западного побережья Северной и Южной Америки. Здесь же наблюдается наибольшее разнообразие геодинамических обстановок, ответственных за появление адакитов. В пределах Центрально-Американской вулканической дуги имеется несколько вулканов и вулканических групп с проявлениями адакитов, в том числе плутонический и вулканический комплексы гор Таламанка. Возраст субдуцируемой плиты около 25 млн. лет, но формирование адакитовых лав, по определениям разных авторов, контролируется субдукцией асейсмичного подводного хребта Кокос на одноименной плите. При субдукции хребта Кокос происходит выполаживание угла субдукции, формирование субдукционного окна и локального мантийного плюма. Плавление плиты Кокос происходит на краях субдукционного окна и в головной части субдуцируемой плиты на контакте с горячим мантийным плюмом. С субдукционными окнами связано формирование адакитов и в Эквадорской вулканической дуге. Здесь вулканы Пичинча и Атаказа, расположенные на фронте дуги, имеют адакитовые характеристики, тыловой вулкан Сумако имеет типичные островодужные характеристики, а вулкан Антизана между ними имеет промежуточные характеристики.

В пределах плиоцен-плейстоценовой дуги Замбоанга (Филиппины) образование адакитов связано с субдукцией молодой плиты Сулу, причем плавление плиты происходит в ее головной части. В пределах юго-западной Японии образование адакитов вулканов Дайсен, Самбе и Аонояма также связано с плавлением переднего края Филиппинской плиты. В пределах западной части Алеутской дуги формирование адакитов и магнезиальных андезитов адакитового типа, по-видимому, связано с косой субдукцией, которая, в свою очередь, влияет на формирование субдукционных окон. Следует подчеркнуть, что в большинстве районов адакиты являются магнезиальными, в том числе и на о. Адак, и ассоциируются с базальтами внутриплитного геохимического (NEB) типа. Экспериментальные данные (Rapp, Shimizu, Gaetani и др.) свидетельствуют о том, что магнезиальные андезиты адакитового типа являются гибридными, образованными путем смешения адакитового расплава с расплавом мантийного клина метаморфизованного адакитовым расплавом. Между адакитами и магнезиальными андезитами адакитового типа существуют переходные типы пород.

Первые сведения о возможности образования адакитов на Камчатке (в районе р. Валоваям) содержатся в работе [7]. В этом районе (рис. 1, позиция 1) в обогащенных ниобием базальтах

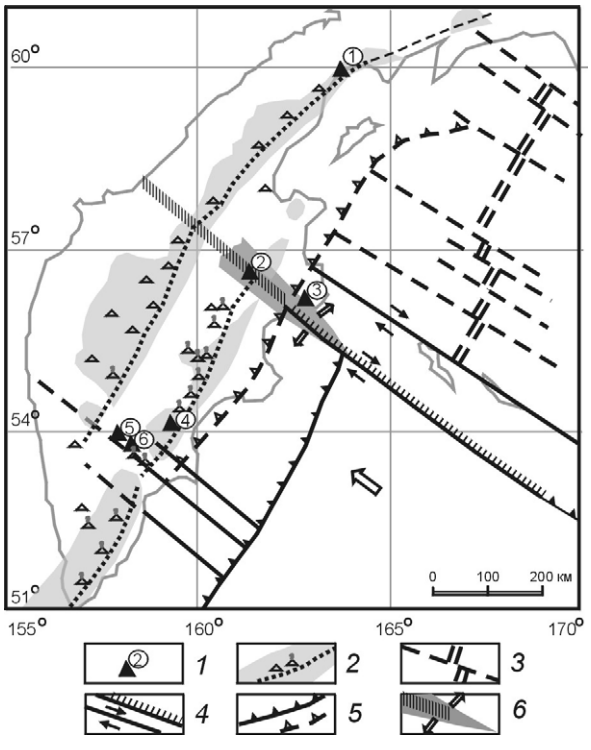


Рис. 1. Тектоническое положение адакитовых построек.
1 – Местоположение адакитов; 2 – вулканические пояса, вулканы, и вулканический фронт; 3 – палеорифты и трансформные разломы; 4 – желоба и палеожелоба; 5 – разрывные нарушения; 6 – субдукционное окно.

(NEB) содержатся многочисленные ксенолиты шпинельных перидотитов и пироксенитов с прожилками дацитов, имеющих адакитовые характеристики. По мнению авторов [7] адакитовый расплав, отделяющийся от молодой субдуцируемой плиты, поступает в мантийный клин и взаимодействует с расплавом мантийного клина, производя обогащенные Nb базальты. Адакиты на поверхности не обнаружены.

Первые данные о находках магнезиальных андезитов адакитового типа на полуострове Камчатский мыс (рис. 1, позиция 3) содержатся в работе [1]. Авторами подробно описаны верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые дайки спессартитов и вогезитов мощностью 0.1-1.5 м и протяженностью до нескольких сот метров, имеющих адакитовые характеристики, аналогичные характеристикам адакитов о. Адак. На Восточной Камчатке в составе верхнемиоцен-плейстоценового щапинского комплекса (рис.1, позиция 4) выявлены андезиты и дациты с близкими к адакитам геохимическими характеристиками [6]. Эти породы встречаются в ассоциации со щелочными базальтами NEB типа, которые являются более древними (7-12 млн. лет) по сравнению с адакитами (3-8 млн. лет). Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты и NEB базальтоиды выявлены [2] в южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 1, позиция 5) в пределах эродированной вулканической постройки, возраст которой 3.13 – 2.72 млн. лет. Интересно, что в окрестностях расположенного вблизи позднеплейстоцен-голоценового вулкана Бакенинг (рис. 1, позиция 6) имеются небольшие вулканические постройки андезитов и дацитов, которые, судя по геохимическим характеристикам, также могут быть отнесены к адакитам. Из 20-и приведенных в работе [4] анализов дацитов и андезитов десять имеют отчетливые адакитовые характеристики (Sr/Y = 40-283, La/Yb = 8-16, Nb/La = 0.2-0.3) и три – переходные к известково-щелочным лавам. Лавовый купол активного вулкана Шивелуч (рис. 1-2) также имеют адакитовые характеристики [5].

На рис. 1 видно, что только адакиты в районе р. Валоваям (рис. 1, позиция 1) могут быть образованы плавлением базальтов молодой субдуцируемой океанической плиты [7]. Во всех остальных местах возраст субдуцируемой плиты превышает 70-80 млн. лет. Характерно, что все места нахождения адакитов приурочены к зоне перескока субдукции на современное положение. Эволюция геодинамического режима зоны перескока показана на разрезах рис 2. На Восточной Камчатке (рис. 1, позиция 4), где наблюдается последовательное образование «внутриплит-

ных лав», адакитов и затем типичных островодужных лав [6] , по-видимому, происходит плавление базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой (рис. 2б). Адакиты южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 1, позиции 5 и 6), возможно, образовались также на контакте с горячей астеносферой в субдукционном окне, образованном на южной границе зоны перескока субдукции. Кратковременность проявления адакитового вулканизма объясняется кратковременностью перескока субдукции. Адакитовый вулканизм зоны Камчатско-Алеутского сочленения (рис. 1, позиции 2 и 3), видимо, также связан с формированием субдукционного окна и/или на контакте СВ края Тихоокеанской плиты с астеносферой [5]. Так как субдукционное окно и, соответственно, контакт с горячей астеносферой сохраняется, адакитовый вулканизм продолжается и в настоящее время (в. Шивелуч).

В будущем на Камчатке возможны находки пород с адакитовыми характеристиками в аналогичных геодинамических обстановках. Если гипотеза отрыва и погружения оторванной части Тихоокеанской плиты в мантию верна (рис. 2), то возможно плавление оставшейся части плиты на контакте с горячей мантией и, соответственно, находки адакитов в Срединном хребте.

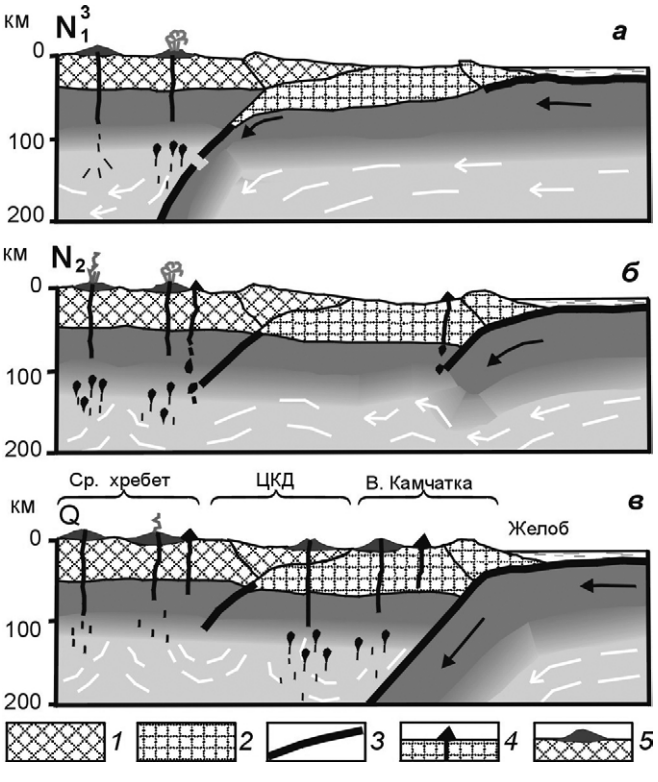


Рис. 2. Модель геодинамической эволюции и образования адакитов.
1 – континентальная кора; 2 – континентальная кора Кроноцкой палеодуги; 3 – океаническая кора; 4 – адакитовые постройки; 5 – вулканы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов А (адакит)-типа на Камчатке // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1553-1564.

2. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А и др. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Материалы симпозиума. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449-454.

3. 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.

4. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // Journal Volc. Geoth. Res., 2000. N. 104. P. 131-151.

5. Ferlito C. Bymodal geochemical evolution at Sheveluch stratovolcano, Kamchatka, Russia: consequence of a comlex subduction at the junction of Kurile Kamchatka and Aleutian island arcs // Earth Science Rewiews, 2010. (Accepted Manuscript).

6. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F. et al. The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009. V. 73. N. 13S. P. A538.

7. Kepezhinskas P., Defant M.J., and Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction iferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta., 1996. V. 60. N. 7. P. 1217-1229.

Изотопная геохронология мелового магматизма северо-востока Азии и возможные рубежи геодинамических этапов сдвигов/скольжения плит

Акинин В.В.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

Изотопная геохронология играет ведущую роль в геодинамических построениях, позволяя реконструировать не только последовательность тектонических процессов, но и выделять главные рубежи геологических событий, их длительность. Начало широкого внедрения более надежных методов изотопного датирования ($^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb) на Северо-Востоке Азии существенно уточняет наши знания о геологическом развитии региона, нередко кардинально меняет устоявшиеся представления и заставляет по новому взглянуть на историю геологического развития крупных структурных единиц. Несмотря на обещающие возможности, новые методы изотопной геохронологии имеют и свои ограничения, которые кратко рассмотрены в настоящем докладе.

Наиболее масштабное изотопно-геохронологическое исследование проведено в последние годы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и Яно-Колымского орогенного пояса (ЯКО), в которых сосредоточены все главные месторождения золота и серебра региона. ОЧВП перекрывает террейны на тихоокеанской и арктической континентальных окраинах, что, с одной стороны, ограничивает возраст процессов аккреции, с другой – определяет связующее звено в тектонической эволюции пацифид и арктид. Наиболее популярна гипотеза о надсубдукционной природе ОЧВП, однако сложная конфигурация и сегментация пояса, далеко вдающиеся в континент линейные вулканогенные прогибы и обширные поля игнимбритов заставляют привлекать иные геодинамические режимы для объяснений происхождений отдельных его участков и секторов. Возраст ОЧВП и объем включаемых в него геологических комплексов до сих пор остро дискутируется. Интервал времени формирования ОЧВП определялся разными исследователями от неокома до палеогена, от альба до сеномана, от альба до палеогена и наконец, от среднего альба до сантона [2, 3]. Менялись взгляды на возраст пояса даже у В.Ф. Белого, корифея, внесшего наибольший вклад в изучение ОЧВП [2]. Отсутствие консенсуса связано с недостаточной разрешающей способностью методов, применяемых для определения возраста (палеофитологический метод и K-Ar, Rb-Sr изотопное датирование пород по валовому составу пород). Некоторые геологи, несмотря на гигантский скачок в развитии современных изотопно-геохронологических методов, до сих пор отдают предпочтение архивным K-Ar и Rb-Sr датировкам по породам. Отдавая дань гигантской проделанной работе, и опираясь на эти архивные источники предварительной информации, необходимо заметить, что большинство из дат трудно объективно оценить и не всегда удается воспроизвести на современных масс-спектрометрах. Первые результаты определения минералов вулканических пород ОЧВП Ar-Ar и U-Pb методами предоставили принципиально новые данные по началу формирования и общей длительности вулканизма в поясе, асинхронности развития вулканизма в разных его секторах [1, 4, 5, 6]. Назрела необходимость масштабных изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований пояса.

Мы исследовали петролого-геохимические и изотопно-геохронологические аспекты эволюции известково-щелочного магматизма ОЧВП в его Западно-Охотской фланговой зоне, Охотском секторе и Восточно-Чукотской фланговой зоне. В ОЧВП – тектонотипе окраинно-континентальных вулканогенных поясов – сосредоточены значительно бо̀льшие объемы кислого игнимбритового вулканизма, чем в зрелых островодужных системах (ЗОС – Курило-Камчатской и Але-

утской) и в Андийском окраинно-континентальном поясе. Вулканические породы окраинно-континентальных вулканогенных поясов (ОЧВП, Андийский) отличаются от таковых в ЗОС повышенными концентрациями K, Ti, P и трендом в область высококалиевых известково-щелочных серий. Среди андезитов ОЧВП пока не обнаружено примитивных разностей (Mg# > 0.6), имеются относительно известковистые разности, неизвестные в структурах Андийского типа, и значительную долю составляют умеренно-щелочные породы, не характерные для ЗОС. Вариации примесных и главных элементов в базальтах и андезитах ОЧВП интерпретированы как отражение конкурирующих процессов ассимиляции/смешения и фракционной кристаллизации при эволюции родительской базальтовой магмы. Показана существенная латеральная неоднородность источников известково-щелочных магм вдоль ОЧВП на протяжении более 2500 км. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в вулканитах Охотского сектора относительно деплетированы и близки к линии смешения компонентов PREMA и BSE. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм наиболее обогащенный, близкий к EMI, а в Центрально- и Восточной-Чукотской зонах содержит примеси компонента EMII.

Проведено масштабное изотопно-геохронологическое изучение всех главных стадий вулканизма ОЧВП с помощью U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирования циркона (86 образцов) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования (73 образца). В целом для ОЧВП, устанавливается прерывистый характер надсубдукционного магматизма от среднего альба до среднего кампана (106-76 млн. лет). По латерали пояса вулканизм асинхронен. Выделяется несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн. лет. Коньяк-сантонские пики относятся к наиболее объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого вулканизма. Реконструируется спад\перерыв магматической активности в конце сеномана-начале турона (95-91 Ма). Завершают извержения ОЧВП платобазальты с возрастом около 76-78 млн. лет, которые фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах. В основании ОЧВП вскрываются вулканические породы более древних, верхнеюрско-раннемеловых вулканических цепей и дуг, таких как Удско-Мургальской, Балыгычано-Сугойской, Нутесынский, Аргытский и др. Геометрия и поперечное простирание последних по отношению к меловой континентальной палеоокраине (и общему простиранию ОЧВП), далеко вдающиеся в континент линейные структуры выдают возможное происхождение их в результате растяжений/расколов вдоль трансформной окраины. Эволюция мелового магматизма ОЧВП на Чукотке особенно важна для нашего начального понимания того, как надсубдукционный и синсдвиговый магматизм менялся и мигрировал в пространстве и времени, как это коррелирует с глобальным взаимодействием плит, которое привело к формированию современной неактивной арктической окраины и активной тихоокеанской окраины в северной Пацифике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb изотопных данных // Докл. АН, 2005. Т. 404. № 5. С. 654-658.

2. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008. Т. 16. № 6. С. 64-75.

3. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России // Под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

4. Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. N. 5-6. P. 637-654.

5. Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // J. Geol., 2004. V. 112. P. 369-377.

6. Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research, 1999. V. 20. P. 97-106.

Проблема возраста пород и оруденения Волковского массива (Платиноносный пояс Урала) по результатам Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований

Аникина Е.В.[1], Краснобаев А.А.[1], Лохов К.И.[2], Капитонов И.Н.[3], Ронкин Ю.Л.[1]

[1]Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
[2]Санкт-Петербургский государственный университет
г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9
[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Волковский массив состоит из серии габбровых блоков с собственной концентрически-зональной структурой и диоритовой интрузии в центральной его части. Сиениты Тагило-Кушвинского комплекса прорывают габбро в северной и южной части массива. Габбровые блоки сложены преимущественно **оливин-анортитовым габбро**, среди которых в подчиненном количестве встречаются клинопироксениты, верлиты и оливиниты. **Лабрадоровое двупироксеновое габбро (пострудное)** занимает секущее положение по отношению к оливин-анортитовому габбро с ассоциированными ультрамафитами и титаномагнетитовым и медным с платиноидами оруденением.

Задача исследований состояла в определении временных границ образования габбро и оруденения Волковского массива. Для ее решения проведено комплексное изучение Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в обоих типах габбро.

В результате достоверно установлен возраст пострудных жильных **лабрадоровых габбро (Kl-16)** – 428±7 млн. лет U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам и 436±21 млн. лет Sm-Nd изохронным методом по монофракциям минералов.

Оливин-анортитовые габбро (ПЕ-589) содержат полихронное сообщество цирконов, делящееся на четыре возрастных группы: 2706±24 – 984±23 млн. лет; 655±15 – 565±9 млн. лет; 450±12 млн. лет и 343±8 млн. лет.

Единичные *цирконы архей – протерозойского возраста* (2706-984 млн. лет) представляют собой гетерогенную разновозрастную популяцию и по совокупности признаков являются ксеногенными. Судя по изотопному составу Hf (рис. 1), эти цирконы либо происходят из мантийных источников, в разной степени деплетированных, либо соответствуют различным эпизодам плавления одного и того же источника, следовательно, скорее всего, изначально принадлежали к различным породам, из которых и были заимствованы поднимающимся расплавом.

Значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в *вендских цирконах* (655-565 млн. лет) близки параметрам, характеризующим хондритовый резервуар (рис. 1). Это может рассматриваться как следствие их кристаллизации: 1) из расплава, сформированного в деплетированной мантии (TDM = 1.08 млрд. лет); 2) из источника, представляющего собой смесь ювенильного (эквивалентного деплетированной мантии) и древнего корового вещества с низким Lu-Hf отношением; 3) из метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии с пониженным значением Lu/Hf [4]. Геохимические особенности (содержанию РЗЭ, U и Th) этих цирконов не противоречат их кристаллизации из базальтового расплава. εHf варьирует в пределах от -1.2 до +5.3. Соответствующее равновесное значение εNd (t), рассчитанное по уравнению корреляции (εHf (t) = 1,4* εNd (t) + 2), должно составлять -1 – +2. Однако, εNd (t), рассчитанное с учетом измеренного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512835, оказывается существенно выше и составляет +5.9 – +6.4 (рис. 2).

Нахождение цирконов вендского возраста за пределами поля корреляции значений εHf и εNd для Земной совокупности пород (Terrestial array) может означать, что они либо заимствованы, либо Sm-Nd система оливин-анортитовых габбро была нарушена в результате постмагматических событий, сопровождающихся привносом радиогенного Nd из относительно древнего источ-

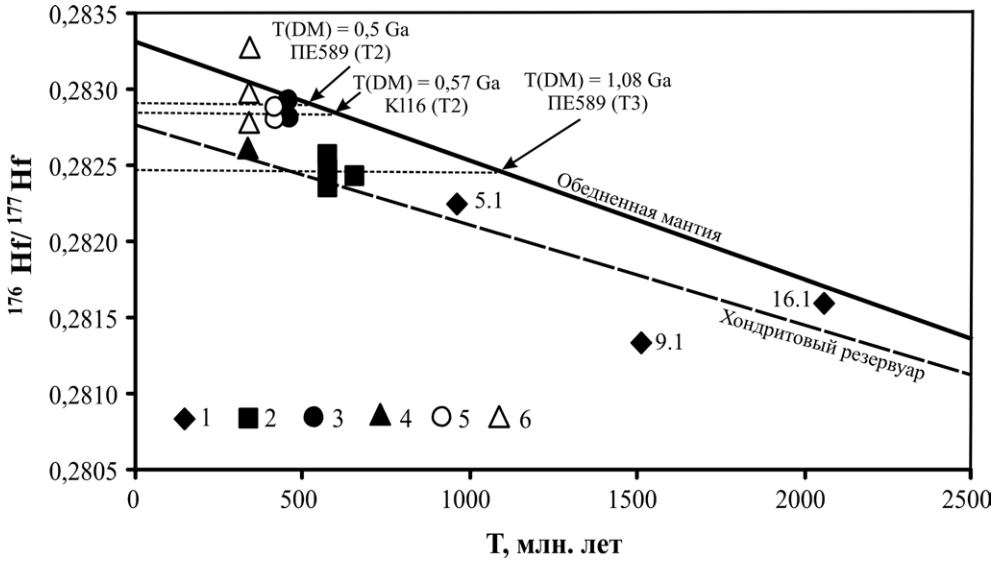


Рис. 1. Первичные отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в цирконах из оливин-анортитовых и лабрадоровых габбро Волковского массива, нанесенные на график как функция их U-Pb возраста.
ПЕ 589: 1 – 2682±37 – 972±18 млн. лет; 2 – 655±11 – 565±9 млн. лет (T_3); 3 – 450±12 млн. лет (T_2); 4 – 343±8 млн. лет (T_1); **Kl 16:** 5 – 428±7 млн. лет (T_2); 6 – 341±8 млн. лет (T_1).
В расчетах модельного возраста (T(DM)) использованы значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0.283250 и $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.0384 в деплетированном мантийном резервуаре [4].

ника с высоким Sm/Nd-отношением.

Известно, что оливин-анортитовые габбро претерпели не только интенсивную синтектоническую рекристаллизацию, но и локальное метасоматическое воздействие более поздних гранитоидных и сиенитовых интрузий. Все эти процессы могли существенным образом повлиять на Sm-Nd изотопную систему, что мы и наблюдаем в реальности – измеренные значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в апатите, плагиоклазе, клинопироксене и породе не связаны изохронной зависимостью.

Для *цирконов верхнеордовикского возраста* характерны более высокие значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ (рис. 1) по сравнению с цирконами вендского возраста, что наряду с другими признаками, свидетельствует о проявлении в это время самостоятельного этапа цирконообразования. Более радиогенный Hf-изотопный состав этих цирконов, отвечает их происхождению либо из более деплетированного источника по сравнению с источником вендских цирконов, либо из того же самого источника, что и вендские цирконы, но при существенно более молодом модельном возрасте (рис. 1). Вместе с тем, не исключается и метаморфическое происхождение таких цирконов.

Более радиогенный состав Hf в таком случае является результатом его локального перераспределения из Lu-содержащих породообразующих минералов в новообразованный циркон при метаморфической рекристаллизации.

Нижнесилурийский циркон из **лабрадоровых габбро** не отличается по величине первичного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ от верхнеордовикского циркона из оливин-анортитовых габбро (рис. 1), что косвенно указывает на их общий источник. Значения εHf (t) нижнесилурийских цирконов из лабрадоровых габбро попадают в поле корреляции значений εHf и εNd для Земной совокупности пород (Terrestial array) (рис. 2), что позволяет уверенно считать конкордантный возраст цирконов 428 млн. лет соответствующим времени кристаллизации этих пород.

Цирконы нижнекаменноугольного возраста в обоих типах габбро гетерогенны по изотопному составу Hf (εHf = +2.4 – +24.3), что в одновозрастных цирконах чаще всего рассматривается как следствие их метаморфического происхождения [5]. По морфологическим признакам эти цирконы соответствуют самостоятельному этапу кристаллизации, а по геохимическим данным для них не исключается гидротермальное происхождение.

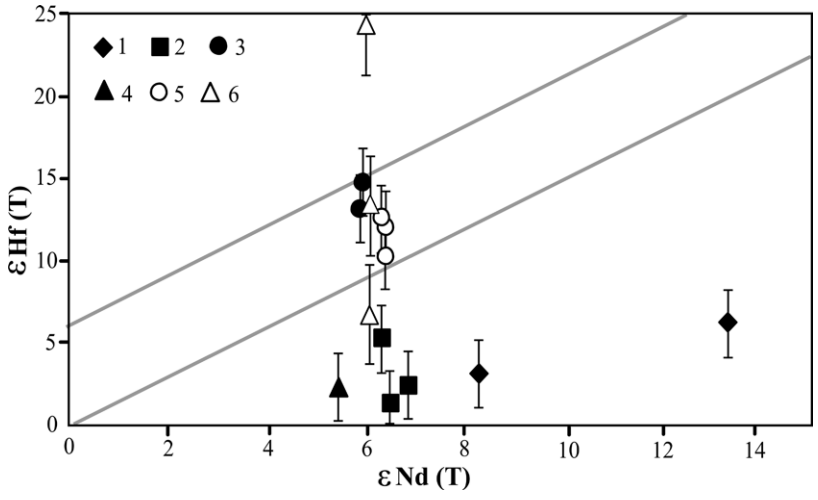


Рис. 2. Hf-Nd систематика цирконов разных возрастных групп из габбро Волковского массива.
Серые линии ограничивают область корреляции εNd (T) (в породе) и εHf (T) (в цирконе) для пород магматического генезиса [6]. Условные обозначения как на рис. 1.
В расчетах εHf (t) использованы значения $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332$ и $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282772$ [3].

Согласно полученным Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопным данным, цирконы вендского возраста могут соответствовать времени образования оливин-анортитовых габбро, что согласуется с известными Sm-Nd датировками 500-560 млн. лет для сходных породных комплексов Платиноносного Пояса Урала [1 и др.]. Вероятно, оливин-анортитовые габбро Волковского массива могут представлять собой сохранившийся фрагмент древней континентальной коры, в значительной степени переработанный под воздействием верхнеордовикско-силурийского магматизма островодужной природы.

Вместе с тем, нельзя полностью исключить и традиционной интерпретации полученных изотопно-геохронологических данных, предполагающей кумулятивное происхождение оливин-анортитовых габбро из расплавов, образовавшихся над палеозойской зоной субдукции [2]. При таком подходе все группы цирконов допалеозойского возраста рассматриваются в качестве заимствованных, а цирконы с возрастом 450 млн. лет отвечают времени кристаллизации оливин-анортитовых габбро.

Верхняя временная граница развития оруденения Волковского массива фиксируется возрастом пострудных лабрадоровых габбро и не может быть моложе 430 млн. лет. Полученная датировка совпадает со временем широкого проявления в Тагильской мегазоне базальтового и андезито-базальтового островодужного вулканизма, габбро-норитового, плагиогранитного и сиенитового магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады РАН, 2006. Т. 409. № 1. С. 104-109.

2. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника, 2007. № 6. С. 52-77.

3. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth and Planetary Sciece Letters, 1997. 148. P. 243-258.

4. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achtenbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000. V. 64. P. 133-147.

5. Valley P.M., Fisher C.M., Hanchar J.M., Lam R., Tubrett M. Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite ("Kiruna-type") mineralization // Chemical Geology, 2010. V. 275. P. 208-220.

6. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // Earth Planetary Science Letter, 1999. V. 168. P. 79-99.

Мезозойские интрузивно-дайковые серии гранитоидов Центральной Монголии

Антипин В.С.[1], Дриль С.И. [1], Одгэрэл Д.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия
[2]Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии
210351, г. Улан-Батор, просп. Энхтайван, 63, Монголия

В последние годы установлено, что внутриплитный гранитоидный магматизм Центральной Азии, включающий крупные батолиты или массивы гранитоидов, формирующиеся в условиях автохтонных и аллохтонных фаций, иногда сопровождается близкими им по возрасту поясами субвулканических дайковых пород, которые обычно выходят за пределы гранитоидных плутонов и локализуются в виде протяженных линейных зон. Широкие вариации минерального и химического состава даек с преобладанием кремнекислых пород, включая их редкометалльные типы, а также их пространственная связь с гранитоидными массивами дает возможность распознавать процессы взаимодействия мантийного и корового вещества и условия формировании исследуемых интрузивно-дайковых серий. Наиболее известными примерами развития сопряженного интрузивного и субвулканического магматизма являются классическая магматическая серия провинции Корнуолл (Англия), где гранитоиды Корнубийского батолита пересекаются дайковым поясом с эльванами и с ними генетически связано Cu, Mo, Sn, W оруденение, а также Уругудей-Утуликская интрузивно-дайковая серия в Прибайкалье (хр. Хамар-Дабан) с интрузиями гранитов, эльван-онгонитовым магматизмом и ассоциирующим редкометалльным оруденением.

Обнаруженные более 40 лет назад на территории Центральной Монголии онгониты [3], которые являются субвулканическими аналогами редкометалльных Li-F гранитов, также входят в состав интрузивно-дайковой серии, развитой в периферической зоне позднемезозойского ареала гранитоидного магматизма. На примере этой серии прослеживается тесная пространственная и генетическая связь интрузивно-субвулканического комплекса с редкометалльной (Li, Ta, Sn, W) минерализацией в районах Онгон- и Их-Хайрхан Монголии. В последние годы в пределах Центральной Монголии исследована более древняя по геологическому возрасту Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия, входящая в состав раннемезозойского ареала магматизма и образованная породами различных геохимических типов [1, 5]. В составе данной серии выделены ранние палингенные известково-щелочные гранитоиды многофазного Хошутулинского массива, которые через протяженный дайковый пояс гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, фельзитов и онгонитов объединяются с редкометалльными гранитами Абдарского массива, завершающими эволюцию магматизма исследуемого комплекса. Гранитоидный магматизм раннемезозойского ареала Монголо-Забайкальской области представлен такими модельными гранитоидными массивами как Жанчивланский, Богдо-Улинский, Бага-Газрынский, Горихинский и др., которые наряду с поясами даек представлены различными геохимическими типами гранитоидов. Всесторонний анализ их геохимической эволюции, изотопных данных и генетических особенностей разновозрастных интрузивно-дайковых серий с различной вещественной спецификой является весьма актуальной задачей фундаментальных исследований, так как они отражают особенности геодинамического развития магматизма. Кроме того, их изучение может иметь практическое значение в связи с развитием в составе этих комплексов редкометалльных и рудоносных образований.

Гранитоиды Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии залегают среди осадочно-метаморфических пород мандальской серии девонского возраста. Среди интрузивных образований серии наиболее крупным проявлением гранитоидного магматизма является Хошутулинский массив (около 180 км^2). Его зональное внутреннее строение проявляется в том, что периферическая часть образована крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами 1-й фазы, а в центральной части плутона изометричное тело сложено

крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами 2-й фазы, представляющими апикальную фацию гранитоидного массива. В юго-западном и северо-восточном направлениях от центрального гранитного тела протягивается серия многочисленных субпараллельных даек, продолжающиеся среди вмещающих пород. Отдельные дайки достигают мощности 3-5 м и протягиваются на расстояние до 1 км и более. Обычно дайки сложены средне- и мелкозернистыми гранитами либо гранит-порфирами и фельзитами. Некоторые из них представлены онгонитами с вкрапленниками флюорита. Дайковый пояс приурочен к линейной зоне общего северо-восточного простирания, которая, судя по положению даек, имеет крутое (70-80°) падение в юго-восточном направлении. На раннем этапе становления Хошутулинского гранитоидного плутона в его северной приконтактовой зоне внедрились два сравнительно небольших тела крупнозернистых, иногда порфировидных, амфиболовых щелочных сиенитов. Все главные разновидности гранитных пород, принадлежащие различным фазам Хошутулинского массива, достаточно хорошо ложатся на единую Rb-Sr изохрону с возрастом 224 млн. лет.

На юго-западном окончании исследуемого дайкового пояса расположен сравнительно небольшой Абдарский массив (около 10 км^2), который также залегает среди метаморфизованных песчано-сланцевых пород мандальской серии и сложен лейкогранитами и амазонит-альбитовыми часто с флюоритом гранитами. Значения возраста, определенные Rb-Sr изотопным методом, составляют 209-212 млн. лет. Кроме того для Абдарского массива исследователями приводятся величина εNd T (+1.2), а также возраст протолита T(ДМ-2) = 906 млн. лет [4].

Несмотря на большое разнообразие минеральных ассоциаций исследуемых гранитоидов и принадлежность к разнообразным геохимическим типам, эволюция состава минералов и пород всей серии подчеркивает их генетическое единство от палингенных известково-щелочных гранитов Хошутулинского массива через гранит-порфиры дайкового пояса к редкометалльным Li-F гранитам Абдарского массива. Обособлено от гранитного ряда пород по своим минеральным и геохимическим особенностям находятся сиениты с щелочными амфиболами, имеющие, вероятно, другой магматический источник. Однако как гранитоиды Хошутулинского массива, так и щелочные сиениты имеют довольно близкий низкорадиогенный изотопный состав стронция: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7045-0.70512 в гранитоидах и 0.70447-0.70615 в сиенитах. Изотопные составы обоих типов пород располагаются вблизи области составов гранулитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, перекрываясь с областью составов глубоководных осадков активных континентальных окраин и фрагментов океанической коры в составе террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса [2]. Опираясь на данные Rb-Sr изотопной систематики и учитывая геохимические особенности пород исследуемой серии, можно предполагать, что сиениты могли формироваться в результате плавления основных гранулитов нижней части континентальной коры под воздействием поднимающихся мантийных магм. В тоже время генерация магм палингенных известково-щелочных гранитоидов вероятнее всего была связана с процессами плавления осадочного и метаморфизованного протолита.

Гранитоидные породы Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии являются внутриплитными образованиями, расположены в пределах Улаанбаатарского террейна и формировались в два последовательных этапа развития магматизма. Палингенные гранитоиды Хошутулинского массива по геохимическим особенностям соответствуют породам известково-щелочного ряда. Щелочные сиениты, как породы агпаитового ряда, заметно обогащены Ba, Zr, Hf. В то же время для пород дайкового пояса и, особенно для онгонитов, характерно обогащение Rb, Cs, Nb, Ta и Y, и наличие глубоких минимумов по Ba, Sr, La и Ce. Эти же геохимические особенности свойственны амазонит-альбитовым Li-F гранитам Абдарского массива. Гранитный магматизм завершающего этапа формирования интрузивно-дайковой серии является потенциально рудоносным в отношении редкометалльного оруденения.

В Центральной Азии масштабное развитие получил коллизионный и внутриплитный гранито-

идный магматизм, который в палеозое и мезозое сформировал огромные ареалы с крупными батолитами в их центральных частях и с гипабиссальными и субвулканическими магматическими породами различной щелочности и кремнекислотности по периферии ареалов. Большую часть Центральной Монголии занимает раннемезозойский ареал гранитоидного магматизма, в ядре которого расположен крупнейший Дауро-Хентейский батолит. В пределах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии развиты породы разнообразных геохимических типов. Главной геологической и структурной особенностью исследуемой серии является то, что все ее интрузивные и субвулканические образования залегают в единой линейной зоне повышенной проницаемости северо-восточного простирания, которая протягивается к юго-западу от Дауро-Хентейского батолита. Породы исследуемой серии являются раннемезозойскими образованиями, и их возраст варьирует от ранних гранитоидов Хошутулинского массива к поздним редкометалльным гранитам Абдарской интрузии. Геохимические и изотопные различия гранитоидных пород в пределах Абдар-Хошутулинской серии с одной стороны связанны с разными источниками магматизма, а с другой – обусловлены определенной направленностью изменений содержаний элементов в связи с процессами магматической эволюции при формировании пород отдельных геохимических типов. На основании изотопно-геохронологических данных можно предположить, что время формирования всей серии пород интрузивно-дайкового пояса составляет приблизительно 12-15 млн. лет.

Исследования выполняются при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515_а, Ведущей научной школы НШ-65321.2010.5 и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-9.3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Одгэрэл Д. Щелочно-сиенит-гранитоидная с литий-фтористыми гранитами и онгонитами Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия Центральной Монголии. Материалы Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту». Иркутск, 2007. Т. 1. С. 12-14.

2. Антипин В.С., Дриль С.И., Одгэрэл Д. Изотопно-геохимические особенности раннемезозойских известково-щелочных и щелочных гранитоидов Центральной Монголии. Материалы Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту». Иркутск, 2009. Т. 1. С. 15-17.

3. Коваленко В.И., Кузьмин М.И.. Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР, 1971. Т. 199. № 2. С. 430-433.

4. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999. Т. 7. № 4. С. 401-429.

5. Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии. Геология, поиски и разведка рудных месторождений // Издательство Иркутского Государственного технического университета. Выпуск 1(34). Иркутск, 2009. С. 58-68.

Природа пространственно совмещенного базальтового и кислого вулканизма

Анфилогов В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

По степени преобладания основного, среднего и кислого вулканизма Ю.А. Кузнецов выделяет два типа магматических формаций: формацию устойчивых областей, в которой резко преобладает базальтовый магматизм и формацию подвижных зон, в которой значительный объем занимают андезиты и риолиты [5]. Различаются эти формации и по масштабам проявления магматических процессов. Магматизм устойчивых областей захватывает большие территории и сопровождается излиянием огромных объемов однообразных по составу расплавов, в то время как магматизм подвижных зон проявляется в виде узких поясов и магматические породы варьируют по составу от базальтов до риолитов.

Стабильность состава базальтовых магм определяется двумя факторами: составом мантийного субстрата, из которого выплавляется базальтовый расплав и механизмом поступления субстрата в зону плавления. Комплекс экспериментальных исследований процесса парциального плавления перидоитов позволяет утверждать, что наиболее вероятным субстратом при выплавлении базальтовой магмы был шпинелевый лерцолит, близкий по составу к предполагаемому составу верхней мантии. Вариации составов пород в пределах магматической формации обусловлены положением промежуточных магматических камер, глубина заложения которых определяет состав расплава, изливающегося на поверхность. Процесс дифференциации расплава в этих камерах не может приводить к формированию в них андезитовых и более кислых расплавов. Они могут образовываться только в результате контаминации материала коры.

Происхождение андезитов и риолитов является одной из не решенных проблем петрологии магматических пород. Особенно сложной является проблема генезиса андезитов в комплементарных сериях, в которых вместе с базальтом и риолитом они образуют единую закономерную последовательность составов [1]. Существует ряд различных гипотез, объясняющих образование андезитов [2, 3]: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 2) частичное плавление пород нижних горизонтов земной коры; 3) частичное плавление субдуцированной океанической коры; 4) частичное плавление мантии; 5) ассимиляция корового вещества базальтовым расплавом. Все они содержат серьезные противоречия и, главное, с позиций этих гипотез нельзя объяснить образование серий базальт – риолит, комплементарных не только по макро-химии, но и по геохимии редких элементов. Излияние базальтовой, андезитовой и риолитовой магм при образовании таких серий происходит, практически, из одного вулканического очага и трудно предположить, что эти магмы поступали в него из разных источников.

В природе наблюдаются два типа базальт-риолитовых ассоциаций: ассоциации, образующие комплементарные серии составов и некомплементарные ассоциации. Широкое проявление комплементарных серий пород ряда базальт – риолит дает основание предполагать, что в природе существует механизм, позволяющий в процессе базальтового магматизма создавать огромные объемы пород кислого и среднего состава без привлечения ксеногенного материала. Этот механизм должен изменять ход кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и приводить к образованию в качестве конечного продукта расплавов среднего и кислого состава. Очевидно, что единственным способом осуществить такой процесс является насыщение базальтового расплава водой, когда этот расплав находится в промежуточной магматической камере на глубине 15-20 км от поверхности, а источник воды во вмещающей породе. Способность водосодержащего базальтового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации давать расплавы андезитового и риолитового состава установлена экспериментально в опытах по плавлению метабазальтов. Важно отметить, что этот процесс происходит при содержании воды равном 1.0-1.5% и, в зависимости от степени плавления, состав расплава меняется от риолитового (степень плавления $\leq 20\%$) до андезитового при степени плавления около 50% [Rapp, Watson, 1995]. Возникает вопрос об источнике воды и способе ее поступления в базальтовый расплав.

При внедрении базальтового расплава в относительно холодные вмещающие породы вокруг магматической камеры возникает температурное поле с большими градиентами температуры [4]. В этих условиях вокруг магматической камеры формируются три флюидных потока: 1 – конвективный поток, в котором движение порового флюида происходит благодаря разности плотности, обусловленной градиентом температуры; 2 – молекулярное течение флюида через стенки магматической камеры; 3 – поток флюида из расплава во вмещающие породы через кровлю магматической камеры. При насыщении базальтового расплава водой, поступающей из породы через стенку магматической камеры, его плотность становиться меньше плотности сухого расплава и он поднимается в верхнюю часть магматической камеры, где литостатическое давление ниже. В результате этого в верхней части магматической камеры формируется слой обогащен-

ного водой расплава, из которого при охлаждении и частичной кристаллизации может образовываться расплав риолитового состава и магматическая «каша», состав которой может варьировать от анндезито-базальта до дацита. При наличии слоя кислого расплава в верхней части камеры, на поверхность будет выдавливаться именно этот расплав, а базальтовая магма, поступающая из зоны генерации, будет заполнять нижнюю часть камеры, компенсируя объем, который освобождается при извержении кислого материала. Образование андезита в промежуточной магматической камере начинается, когда режим непрерывного излияния базальтовой магмы сменяется на периодическое поступление расплава в камеру. Процесс этот достаточно медленный и времени между предыдущей и последующее порциями базальтового расплава должно хватать для насыщения его водой.

Очевидно, что предложенный нами способ образования андезитов не является единственным и в природе реализуются варианты, в которых эти породы образуются при взаимодействии базальтовой магмы с сиалическими породами коры, а также путем частичного плавления метабазальтов [7]. В качестве типичного примера таких андезито-базальтовых формаций, по-видимому, можно рассматривать формацию плато Парана в Бразилии Принципиальным отличием пород этой формации от серий образованных по механизму, рассмотренному выше является низкое содержание Al_2O_3 в андезитах и отсутствие в ее составе высокоглиноземистых базальтов ассоциирующих с андезитами [6].

Характерной особенностью областей развития андезитового вулканизма является образование извесково-щелочных базальтов, причем, если андезиты формируют собственные вулканические аппараты, то известково-щелочные базальты изливаются из тех же вулканов, из которых извергаются оливиновые базальты. Образование высокоглиноземистых базальтов происходит на стадии активного вулканизма, когда в магматическую камеру периодически через небольшие промежутки времени поступает расплав оливинового базальта. Так же как и при образовании андезита, этот расплав, насыщаясь водой, поднимается в верхнюю часть камеры, где происходит фракционирование оливина и пироксена и кристаллизация плагиоклаза. Кристаллы плагиоклаза во взвешенном состоянии сохраняются в расплаве в верхней части камеры. При поступлении в камеру новой порции первичной базальтовой магмы эта смесь выдавливается на поверхность, образуя лавовые потоки высокоглиноземистого базальта. Таким образом, ассоциация андезитов и высокоглиноземистых базальтов является генетической ассоциацией, породы которой образуются на разных стадиях насыщения базальтовой магмы водой, поступающей в расплав из вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфилогов В.Н. Использование ASM диаграмм для генетического анализа серий магматических пород // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2007. С. 212-222.

2. Богатиков О.А, Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

3. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

4. Кадик А.А., Ступаков Е.П. Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности // Геохимия, 1970. № 1. С. 43-53.

5. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

6. Billeni G., Comin-Chiaramont P., Marques L.S. et al. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brasil): Geologicqal. Mineralogical and petrochemical relationships // J. Petrol. V. 27. Part 4. 1986. P. 915-944.

7. Rapp R.P., Watson E.B. Degidratation melting of metabasalt at 8 – 32 kbar: Implication for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995. V. 35. N. 4. P. 891-834.

Природа и U-Pb SHRIMP возраст метаморфических комплексов восточной Камчатки

Бадрединов З.Г.[1], Тарарин И.А.[1], Марковский Б.А.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр. 100 лет Владивостоку, 159, badre9@mail.ru
[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74, NRS@vsegei.ru

Выходы метаморфических пород на Восточной Камчатке, обнажаются в пределах Хавывенской возвышенности, на о. Карагинском и п-овах Камчатский и Озерной, слагая крупные (до 1,5 км) вытянутые блоки, пространственно ассоциирующие с телами офиолитовых перидотитов и габброидов (Хавывенская возвышенность, о. Карагинский), или формируют отдельные глыбы среди серпентинитового меланжа (п-ова Озерной и Камчатский). Уровень метаморфизма пород варьирует от границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (о. Карагинский, Хавывенская возвышенность) до высокобарной амфиболитовой фации (п-ова Озерной и Камчатский).

Исходными породами, претерпевшими метаморфические изменения на Хавывенской возвышенности и о. Карагинском, являлись вулканогенно-осадочные отложения островодужного (возможно окраинно-континентального) и океанического (офиолитового) формационных типов, пространственно совмещенные в период палеогенового тектонического скучивания [1, 2].

На п-вах Озерной и Камчатский среди метаморфизованных пород реконструируются магматические породы только офиолитового парагенеза.

Согласно существующим представлениям формирование метаморфических пород Камчатки произошло в результате эоценовой коллизии поздний мел-палеогеновой Ачайваям-Валагинской энсиматической дуги (островодужный террейн) с северо-восточной окраиной Азиатского континента, приведшей к утолщению коры и прогреву ее нижних горизонтов за счет подъема астеносферной мантии в зоне отрыва слэба [3, 4, 5]. Однако эта схема неприложима к метаморфическим породам Восточно-Камчатской зоны, так как возраст метаморфических образований Восточных полуостровов (Камчатский, Озерной) древнее периода предполагаемой коллизии.

В настоящей статье представлен новый фактический материал о возрасте метаморфических пород Восточной зоны Камчатки (Хавывенская возвышенность, о-в Карагинский, п-ов Камчатский), позволяющий выделить в рассматриваемом регионе два этапа метаморфизма, сопряженные по времени проявления с этапами активизации магматической деятельности.

Наиболее древним протолитом метаморфических образований Восточно-Камчатской зоны являются осадочно-вулканогенные отложения о. Карагинского (181±1.8 млн. лет). Кроме цирконов данного возраста в метаморфических породах карагинского комплекса установлены цирконы с возрастами: 206.4±2.6; 246.2±2; 391.7±4.8; 428.1±4.9; 498.7±4.6; 513.7±4.8 млн. лет. Диапазон возрастов детритовых цирконов метапород о-ва Карагинского сравним с диапазоном возрастов детритовых цирконов из метапород Срединного кристаллического массива (колпаковская, камчатская, малкинская серии) и неметаморфизованных осадочных отложений укэлаятской и лесновской серий северной части Центральной Камчатки [6, 7, 8], что позволяет предполагать единый источник сноса цирконов для этих отложений. Помимо вулканогенно-осадочных пород в разрезе метаморфического комплекса о. Карагинского, участвуют метаморфизованные габбро и перидотиты офиолитового парагенеза. Конкордатный возраст офиолитовых образований оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов, составляет: 65±2; 71±1; 71.73±0.97; 74.4±1.1; 76.2±2,9 млн. лет для перидотитов и 65.04±2 и 70.0±3 млн. лет для габбро. Часть цирконов из метагаббро имеет возраст равный 55.2±2 млн. лет, что, вероятно, обусловлено метаморфизмом.

Возраст протолита метаморфических пород Хавывенской возвышенности (хавывенская серия) – 101±11 млн. лет. Время метаморфизма – 53.3±3.2 млн. лет. Это позволяет говорить об одно-

временном раннеэоценовом метаморфизме пород о. Карагинского и Хавывенской возвышенности.

U-Pb SHRIMP возраст цирконов, выделенных из габбро, образующих пластовые тела в верхней толще хавывенской серии Хавывенской возвышенности, равен 101.3±0.70 млн. лет, совпадает с «цирконовым» возрастом протолита метаморфических пород, тогда как возраст цирконов из серпентинизированных гарцбургитов, ассоциирующихся с габбро, имеет значение 63.4±11 млн. лет. Возможно этот возраст (с учетом большой погрешности анализа) отражает возраст метаморфизма.

Метаморфические породы п-ова Камчатский по геологическому положению (блоки и глыбы среди серпентинитового меланжа), составу протолита (толеитовые базальты, кремни и габброиды офиолитовой ассоциации) и P-T-условиям метаморфизма (полифициальный метаморфизм: высокобарический амфиболитовой фации на первом этапе и зеленосланцевый – на втором) сопоставимы с метаморфическими породами п-ова Озерной и их следует объединять в единый метаморфический комплекс.

Возраст раннего высокобарического этапа метаморфизма п-ова Камчатский, оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов по данным [9, 10], составляет 81.4±9.6 млн. лет, что совпадает с результатами U-Pb изотопии цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский (77.6±4.6 млн. лет), полученными нами, и близко возрасту формирования габброидных пород и плагиогранитов офиолитового парагенеза [11]. Для краевых зон метаморфогенного циркона гранатовых амфиболитов получен возраст – 51.5±8.6 млн. лет, соответствующий возрасту второго раннеэоценового этапа метаморфизма (50-55 млн. лет), приведшего к диафторическим изменениям гранатовых амфиболитов.

Таким образом, данные U-Pb SHRIMP изотопии цирконов из метаморфических комплексов Восточной Камчатки позволяют выделить в этой зоне метапороды двух временных интервалов: позднемелового (75-80 млн. лет) и раннеэоценового (50-55 млн. лет). Позднемеловой метаморфизм затронул породы офиолитового комплекса (океанические базальты, кремни и габбро) и фиксируется в крупных глыбах и блоках серпентинитового меланжа восточных полуостровов Камчатский и Озерный. Это локальный офиолитовый метаморфизм, предположительно связанный с внедрением астеносферных диапиров (офиолитовых перидотитов) в нижние горизонты земной коры. Для него характерно: 1) пространственная ассоциация метаморфических пород с габро-передотитовыми массивами; 2) высокие давления (9-10 кбар) и температуры (700-800° С); 3) участие в составе протолитов пород расслоенного кумулятивного комплекса, наряду с толеитовыми базальтами и кремнями; 4) возраст метаморфизма, синхронный с периодом становления офиолитовых перидотитов и габбро; 5) отсутствие среди метаморфизованных пород островодужных и окраинно-континентальных образований.

Метаморфизм раннеэоценового времени, зафиксирован в метапородах Хавывенской возвышенности, о. Карагинского и в виде диафтореза, проявился на п-ове Камчатский. Он соответствовал границе зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (давление 4-6 кбар, температура 300-500° С) и носил региональный характер. Метаморфические породы раннеэоценового возраста установлены в Срединном хребте Камчатки [3, 4, 5]. Раннеэоценовый этап метаморфизма синхронен завершающей интрузивной стадии поздний мел-раннепалеогенового базитового островодужного магматизма Камчатки и, вероятно, обусловлен подтоком флюидов и тепла, сопровождавших этот магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тарарин И.А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Геохимия, 1999. № 9. С. 967-975.

2. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. и др. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // ДАН, 2010. Т. 431. № 2. С. 238-241.

3. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.

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

5. Чехов В.Д., Сухов А.Н. Два типа аккреции внутриокеанических островных дуг в Корякско-Камчатском регионе // ДАН, 2009. Т. 428. № 1. С. 75-79.

6. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // J. Geol., 2002. V. 110. N. 3. P. 271-289.

7. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа // М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. В. 577).

8. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci., 2009. V. 309. N. 5. P. 333-396.

9. Осипенко А.Б., Конилов А.Н., Савельев Д.П. и др. Геология и петрология амфиболитов полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка // Петрология, 2005. Т. 13. № 4. С. 421-448.

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

11. Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН, 2006. Т. 408. № 4. С. 500-502.

Сравнение микроэлементного состава минералов из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) и жильных пироксенитов из ксенолитов Авачинского вулкана (Камчатка)

Белоусов И.А.[1,3], Бенард А.[2], Соболев А.В[1,3,4]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991, г. Москва, ул. Косыгина, 19
[2]Université de Lyon, Université J. Monnet, 42023 Saint Etienne & UMR6524-CNRS, France
[3]Max-Planck-Institut für Chemie, Abt. BioGeochemie, Postfach 3060, 55020 Mainz, Germany
[4]Institut des Sciences de la Terre, Universite J. Fourier, 1381, Rue de la Piscine
38400 St-Martin D'Heres, France

Процессы транспорта расплавов в надсубдукционной мантии малоизученны, поскольку мантийные ксенолиты достаточно редки в продуктах вулканов островных дуг. В то же время, они могут оказывать значительное влияние на состав расплавов в случае, если они находятся вне равновесия с окружающими перидотитами. Авачинский вулкан представляет одно из немногих мест, где они были обнаружены и изучены [3]. Помимо ксенолитов процессы транспорта расплавов могут быть проявлены в мантийных разрезах офиолитовых комплексов, в случае, если их формирование происходило в надсубдукционных условиях. Во многих из них наряду с дунитовыми каналами, по которым предположительно происходит транспорт расплавов в областях срединно-океанических хребтов [4], присутствуют пироксенитовые жилы. Многие из них, в том числе и пироксениты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), имеют геохимические характеристики, свидетельствующие о формировании в надсубдукционных условиях [1]. В качестве механизма формирования пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива предполагается реакция расплавов/флюидов с бонинито-подобными геохимическими характеристиками с вмещающими перидотитами, совмещенная с кристаллизацией. Об этом свидетельствуют повышенные значения магнезиальности клинопироксена по сравнению с клинопироксенами из бонинитов и пониженные по сравнению с клинопироксенами из вмещающих перидотитов. Клинопироксены из них имеют субпараллельные спектры распределения редких элементов сходные со спектрами из клинопироксенов из бонинитов верхних подушечных лав массива Троодос (о. Кипр) (рис. 1). В то же время преобладание пироксенов и очень редкие зерна оливина в пироксенитах свидетельствуют о повышенных содержаниях кремнезема в родоначальных для пироксенитов расплавах. Кроме того, практически во всех пироксенитах был обнаружен высоко-глиноземистый амфибол (высокомагнезиальная роговая обманка), что свидетельствует о высоких концентрациях флюида. Содержания несовместимых элементов в амфиболах имеют ши-

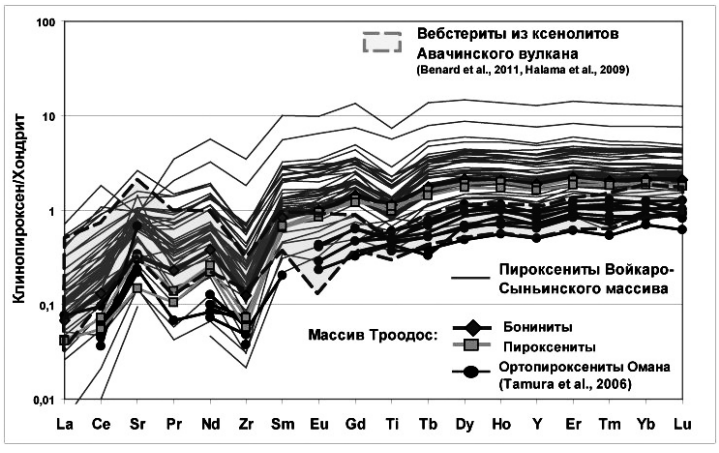


Рис. 1. Составы клинопироксена из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива по сравнению с клинопироксеном из вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана и других надсубдукционных обстановок.

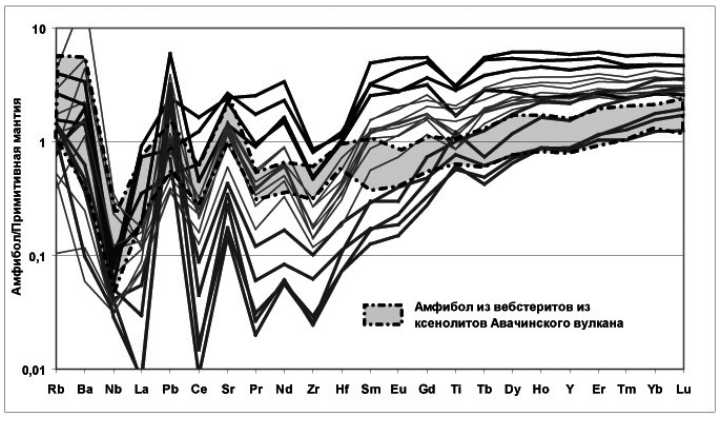


Рис. 2. Составы высокоглиноземистой роговой обманки из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива по сравнению с составами амфибола из вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана.

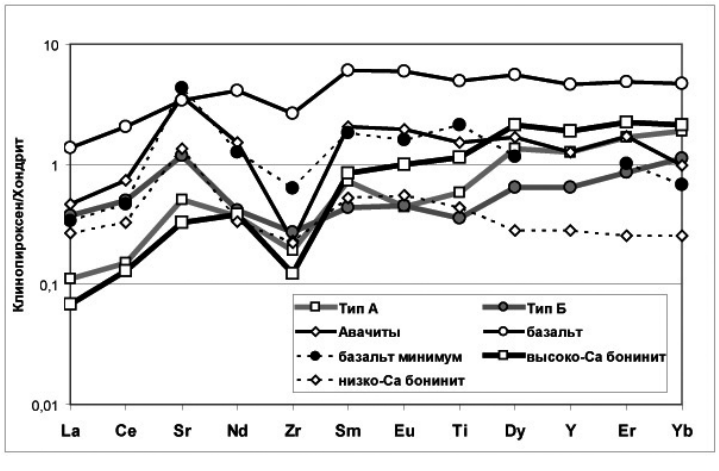


Рис. 3. Составы клинопироксенов из двух типов жильных пироксенитов из гарцбургитовых ксенолитов из андезитов Авачинского вулкана по сравнению с клинопироксенами из авачитов [2], надсубдукционных базальтов [6] и различных типов бонинитов [5].

рокий спектр составов изменяясь от достаточно обогащенных до весьма обедненных, иллюстрируя смену воздействующего субстрата с расплаво-подобного на флюидо-подобный (рис. 2).

В ксенолитах мантийных перидотитов Авачинского вулкана были также обнаружены жильные пироксениты. Они были разделены на две группы (рис. 3). Клинопироксены одной из них также имеют бонинито-подобные характеристики, в то время как клинопироксены из другой имеют более высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ и ближе по составу к наиболее обедненным РЗЭ клинопироксенам из надсубдукционных базальтов [6], однако имеют более низкие содержания СРЗЭ. Клинопироксены из этой группы имеют спектры распределения редких элементов сходные с клинопироксенами из пироксенитов из района р. Лагорта-Ю – наиболее обедненных РЗЭ среди пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива и имеющих наибольшие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Кроме того, клинопироксены из авачитов [2] также имеют составы близкие к этой группе веб-

стеритов (рис. 3), что также позволяет предположить для них базальтовый состав родоначальных расплавов.

Таким образом, клинопироксены и амфиболы из большинства вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана имеют более высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ по сравнению с их составами в пироксенитах Войкаро-Сыньинского массива и их родоначальные расплавы были близки к типичным надсубдукционным базальтам. В то же время расплавы родоначальные для пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива и некоторых вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана были ближе к бонинитам. Причем, чем более обогащенные РЗЭ являются составы клинопироксенов, т.е выше степень дифференциации, тем выше модальное количество оливина в пироксенитах. Таким образом, можно предположить, что бонинитовые расплавы становятся насыщены оливином в результате реакции с вмещающими перидотитами. Формирование пироксенитов происходило вдоль трещин при миграции по ним примитивных надсубдукционных расплавов с повышенными содержаниями кремнезема, что вызывало их реакцию с вмещающими перидотитами совмещенную с кристаллизацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал. Доклады Академии Наук, 2009. Т. 429. № 2. С. 238-243.

2. Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов. Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 115-138.

3. Bénard A., Belousov I.A., Ionov D.A. Primary arc melts from mantle wedge of Kamchatka: websterite veins in andesite-hosted harzburgite xenoliths, 2011. In press.

4. Kelemen P.B., Shimizu N. and Salters V.J.M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. Nature, 1995. V. 375. P. 747-753.

5. Konig S., Munker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E. and Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2010. V. 74. P. 684-704.

6. Yogodzinski G.M. & Kelemen P.B. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth and Planetary Science Letters, 1998. V. 158. P. 53-65.

Гранитообразование в зоне перехода континент-океан по данным Sm-Nd-Sr-O изотопии

Валуй Г.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Проблема генезиса гранитных магм продолжает привлекать внимание исследователей различного профиля и активно обсуждается в современной геологической литературе [4, 5 и др.]. Этап геологического и петрологического изучения гранитоидных интрузивов сменился этапом изотопных исследований, которые позволяют установить не только условия кристаллизации, но и источники гранитных расплавов.

Автором впервые получены Sm-Nd-Sr-$\delta^{18}O$ – изотопные характеристики пород некоторых гранитоидных интрузивов Приморья. Объектами исследования явились позднемеловые-палеогеновые магнетитовые гранитоиды приморской серии – Опричненский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский массивы (Восточный Сихотэ-Алинь) [1, 2], образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, и альб-сеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии – Водораздельный и Зимний (Центральный Сихотэ-Алинь), Успенский и Ливадийский массивы (Южно-Приморская зона), а также эоценовые щелочные граниты мыса Орлова, сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины,

согласно геодинамическим реконструкциям А.И. Ханчука [7].

Анализ полученных результатов показывает, что отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в изученных породах изменяется в пределах 0.51234 до 0.51267. Наибольшая величина этого отношения наблюдается в гранодиоритах Ливадийского массива, наименьшая – в адамеллитах Дальнегорского массива, обнаруживая слабое увеличение этого отношения от ранних основных (диоритов) к более поздним (гранитным) фазам внутри одного интрузива.

Величина εNd для изученных пород колеблется от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Положительные значения εNd, обнаруженные для позднемеловых – палеоценовых гранитов восточной части Сихоте-Алинского вулканического пояса – Опричненского (+0.94) и Валентиновского (+0.05 и +0.17) массивов и гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69), показывают, что эти породы могли произойти из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в более ранний период времени [5].

Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение εNd, что свидетельствует об их происхождении путем переработки или ассимиляции древних коровых пород, в которых отношение Sm/Nd было понижено при первоначальном отделении их от хондритового резервуара. Самые большие отрицательные величины єNd имеют позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части Восточного Сихотэ-Алиня –дальнегорские адамеллиты (-5.13), николаевские габбро-диориты (-3.42) и раннемеловые гранодиориты (-3.29) и граниты (-3.14) Успенского массива трансформной континентальной окраины.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня имеет достаточно низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7034 для диоритов и гранодиоритов, и 0.704-0.706 для гранитов), тогда как для ранне-меловых гранитоидов Успенского массива оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083, обр. В-1053а). Как было показано ранее [1, 2] вкрест простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса происходит углубление магматических очагов от 12-15 км (Прибрежная зона) до 18-20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$): в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034 (обр. В-300), тогда как в габбро-диоритах Николаевского массива -0.7059 (обр. В-1554а), в прибрежных гранитах – 0.704-0.705, а в дальнегорских адамеллитах – 0.706 (обр. В-1498о).

Для генетической интерпретации полученные результаты анализов были нанесены на диаграммы «$\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$» и «$^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$», на которых показаны вариации изотопных характеристик земных пород с точками составов изученных гранитоидов (рис. 1) и линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, смешанных в различных соотношениях [5].

На диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ точки изученных гранитоидов лежат в поле измененных океанических базальтов (гранодиориты Ливадийского, адамеллиты Зимнего и монцониты Лапшина, а гранодиориты Криничного и Успенского массивов – в поле офиолитовых базальтов, тогда как граниты Успенского – в поле граувакк).

На диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ точки изученных пород располагаются на продолжении линии «мантийной последовательности», преимущественно в верхней левой части IV квадранта, тяготея в основном к гиперболе смешения «базальт-гранулит» с небольшой долей последнего в расплаве (около10%), что может свидетельствовать об их происхождении из расплавов, возникших при контаминации мантийных расплавов гранулитами с низким отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в связи с тем, что они были обеднены Rb во время их образования. Составы наших гранитов занимают на этой диаграмме промежуточное место между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии [5].

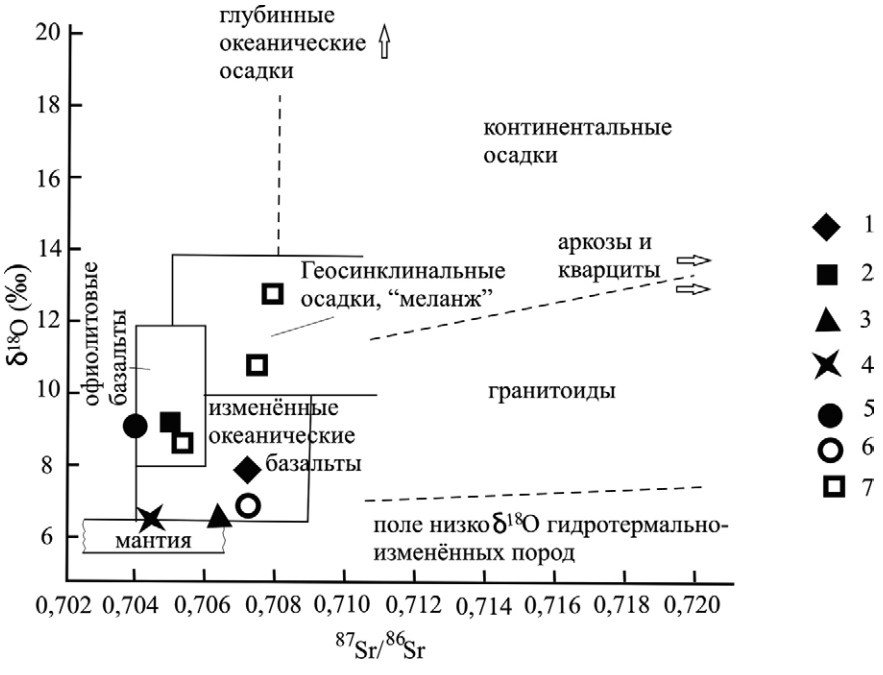


Рис. 1. Вариации изотопных составов земных пород с точками составов изученных гранитоидов [5, 6].
1 – монцонит (кл. Лапшин); 2 – гранит (Водораздельный); 3 – адамеллит (Зимний); 4– гранодиорит (Криничный); 5 – гранодиорит (Ливадийский); 6 – гранит (Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (Успенский).

Модельные Sm-Nd датировки, полученные для изученных образцов, свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, ведущих свое происхождение из мантии, и контаминированных нижнекоровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и согласно [3] представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, εNd которых равно +3.8 согласно [3]. Возможно именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Таким образом, позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, формировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, характеризуются более низкими и даже положительными εNd, более низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (Дальнегорские адамеллиты и Николаевские габбро) и раннемеловыми Успенскими (Южно-Приморская зона) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, образовавшимися в геодинамической обстановке трансформной окраины, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

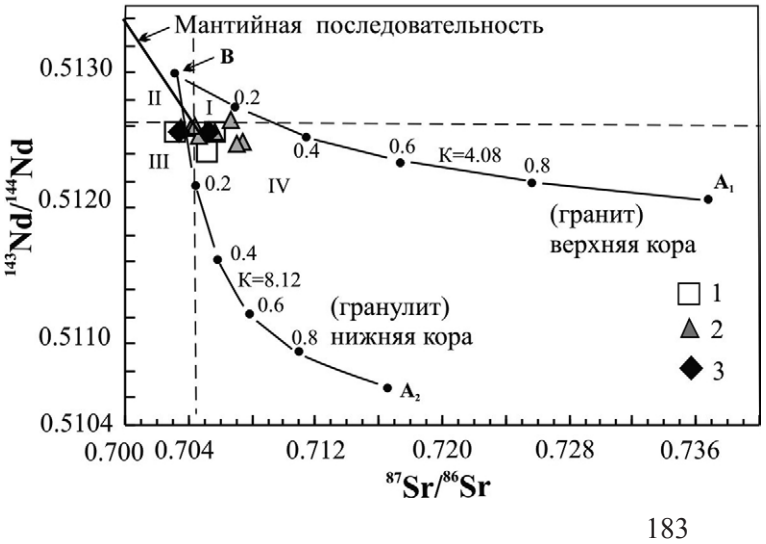


Рис. 2. Зависимость $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья. Гиперболы смешения для пород континентальной коры (A_1 и A_2) и континентальных толеитовых базальтов (B), смешанных в различных соотношениях, и I – IV по [3]. Значками обозначены: 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – диорит.

В целом, впервые полученные автором Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Приморья свидетельствуют об их образовании из расплавов, ведущих свое происхождение из мантии с небольшой долей корового компонента, что характерно для пород молодой коры, формирующейся в зоне перехода континент-океан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А. // Тихоокеан. геология, 2004. Т. 23. С. 37-51.

2. Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А. // ДАН, 2008. Т. 420. № 3. С. 363-367.

3. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др. // ДАН, 2000. Т. 374. № 6. С. 813-815.

4. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. Тр. ГИН, 2000. Вып. 535. М.: Наука, МНК «Наука/Интерпериодика». 226 с.

5. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

6. Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneus rocks // Earth and Planet Sci. Lett., 1980. V. 47. N. 2. P. 243-254.

7. Khanchuk A.I. // Earth Sci., 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.

Новые данные о проявлении палеозойского магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна Северо-Азитского кратона

Вах А.С.[1], Авченко О.В.[1], Киселев В.И.[1], Сергеев С.А.[2], Пресняков С.Л.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159
[2]Центр изотопных исследований
Всероссийского научно-исследовательского геологического института
199106, г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74

В пределах Селенгино-Станового террейна, расположенного в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, среди метаморфических пород могочинской серии, широко развиты массивы гранитоидов позднестанового комплекса. Они рассматриваются как ранняя субфаза главной фазы тукурингрского комплекса, образования которого повсеместно развиты в пределах рассматриваемого региона [4]. Традиционно возраст гранитоидов этих комплексов с большой долей вероятности принимается как раннепротерозойский. Их формирование обычно связывают с интенсивной гранитизацией архейских пород фундамента южной окраины Алдано-Станового щита [7]. Однако, по данным последних изотопно-геохимических исследований, выполненных U-Pb методом по цирконам, для раннепротерозойских гранитоидов позднестанового и тукурингрского комплексов был установлен раннемеловой (138-142 млн. лет) возраст [2, 5]. Столь противоречивые данные не позволяют сформировать обоснованную геодинамическую модель эволюции геологических структур северного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса.

Одним из крупных гранитоидных массивов в пределах рассматриваемой территории, который, как считается, относится к образованиям позднестанового возраста, является Хайктинско-Орогжанский массив. Поскольку этот массив вмещает Березитовое золото-полиметаллическое месторождение, возраст его представляет особенный интерес. Массив сложен преимущественно порфировидными биотит-роговообманковыми и лейкократовыми биотитовыми гранитами, а также гнейсовидными гранодиоритами. Содержание SiO_2 в породах рассматриваемого массива варьирует в диапазоне 65-75 масс. %, при концентрации K_2O 2.5-5 масс. %, что соответствует средне- и высокалиевой известково-щелочной серии. На дискриминационных диаграммах составы пород располагаются в поле гранитов M-, I-, S-типов. Для них характерно слабо фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми лантаноидами (L_{an}/Y_{bn} – 6-17), а также наличие четко выраженной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* – 0.70-0.85). Мультиэлементные спектры характеризуются положительными Ba, Sr, W, Pb, Zn и отрицательными Cr, Co, Ni, Cs, V, Y аномалиями.

Авторами было проведено первое определение возраста гранитов на основе датирования единичных зерен цирконов двумя различными методами: 1 – с помощью прецизионного ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) и 2 – методом лазерной абляции на масс-спектрометре LA-ICP-MS в ДВГИ ДВО РАН. Методом SHRIMP-II изучались только краевые части зональных цирконов, а LA-ICP-MS – как краевые, так и центральные гомогенные ядра цирконов. Все определения были проведены в пределах одного полированного аншлифа, где цирконы были имплантированные в эпоксидную смолу совместно со стандартами TEMORA. Датировки цирконов методом LA-ICP-MS осуществлялась в пределах одних и тех же зерен цирконов, и по возможности в тех же точках, где были получены датировки с помощью метода SHRIMP-II.

Установлено, что полученные с помощью двух различных методов датировки изотопного возраста для зональных периферийных частей цирконов из порфировидных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива практически одинаковы (рис. 1). По данным SHRIMP-II, возраст цирконов, рассчитанный по восьми точкам, составляет 344.8±3.3 млн. лет, а по результатам LA-ICP-MS, рассчитанный по 9 точкам – 344.9±7.8 млн. лет. Конкордантный возраст для ядерных частей цирконов, полученный с помощью метода LA-ICP-MS, рассчитанный по 11 точкам, составляет 354.8±2.0 млн. лет. Однако, при этом, в ядерных частях отдельных цирконов были выявлены и более древние датировки, конкордантный возраст которых составляет 1827.8±42.5 млн. лет, а дискордантный – 1476.7±38.3 млн. лет.

Результаты геохронологических исследований позволяют считать, что гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива по возрастным датировкам относятся не к раннепротерозойским образованиям позднестанового комплекса, а, вероятней всего, к самостоятельному комплексу гранитоидов позднего палеозоя, точнее – к раннему карбону. При этом установленный древний возраст ядерных частей циркона из гранитов массива близок к датировкам возраста гранулитового метаморфизма (1873±8 млн. лет), проявленного в пределах Могочинского блока Селенгино-Станового террейна [1]. Эти данные позволяют предполагать, что формирование палеозойских гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива происходило за счет древнего метаморфического фундамента протерозойского времени.

Результаты датировок цирконов хорошо увязываются с данными по геологии и тектоники забайкальского звена северного обрамления западной части Монголо-Охотского складчатого пояса, согласно которым широкое развитие на данной территории палеозойского магматизма, в интервале 300-340 млн. лет, обосновано широким проявлением субдукционных процессов в связи с коллизией Амурской мегаплиты и Сибирского континента [3].

Полученные новые данные позволяют с позиции взаимодействия литосферных плит по-новому взглянуть на геодинамическую природу формирования рудно-магматических систем в пределах Селенгино-Становой террейна. Они свидетельствуют о том, что гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива представляют собой один из фрагментов проявления единого палеозойского магматизма в пределах приамурского звена северного обрамления Монголо-Охотской орогенного пояса. Их формирование могло быть связано с процессами субдукции океанической литосферы Монголо-Охотского океана под окраину Сибирской платформы. Установленный возраст Хайктинско-Орогжанского массива, таким образом, укладывается в высказанные ранее рядом автором представления об особенностях геодинамического режима формирования орогенных поясов, обрамляющих Северо-Азиатский кратон [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.

2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SRIMP-II) // ДАН, 2007. Т. 421. № 3. С. 365-368.

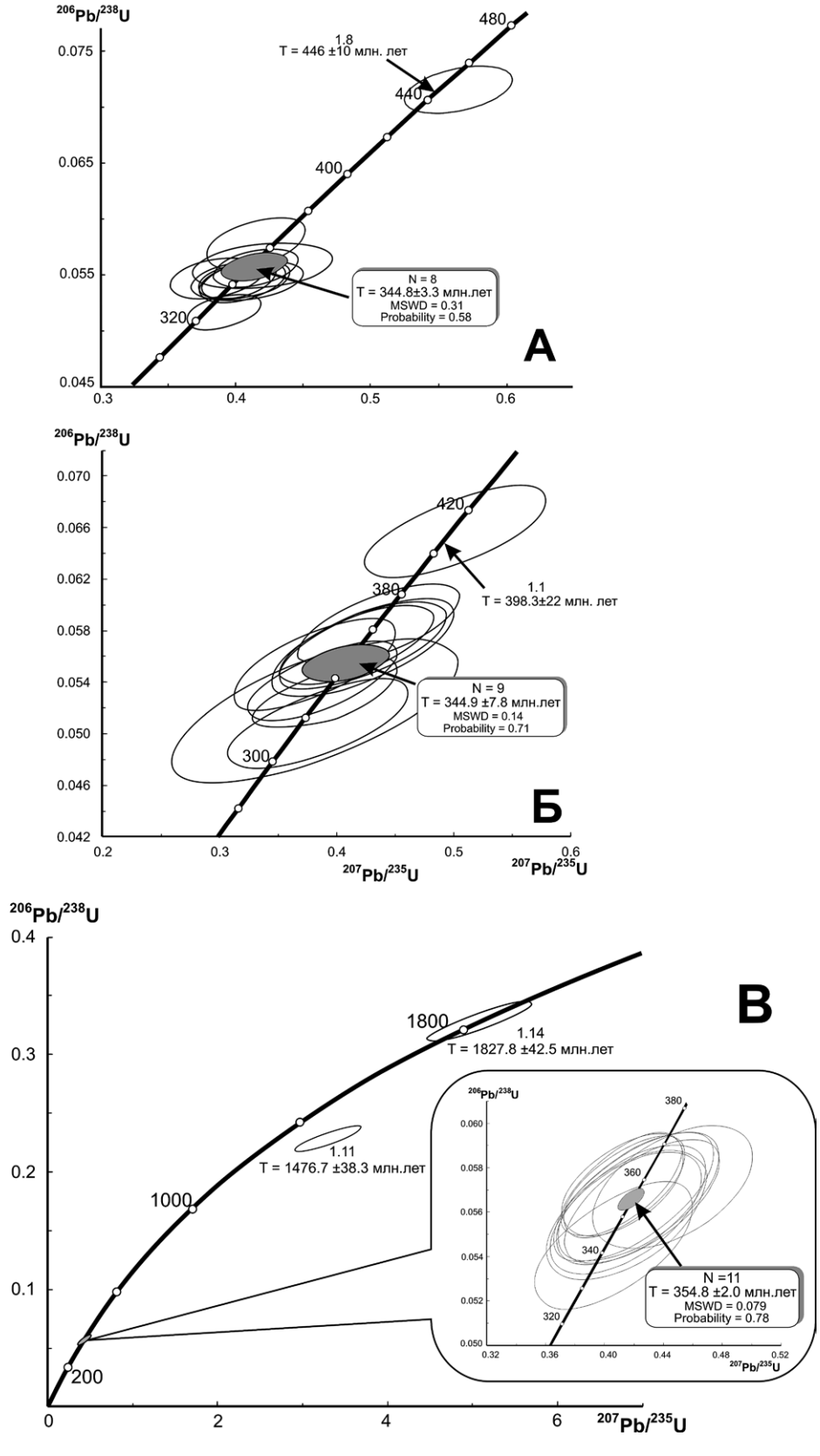


Рис. 1. Диаграммы с конкордиями для краевых зон (А, Б) и ядерных частей (В) зерен цирконов из гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, выполненных методом SHRIMP-II (А) и методом LA-ICP-MS (Б, В). На врезке диаграммы В показан фрагмент конкордии в области возрастного диапазона 320-360 млн. лет. В рамках приведены результаты расчета конкордантного возраста по совокупности измерений, в овалах показаны значения возраста для единичных измерений.

3. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 7. С. 900-1002.

4. Козак З.П., Вахтомин К.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. 2-е издание. Становая серия. N-51-XIV (Тахтамыгда) СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становой складчатой область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2001. Т. 9. № 4. С. 417-432.

6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

7. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.

Стресс-граниты и сподуменовые пегматиты Центральной Азии

Владимиров А.Г.[1,2,3], Смирнов С.З.[1,2], Анникова И.Ю.[1], Мороз Е.Н.[1], Котлер П.Д.[2], Михеев Е.И.[2], Гаврюшкина О.А.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, Россия, vladimir@igm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия, pashkova@lab.nsu.ru,
[3]Томский государственный университет, г. Томск, Россия, labspm@ggf.tsu.ru

Настоящий доклад посвящен анализу тектонической позиции сподуменовых пегматитов – специфических литиеносных жил гранитного состава [4, 8]. В отличие от «классических» пегматитов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке в результате «внутрикамерной» кристаллизационной дифференциации гранитной магмы, сподуменовые пегматиты, как правило, слагают протяженные дайковые пояса или рои даек, вплоть до гипабиссальных штоков (Алаха, Горный Алтай) и стволов, напоминающих трубки взрыва (Когтогай, Китай). Сподуменовые пегматиты всегда и везде приурочены к долгоживущим сдвигово-раздвиговым деформациям литосферы и вместе с тем обнаруживают тесную пространственно-временную связь с стресс-гранитами. Главная цель доклада – обосновать индикаторную роль стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов для реконструкции геодинамических обстановок и металлогенического прогнозирования на редкие элементы (Li, Rb, Cs, Ta, Nb). Актуальность поставленной проблемы связана с интенсивным развитием новых технологий в атомной и электрохимической энергетике, требующих кардинально переоценить уже известные редкометалльные месторождения и наметить новые критерии поиска [6, 7]. В основу доклада положены структурно-петрологические, геохимические и геохронологические данные, в которых дана характеристика стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов Южной Сибири и Восточного Казахстана (таблица).

Термин «стресс-граниты» введен в геодинамический анализ при изучении кайнозойских гранит-лейкогранитов Южного Памира [1]. Было показано, что стресс-граниты неотъемлимо связаны с бластомилонитами и милонитами во вмещающей метаморфической раме, но их отличие от «классических» анатектических мигматитов и гранитов заключается в особенностях флюидного режима при коллизионно-сдвиговом тектогенезе на глубинных уровнях земной коры [2]. С тех пор были проведены систематические исследования на различных геологических полигонах, подтвердившие индикаторную значимость стресс-гранитов при анализе коллизионных горно-складчатых сооружений [3].

Как видно из обзорной таблицы, неразрывная связь стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов характерна не только для Памиро-Гималайской коллизионной системы (кайнозой), но и для Центральной Азии в целом (фанерозой). Особое место занимают докембрийские сподуменовые пегматиты Восточного Саяна, для которых стресс-граниты пока не диагностированы, однако выявлен резкий временной разрыв (200-150 млн. лет) с вмещающими гранитами саянского комплекса. По мнению В.Е. Загорского и др. [5], это свидетельствует о двух принципиально различных геодинамических обстановках формирования литиеносных гранитно-пегматитовых систем.

Таблица. Структурная позиция и возраст стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов Центральной Азии (на примере Южной Сибири и Восточного Казахстана)

Район, месторождение	Геологическое строение	Возраст, млн. лет (метод)	Литературные источники
1	2	3	4
Юго-западное обрамление Сибирской платформы, PR			
Восточный Саян Гольцовое, Урикское, Бельско-Белоречинское месторождения редких элементов	Урикско-Ийский грабен		
	• Гранитоиды саянского комплекса	1858 (U-Pb)	[Гладкочуб и др., 2002; Левицкий, 2002]
	• Сподуменовые пегматиты	1692 (Rb-Sr)	[Макагон, 2005, 2011]
Центрально-Азиатский складчатый пояс *Алтае-Саянский плюм, $Є_3$-O_1*			
Западное Прибайкалье Нарин-Кунта, Тажеран, рудопроявления редких элементов	Ольхонская коллизионно-сдвиговая система		
	• Граниты шаранурского комплекса	470±5 (U-Pb, Ar-Ar)	[Юдин и др., 2005, Владимиров и др., 2011]
	•Амазонитовые пегматиты	470±5 (U-Pb, Ar-Ar)	[Юдин и др., 2005, Владимиров и др., 2011]
Республика Тыва Тастыгское, Сутлугское и другие месторождения редких элементов	Южно-Сангиленский глубинный разлом		
	• Гранитоиды кыстарсского комплекса	508-488 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]
	• Сподуменовые пегматиты	494±7 (U-Pb) 483±7 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]
Минусинский (Рудно-Алтайский) плюм, D_{1-2}			
Горный Алтай, Горная Шория Ташелгинское (Мраморное), Прителецкое месторождения редких элементов	Кузнецко-Алатауский глубинный разлом		
	• Гранитоиды кистальского комплекса ($D_{1,2}$)	D_{1-2}(?)	[Шокальский и др., 2001]
	• Сподуменовые пегматиты	407±12	[Уваров и др., 2007]
Таримский плюм, C_3-P_1			
Большой Алтай Восточно-Казахстанская область Асубулакское, Белогорское, Огневское и другие месторождения редких элементов	Иртышская сдвиговая зона и Калбинский полихронный батолит		
	• Граниты калбинского комплекса	295-286 (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar)	[Владимиров и др., 2001]
	• Сподуменовые пегматиты	292±4 (Ar-Ar)	[Крук и др., 2007]
	• Лейкограниты монастырского комплекса	284±4 (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar)	[Крук, неопубликованные данные]
Республика Тыва Сольбердерское рудное поле редких элементов (Шук-Бюль, Кара-Адырь)	Глубинный разлом, стресс-граниты не диагностированы. • Сподуменовые пегматиты	292±5 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]

Сибирский плюм, P_2-T_1			
Горный Алтай Алахинское и Калгутинское месторождения редких элементов	Сдвиговая тектоника Алтае-Монгольского микроконтинента		
	• Граниты чиндагатуйского комплекса	200-192 (U-Pb)	[Владимиров и др., 2001; Анникова и др., 2006]
	• Сподуменовые гранит-порфиры алахинского комплекса	200-192 (U-Pb, Rb-Sr)	[Владимиров и др., 1997, 1998]
Монголо-Охотский складчатый пояс, J_3-K_1			
Республика Бурятия Забайкальская редкометалльная провинция. Завитинское, Седловское и другие месторождения редких элементов	Монголо-Охотская сутура		
	• Граниты «шахматинского» комплекса	169±3 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	• Граниты кукульбейского комплекса	147-140 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	• Сподуменовые пегматиты	130±3 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	Монголо-Охотская сутура		

Примечание: ссылки на литературные источники см. [7].

Для докембрийской зрелой континентальной коры эти системы контролируются глубинными разломами, для фанерозоя – обнаруживают тесную связь с постколлизионными обстановками. Важно подчеркнуть, что в том и другом случае определяющую роль играют внутриконтинентальные сдвигово-раздвиговые деформации литосферы. В заключение необходимо отметить, что, по крайней мере, для фанерозойского времени в Центральной Азии обнаруживается отчутливая корреляция с активностью плюмов. Это означает, что стресс-граниты и сподуменовые пегматиты Центральной Азии необходимо рассматривать как петрологические индикаторы воздействия плюмов на коллизионные системы, что обеспечивает поступление энергии и вещества из верхней мантии в условиях реологического расслоения земной коры и интенсивных сдвигово-раздвиговых деформаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП № 29 «Литий России», Программы фундаментальных исследований «Индикаторы процессов крупномасштабного внутриконтинентального тектогенеза» (проект ОНЗ 10.3), а также проектов РФФИ (№№ 09-05-01153, 10-05-00913-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Смирнов В.Н. О полихронной природе Памирско-Шугнанского плутона высокоглиноземистых гранитов (Юго-Западный Памир) // Докл. АН Тадж. ССР, 1987. Т. 30. № 1. С. 52-55.

2. Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н. Два типа синметаморфических гранитов в коллизионных обстановках // Докл. РАН, 1996. Т. 348. № 1. С. 85-88.

3. Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И. Синметаморфические стресс-граниты – петрологический индикатор коллизионно-сдвиговых деформаций на глубинных уровнях земной коры // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Екатеринбург, 2010. Т. I. С. 122-123.

4. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Л.Г. Кузнецова и др. Редкометалльные пегматиты // Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997. (Гранитные пегматиты; Т. 2). 278 с.

5. Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Владимиров А.Г., Михеев Е.И., Савинский И.А., Котлер П.Д. Геотектоническое положение месторождений сподуменовых пегматитов Сибири // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Екатеринбург, 2010. Т. I. С. 245-247.

6. Кременецкий А.А., Архипова Н.А., Усова Т.Ю. (ред.). Редкие металлы России: минерально-сырьевая база,

освоение, производство, потребление // Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Москва, ИМГРЭ, 2011. 201 с.

7. Ляхов Н.З., Владимиров А.Г., Исупов В.П. (ред). Литий России: минерально-сырьевая база, инновационные технологии, экологическая безопасность // Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2011. 197 с.

8. Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1987. 224 с.

Роль процессов коллизии и субдукции в фанерозойском базитовом магматизме юга Сибирского кратона

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Анализ петрологии и геохронологи базитовых комплексов южного фланга Сибирского кратона и прилегающих областей Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПС), проведенный авторами работы [1] показал, что в истории базитового магматизма палеозоя – раннего мезозоя рассматриваемого региона могут быть выделены три основных пика. Первый (около 500 млн. лет) и второй (около 275 млн. лет) пики магматической активности проявлены редкими роями даек, локализованными в краевых областях южного фланга кратона. Третий (раннемезозойский) всплеск базитового магматизма затронул не только краевые области кратона, но и огромные территории в его центральной части. Именно с завершением этого этапа связано формирование глобальной по своим масштабам провинции Сибирских траппов.

Основным моментом геодинамической интерпретации полученных результатов является вопрос о том, какие процессы и события, протекавшие внутри кратона и вдоль его окраин в палеозое – мезозое, контролировали базитовый магматизм. В глобальном масштабе рассматриваемый интервал времени отвечает начальным этапам двух орогенных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского (ранний палеозой) и Монголо-Охотского (мезозой) океанов. В частности, именно в раннем палеозое, на начальном этапе формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (около 500 млн. лет) к южному флангу кратона были аккретированы многочисленные террейны и микроконтиненты (обзор в [2, 5]). Примечательно, что районы распространения раннепалеозойских даек (участки Бирюса, Урик, Голоустная), находящихся в структуре кратона, располагаются в непосредственной близости от Арзыбейского, Тувино-Монгольского и Баргузинского микроконтинентов, соответственно. Время причленения этих микроконтинентов к кратону (500-485 млн. лет) маркируется возрастами высокометаморфизованных комплексов, образующих Саяно-Байкальский коллизионный пояс [3]. Как следует из приведенного сопоставления, возраста дайковых комплексов хорошо соотносятся с интервалом проявления аккреционно-коллизионных событий раннего палеозоя, надежно зафиксированных вдоль южного фланга Сибирского кратона. По-видимому, в условиях косой коллизии, южный выступ кратона играл роль своеобразного индентора, принимая на себя сжимающие напряжения, обусловленные жестким взаимодействием с причленяющимися микроконтинентами. На возможность проявления процессов растяжения в жестком индентере указывают результаты тектонофизического моделирования, полученные при расшифровке полей напряжения в моделях, имитирующих взаимодействие Сибирской платформы и террейнов складчатого обрамления. Обзор этих моделей [1] показывает, что обстановки рассеянного напряжения, способствующие внедрению базитовых расплавов в верхние горизонты коры могли возникать в раннем палеозое в пределах южной окраины Сибирского кратона на фоне аккреционно-коллизионых событий, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

В позднем палеозое – раннем мезозое развитие рассматриваемой территории контролировалось, в значительной степени, тектоническими процессами, протекающими за счет субдук-

ции коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент (обзор в [7]). Северо-восточный сегмент ЦАСП, непосредственно примыкающий к кратону в это время развивался в режиме активной континентальной окраины. По-видимому, процессы растяжения, характерные для отдельных этапов развития тыловых областей активных континентальных окраин охватывали не только территории, относимые к складчатой области, но и проникали в краевые области Сибирского кратона, вызывая рассеянный рифтогенез и обеспечивая условия для внедрения даек.

Гетерогенность строения фундамента на юге кратона, процессы коровой контаминации, в совокупности с привносом в очаги генерации магмы вещества из субдуцируемого слэба, по-видимому, во многом предопределяли широкий спектр составов изученных базитов позднего палеозоя. Примечательно, что в прилегающих к югу кратона областях Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствуют вулканиты и дайки пермского возраста. Используя вышерассмотренные дайковые рои и вулканические образования юга кратона и Забайкальского сегмента ЦАСП в качестве индикаторов процессов растяжения, имевших место в тылу активной континентальной окраины в позднем палеозое, можно сделать вывод о широком распространении подобных процессов и проследить их развитие на расстояние более 500 км от Монголо-Охотского шва в северо-западном направлении.

При интерпретации геодинамической позиции раннемезозойского магматизма Ангаро-Тасеевской синеклизы возникают определенные трудности. С одной стороны по возрасту внедрения и своему составу интрузии Ангаро-Тасеевской синеклизы могут быть отнесены к Сибирским траппам, происхождение которых связывается с нижнемантийным плюмом [4]. С другой стороны, по ряду геохимических критериев для изученных траппов может предполагаться определенная степень обогащенности расплавов надсубдукционной компонентой, происхождение которой, возможно, было обусловлено субдукцией коры Монголо-Охотского океана под окраину Сибирского континента [6].

Примечательно, что наличие «субдукционных меток» характерно как для базитов позднего палеозоя, так и для раннемезозойских траппов. При этом, наблюдается отчетливая корреляция между возрастом базитов, степенью их обогащенности субдукционным компонентом и латеральной удаленностью областей распространения этих базитов от Монголо-Охотского шва [1]. Так, относительно древние (275 млн. лет) обогащенные базиты располагаются непосредственно вблизи краевого шва кратона (Южнобайкальский дайковый рой и базитовые интрузии участка Бугульдейка), в то время как более молодые (около 240 млн. лет) и наименее «обогащенные» долериты слагают силлы Ангеро-Тасеевсой синеклизы, значительно удаленной от Монголо-Охотской сутуры. Возможно, отмеченная особенность отражает динамику перемещения слэба под Сибирским кратоном и потерю «субдукционной» компоненты в его составе по мере продвижения слэба от области поглащения коры Монголо-Охотского океана в северо-западном направлении.

Кажущееся противоречие двух моделей, призванных объяснить возникновение раннемезозойских траппов на юге Сибирского кратона может быть устранено, если предположить, что вещество Сибирского плюма распространялось от своего центра (район Меймеча-Котуйской провинции, согласно [4]) в сторону южной окраины кратона. Здесь, на юге кратона, вещество плюма могло взаимодействовать с литосферной мантией, обогащенной элементами, привнесенными из Монголо-Охотского слэба [1]. В результате подобного взаимодействия могли быть образованы базиты Ангаро-Тасеевской синеклизы раннего мезозоя, несущие в своем химизме «субдукционные» геохимические метки.

Формирование раннемезозойских траппов стало последним событием в истории фанерозойского магматизма на юге Сибирского кратона. Все последующие всплески базитового магматизма локализовались исключительно в прилегающих к кратону областях ЦАСП, не распространяясь на территорию кратона. По-видимому, мощная континентальная кора южной окраины Сибирского кратона, окончательно консолидировавшаяся после раннемезозойской активизации,

препятствовала развитию в ней любых рифтогенных процессов. Примечательно, что даже на фоне чрезвычайно значительного по своим масштабам кайнозойского рифтогенеза, приведшего к заложению Байкальского рифта, южный фланг кратона сохранил свою «стерильность» в отношении какого-либо магматизма.

Приведенный обзор показывает, что все изученные фанерозойские базитовые комплексы юга Сибирского кратона имеют четкую геодинамическую привязку, а их внедрение было обусловлено процессами, проткавшими как внутри кратона, так и в прилегающих к кратону областях Центрально-Азиатского складчатого пояса в палеозое – раннем мезозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В. и др. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1222-1239.

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

3. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005. Т. 13(3). С. 253-279.

4. Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009а. Т. 17. С. 276-310.

5. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society, London, 2008. V. 165. P. 235-246.

6. Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Low-Ti melts from the Southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for a water-rich mantle source? // J. Earth System Sci., 2008. V. 117. P. 1-21.

7. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics, 1999. V. 36. P. 33-56.

Конвергенция надсубдукционных геохимических показателей на примере палеопротерозойских импактных псевдотахилитов Анабарского щита

Глуховский М.З.[1], Кузьмин М.И.[2]

[1]Геологический институт РАН
119117, г. Москва, Пыжевский пер., 7, marat@ilran.ru
[2]Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, mikuzmin@igc.irk.ru

На севере Сибирской платформы в районе Анабарского щита и его окрестностей выделена Котуйканская кольцевая структура диаметром 250 км, которая отчетливо видна на кросмических снимках. Ее восточный сегмент захватывает западную часть Анабарского щита, а восточный – прилегающую к нему область развития платформенного чехла. Импактная природа этой структуры устанавливается по комплексу критериев, среди которых, помимо отражения на космических снимках, отмечены: разнообразные брекчии; деформированные конуса разрушения; диаплектовые структуры в минералах, псевдотахилиты и радиальная система трещин, центр которой совпадает с центром Котуйканской структуры. Псевдотахилиты слагают два мощных (250-400 м) и протяженных (более 1 км) дайкоподобных тела на ее периферии. Формирование тел такой мощности происходит в условиях амфиболитовой фации за счет быстрого трения (перетирания) и плавления стенок трещин в породах верхней коры во время масштабных импактных событий. Все это связывается с особенностями формирования крупного ударного кратера, поскольку экструзивные мощные жилы и дайки псевдотахилитов развиваются в кольцах вокруг таких впадин [4]. Было установлено, что Котуйканское импактное событие произошло 1900±50 млн. лет тому назад. Оно сопровождалось фрикционным плавлением стенок трещин архейского корового

протолита – TNd (DM) = 3031 и 3099 млн. лет и εNd = -9.6 – -11.8 в условиях вибрационного режима при шоковом сжатии и сдвигах. [2, 3, 4].

Целью исследования является подтверждение этой природы мощных тел псевдотахилитов, путем изучения геохимии этих – и связанных с ними пород.

Для этого было проведено сравнение состава и содержаний редких элементов, а также распределения некогерентных элементов в парагенетической триаде: исходные (материнские) породы – продукты плавления (псевдотахилиты) – реститы (рис. 1).

При выборе материнских пород использованы два варианта составов. В первом – взяты неизмененные меланократовые пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, подобные тем, которые встречаются вблизи тел псевдотахилитов и в виде включения в псевдотахилитах. Во втором случае, полагая, что материнской породой может оказаться материал гетерогенной архейской континентальной коры, взят ее общий расчетный состав [6] Третий член парагенетической тирады – рестит представлен плотными средне-мелкозернистыми амфиболитами, которые в виде ксенолитов встречаются в псевдотахилитах. Предполагается, что амфиболиты были тектонически перемещены к поверхности вместе с псевдотахилитовым расплавом [3] .

Полученные результаты свидетельствуют о том, что псевдотахилиты по петрохимии отвечают андезитам или диоритам. Они в сравнении с обоими типами материнских пород обогащены кремнеземом, щелочными и щелочноземельными элементами, и имеют низкие содержания Ti, Fe, Mg и Ca при относительно равном количестве Al_2O_3. Реститовые амфиболиты, характеризуются относительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Cr, Co, Ni и пониженными количествами SiO_2 и щелочей. Как видно, в целом, все это сопоставимо с распределением главных и малых элементов по легкоплавким и реститовым фазам, которые образуются при зонной плавке метеоритов [1].

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемой петрогенетической триаде (рис. 1) говорит о быстроте и низкой степени частичного плавления исходной породы с La/Yb(N) = 4-4,5 и суммой РЗЭ = 90-100. Расплав по сравнению с ней заметно обогащается РЗЭ (сумма 225-370) с преобладанием ЛРЗЭ: La/Yb(N) = 14-20, при незначительном обеднении тяжелыми РЗЭ. Содержания РЗЭ в выплавке комплементарно их количеству в рестите с La/Yb(N) = 2 при сумме РЗЭ = 86. Кроме того, псевдотахилиты по сравнению с материнскими породами и реститом характеризуются положительными аномалиями Ba, Th и Pb и отрицательными – Nb и Ta, типичными для средней континентальной коры и для пород известково-щелочной серии активных континентальных окраин (рис. 1) [5]. Таким образом, геохимия пород всего рассмотренного петрогенетического ряда в сочетании со структурными и изотопно-геохронологическими данными, позволяет сделать следующие выводы.

Псевдотахилиты, слагающие мощные тела, характеризуются высокими содержаниями (положительными аномалиями) Ba, Th, Pb и отрицательными аномалиями Nb и Ta. Такие геохимические особенности, включая спектр распределения РЗЭ, свойственны фанерозойским породам из систем островных дуг или активных континентальных окраин, образующихся в зонах субдукции в условиях сжатия. Очевидно, что и геохимические характеристики палеопротерозойских псевдотахилитов определяются особенностями их генезиса. Они образовались в результате частичного плавления архейской коры так же в условиях сжатия, но в специфической обстановке высокоэнергетического импактного события. Следовательно, решение вопроса о геодинамической природе пород определенного геохимического типа, следует принимать с учетом анализа всех структурно-геологических, тектонических, морфологических и других факторов.

Большая мощность тел псевдотахилитов и их структурная неоднородность свидетельствуют о неоднократной быстрой смене режимов сжатия и растяжения или вибрации. При сжатии и сдвигах происходило фрикционное плавление субстрата, а при растяжении – раскрытие трещин

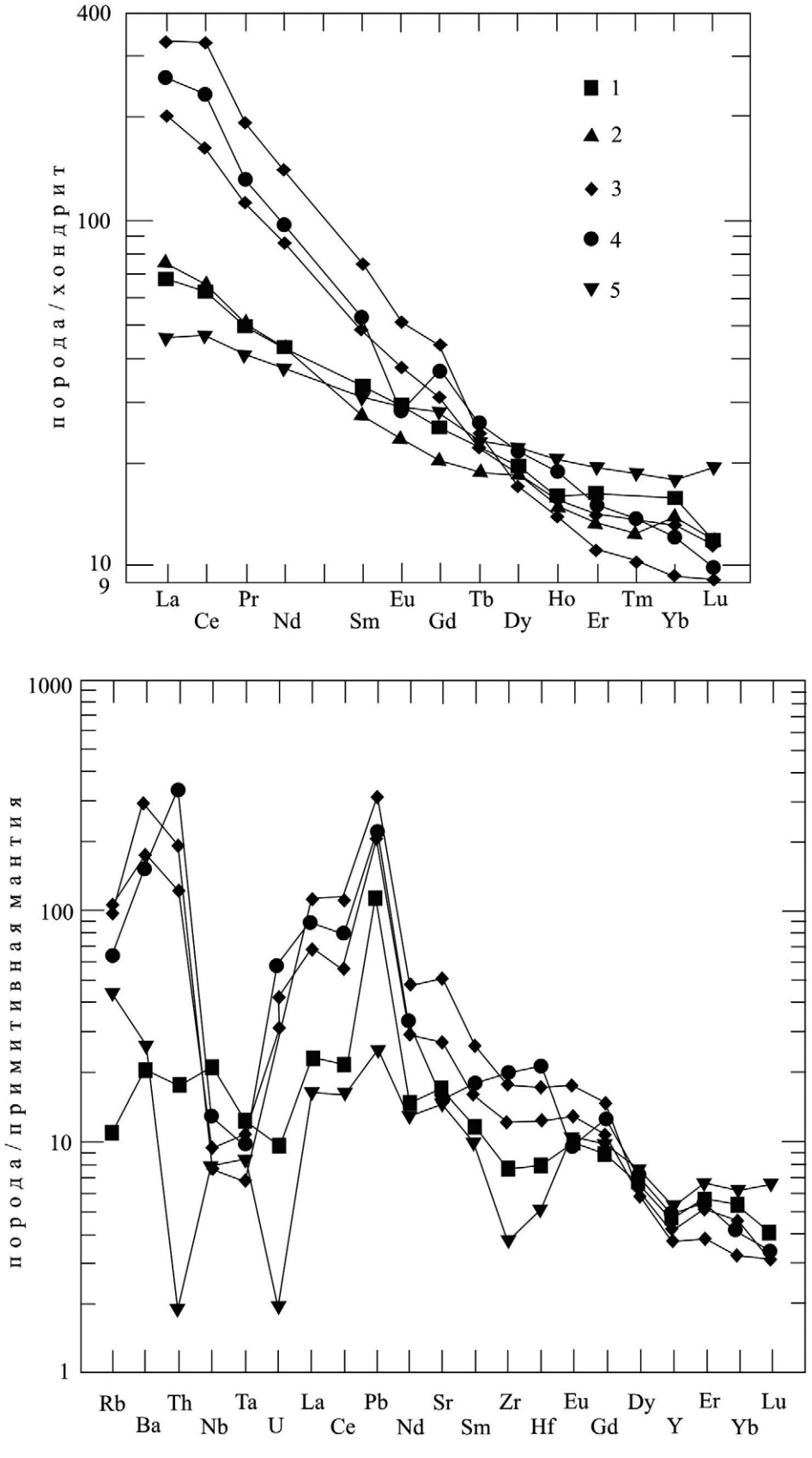


Рис. 1. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в рассматриваемом петрогенетическом ряду (вверху) и спайдердиаграмма этих же пород (внизу). 1 –пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы архея; 2 – средний состав верхней архейской коры по [6]; 3, 4 –псевдотахилиты из двух тел; 5 – реститовый амфиболит. Примечание: оригинальные анализы 1, 3-5 см. [2].

и внедрение все новых порций расплава. Это предопределило большую мощность тел псевдотахтлитов [4] Быстрота этих знакопеременных движений отражена в близких значениях времени закрытия Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в интервале 1900±50 млн. лет. Это отвечает соответственно возрастам генерации расплавов и завершающего метаморфизма, протекавшего в условиях давления и температур амфиболитовой фации и приведшего к раскристаллизации стекла и превращением всей массы псевдотахилитов в милолистиниты [3]. Такой специфический вибрационный геодинамический режим механизма образования мощных тел псевдотахилитов свойственен масштабным импактным событиям [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962. № 11. С. 3-17.

2. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // ДАН, 2010. Т. 431. С. 662-667.

3. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н. и др. // Sm-Nd и Rb-Sr–возраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // ДАН, 2009. Т. 425. № 4. С. 513-518.

4. Melosh H.J. The Mechanics of Pseudotachylite Formation in Impact Events // Submitted to the Proceedings of the June 2002. Mora, Sweden Impact Conf. 28 April 2003. http://www. Ipl.arizona.edu/~imelosh/pseudotachylites.pdf. 30 p.

5. Pearse J.A. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Press, Nantwich, U.K., 1983. P. 230-249.

6. Taylor S.R., McLennan. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

Условия формирования островодужных и коллизионных гранитоидов на заключительных этапах развития Джидинской островодужной системы на окраине палеоазиатского океана

Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Определение возраста, источников и условий формирования гранитоидов различных геодинамических обстановок является ключом к пониманию геологической эволюции складчатых областей. В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы рассматриваемый район охватывает территорию Юго-Западного Забайкалья и смежных районов Северной Монголии Джидинской зоны палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящее время эта зона рассматривается как область развития венд-палеозойских структурно-вещественных комплексов, составлявших Джидинскую островодужную систему энсиматического типа на окраине Палеоазиатского океана [1, 4, 5]. В пределах Джидинской островодужной системы, находившейся по палеомагнитным данным на значительном удалении от Сибирского континента [3] выявлены полные разрезы венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации, разнообразные постройки океанических островов (гайотов), островодужные, коллизионные и постколлизионные комплексы. Значительную часть площади Джидинской зоны занимают выходы ранне-, средне- и позднепалеозойских гранитоидов различных генетических типов, формирование которых протекало в островодужную, коллизионную и внутриплитную (рифтогенную) стадии ее развития.

Массивы интрузивных пород островодужного типа распространены в Джидинской зоне на значительной площади. Типичным представителем этих пород является Модонкульский ареал-плутон, расположенный на правобережье р. Джида. В плане он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, общей площадью около 200 км^2. В результате детального изучения петрографического, петро- и геохимического состава пород, характера их геологических взаимоотношений позволили установить, что он состоит из трех интрузивных ассоциаций (от ранних к поздним): габброидная (зунгольский комплекс), диоритовая (собственно джидинский) и тоналит-плагиогранитная. Габброиды занимают около 5% площади ареал-плутона. Наиболее распространенными породами, являются диориты и кварцевые диориты – 80-85%.

На долю тоналит-плагиогранитной ассоциации приходится около 10%. Вмещающими породами являются островодужные вулканогенно-осадочные породы бонинит-базальтовой и андезит-риолитовой толщ венд-кембрийского возраста, с которыми отмечаются интрузивные взаимоотношения. U-Pb изотопный возраст габброидов составляет 506±1 млн. лет. Породы габброидной ассоциации образуют разрозненные ксенолиты, реже массивы (Холтосонский) среди диоритов и кварцевых диоритов в юго-восточной части Модонкульского ареал-плутона. Границы габбровых тел с диоритами обычно расплывчаты с постепенными переходами к диоритизированным габбро. Они сложены в основном средне- крупнозернистыми амфиболовыми габбро и габбронноритами. Местами, среди габброидов отмечаются слабоветвящиеся жилы и прожилки (до 30 см мощности) анартозитов, а также ксенолиты вулканогенных образований базальтовой толщи кембрия. По петро- и геохимическому составу габброиды относятся к толеитовому ряду. Они высокожелезистые (Fe_2O_3 + FeO колеблется от 10 до 11 масс. %), низкотитанистые (TiO_2 менее 1 масс. %) и обогащены Ba, Sr, Rb, Zr. По содержанию РЗЭ габброиды имеют симметричный спектр распределения, с положительным максимумом по Eu и по распределению РЗЭ близки к своим современным островодужным аналогам.

Интрузивные образования диоритовой ассоциации слагают основную часть Модонкульского ареал-плутона. В строении интрузивов принимают участие амфиболовые диориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, которые имеют среднезернистое строение, гнейсовидную (часто) и массивную (реже) текстуру. Диориты прорывают островодужные вулканогенные образования базальтовой толщи венда-кембрия, а также содержат реликтовые тела габброидов (зунгольский комплекс). В свою очередь они прорываются жилами и штоками тоналитов и плагиогранитов более поздней тоналит-плагиогранитной ассоциации и содержатся в последних в виде ксенолитов. Породы диоритовой ассоциации на вариационной диаграмме SiO_2–(Na_2O+K_2O) образуют единый эволюционный тренд от амфиболовых диоритов до биотит-амфиболовых кварцевых диоритов отвечающий высоконатровой низкокалиевой серии. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, P_2O_5, увеличение содержания Na_2O. Они характеризуются высокими содержаниями Ba (260-580 ppm), Sr (330-510 ppm). Содержание высокозарядных элементов в породах сильно варьируют и достигают максимальных значений в диоритах (Y – 12-32 ppm, Nb – 1-6 ppm, Zr – 31-140 ppm). Характер спектров распределения РЗЭ свидетельствует о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми, а также о слабо выраженной аномалии по Eu. На спайдер-диаграммах отмечаются отрицательные аномалии по Nb, Ta и Ti. Породы тоналит-плагиогранитной ассоциации слагают как мелкие, так и крупные тела до 6 км^2 (междуречье Модонкуль-Инкур). Породы ассоциации прорывают диориты ранней ассоциации, содержат в себе ксенолиты как последних, так и вулканогенных образований базальтовой толщи. В целом в строении массивов отмечается зональность: эндоконтактовая зона – тоналиты, центральная – плагиограниты. Петро- и геохимический состав тоналитов и плагиогранитов близок к их более основным разностям – кварцевым диоритам. Однако отличается более низким содержанием Al_2O_3, K_2O, Ba и Rb. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение Al_2O_3, CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, увеличение содержания Na_2O.

Нами были проведены изотопно-геохронологические исследования для цирконов, отобранных из кварцевых диоритов [4]. Учитывая магматический генезис циркона, в качестве наиболее достоверной оценки времени кристаллизации кварцевых диоритов принимается U-Pb изотопный возраст 504±2 млн. лет. Изученные островодужные гранитоиды джидинского комплекса характеризуются низкими величинами ($^{87}Sr/^{86}Sr$)I в интервале 0.7033–0.7038, высокими положительными параметрами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от 6,7 до 7,6 и значениями T_{Nd}(DM) = 0.74 млрд. лет. Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании гранитоидов джидинского комплекса при плавлении короткоживущего деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе

корового материала. По своим изотопным характеристикам породы джидинского комплекса сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [6].

Коллизионные гранитоиды в Джидинской зоне палеозоид развиты в небольших объемах. К настоящему времени получено много надежных геохронологических данных, которые свидетельствуют о широком проявлении ранне- и среднеордовикского коллизионного гранитоидного магматизма в пределах всего складчатого обрамления юга Сибирской платформы [2, 5, 7, 8]. В пределах Джидинской зоны коллизионные гранитоиды (Дархинтуйский, Барунгольский, Хулдатский и др. массивы) располагаются преимущественно среди джидинской карбонатно-терригенной флишевой толщи позднего кембрия. По петро-и геохимическим особенностям изученные гранитоиды можно разделить на 2 группы – гранитоиды Дархинтуйского и Барунгольского массивов и гранитоиды Хулдатского массива. Дархинтуйский и Барунгольский массивы сложены наиболее лейкократовыми разностями гранитоидов, которые характеризуются содержаниями SiO_2 = 63.90-67.65%. При этом по общей суммарной щелочности и калиевости они относятся к низкощелочным умереннокалиевым гранодиоритам. На диаграмме Ab–An–Or точки состава гранитоидов этих массивов располагаются в поле тоналитов. Они характеризуются сильно фракционированным распределением РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, низкими содержаниями Yb и отсутствием Eu аномалией. Наличие минимумов Nb, Ti, K_2O, Rb и повышенное содержание CaO и Sr позволяет отнести их к породам известково-щелочной серии I типа. Породы Хулдатского массива являются более меланократовыми, отвечают по составу монцодиоритам и кварцевым монцонитами. По соотношению кремнезема и суммы щелочей они занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного рядов.

Результаты геохронологических исследований показали, что становление изученных гранитоидов произошло в позднекембрийско-раннеордовикскую эпоху в интервале 490±2 – 477±6 млн. лет (U-Pb метод по цирконам). Sm-Nd изотопные данные коллизионных гранитоидов Дархинтуйского и Барунгольского массивов имеют положительные или близкие к нулю величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +1.2, +0.3, -0.5 и средне-верхнерифейские Nd модельные возраста T_{Nd}(DM) =1.2-1.0 млрд. лет, что указывает на частичное участие в образовании этих пород короткоживущих ювенильных источников. Более низкую отрицательную величину $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -2.2 и более древний модельный возраст T_{Nd}(DM)=1.5 млрд. лет имеет кварцевый монцонит Хулдатского массива, что отражает, по-видимому, формирование пород в результате переработки долгоживущих коровых источников. В целом, все изученные гранитоидные массивы обладают низким изотопным отношением $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.10-0.12, характерными для среднекоровых источников (0.12). На диаграмме εNd – возраст фигуративные точки коллизионных гранитоидов находятся ниже как поля эволюции изотопного состава Nd базальтов офиолитового комплекса, так и поля эволюции изотопного состава Nd островодужных гранитоидов Джидинской системы. Геохронологические, геохимические и Sm-Nd изотопные данные исследованных коллизионных гранитоидов позволяет рассматривать их происхождение в рамках модели плавления утолщенной в ходе коллизии континентальной коры в зоне тектонического скучивания венд-раннекембрийских океанических, островодужных комплексов и смешанного материала нижнепалеозойских метатерригенных пород задугового бассейна и Хамардабанского метаморфического террейна.

Таким образом, источниками расплавов островодужных гранитоидов Джидинской зоны являлись преимущественно образования субдуцирующей океанической плиты и субдукционно измененного мантийного клина [4], тогда как в источниках коллизионных гранитоидов, значительную роль играл смешанный корово-мантийный материал.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект 9.1.) и РФФИ (проекты № 08-05-00290, Монг_а № 10-05-93160).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996. № 4. С. 25-42.

2. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.

3. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001. Т. 379. № 4. С. 508-513.

4. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956-962.

5. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 1. С. 120-140.

6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1280-1293.

7. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады АН, 2004. Т. 396. № 3. С. 369-373.

8. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондъемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005. Т. 13. № 1. С. 41-55.

Геохимические особенности перидотитов надсубдукционных зон: процессы плавления и взаимодействия с расплавом

Горнова М.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, mgorn@igc.irk.ru

Надсубдукционные реститовые перидотиты представляют собой литосферную мантию, формирующуюся в надсубдукционных зонах. По условиям образования они могут быть разделены на два типа. Образование первого, по-видимому, происходит в преддуговых зонах спрединга в результате плавления лерцолитовой астеносферной мантии. На ранней стадии плавления флюиды, образующиеся из субдуцирующей плиты, оказывают слабое влияние на состав субстрата, что приводит к образованию MORB-подобных базальтов и реститов, по геохимическим особенностям подобным абиссальным перидотитам, формирующимся в срединно-океанических хребтах. Далее происходит плавление уже деплетированного мантийного вещества, смешанного с поступающими из субдуциирующей плиты частичными расплавами метаосадков и метабазальтов и флюидами. Это приводит к последовательному формированию водонасыщенных островодужных толеитов, бонинитов и комплементарных к ним надсубдукционных перидотитов. Реальность этой модели подтверждается присутствием MORB-подобных базальтов среди островодужных вулканитов в современной в Идзу-Бонин-Марианской преддуговой системе [7]. Во многих офиолитовых ассоциациях присутствуют вулканиты с геохимическими характеристиками MORB, IAT и бонинитов. В офиолитах Thetford Mines [4] описан комплекс параллельных даек бонинитового состава, что свидетельствует об образовании бонинитов в зоне спрединга. Как в современных преддуговых системах, так и в надсубдукционных офиолитах систематически присутствуют перидотиты с геохимическими характеристиками абиссальных и надсубдукционных перидотитов. Ранее это интерпретировалось как смена тектонического режима, согласно новой концепции образование этих пород могло происходить в зоне преддугового спрединга. Эталонными объектами

первого типа можно рассматривать перидотиты Torishima Идзу-Бонинской островной дуги [5] и мантийные перидотиты, ассоциирующие с офиолитовыми комплексами Othris [3], Thetford Mines [4].

Образование второго типа происходит в результате доплавления перидотитов мантийного клина при поступлении в них водных флюидов и расплавов из субдуцирующей плиты и (или) взаимодействия с просачивающимися субдукционными расплавами. Это приводит к появлению у пород геохимических характеристик надсубдукционных перидотитов. Информация о составе перидотитов мантийного клина получена в результате изучения редких перидотитовых ксенолитов из остороводужных магм [2]. Большая часть из них представлена ультрадеплетированными перидотитами, что свидетельствует об их доплавлении над зоной субдукции, хотя не исключена возможность более раннего образования в зонах преддугового спрединга. Меньшая часть – фертильными перидотитами. В современных преддуговых системах описаны перидотиты, которые интерпретируются как результат взаимодействия с просачивающимися расплавами – бонинитами [5], IAT [6], MORB [6].

Нами изучены надсубдукционные перидотиты в Адацагской и Джидинской зонах складчатого обрамления Сибирской платформы и ее Шарыжалгайском краевом выступе.

Составы надсубдукционных перидотитов по главным элементам не соответствуют составам реститов, образующихся при безводном плавлении примитивной мантии. Большинство образцов имеют более высокие содержания SiO_2 и более низкие – MgO, кроме того, они характеризуются большим диапазоном концентрации $\sum FeO$, низкими содержаниями Al_2O_3, соответствующими степеням плавления 20-40%. Эти особенности обусловлены плавлением в присутствии воды, взаимодействием с высоко-Si расплавами и процессом серпентинизации. Большинство надсубдукционных перидотитов, формирующихся в преддуговых системах, имеют соотношение Yb-MgO и распределение HREE, согласующиеся с началом плавления в присутствии граната. Высокие степени плавления при образовании пород фиксируются высокой магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели. По соотношению Yb-Ti преддуговые надсубдукционные перидотиты характеризуются большими степенями плавления, чем преобразованные субдукционными расплавами. Для надсубдукционных перидотитов характерны U или V-образные кривые распределения несовместимых редких элементов с аномалиями положительными для Sr, Zr-Hf, знакопеременной для Eu и отрицательной для Nb. Присутствующие в перидотитах клинопироксены имеют не реститовый генезис, а кристаллизовались из расплава. Они характеризуются очень низкими концентрациями HREE и Ti и обогащены Sr, LREE, Zr. Обогащение пород и клинопироксена элементами групп LIL, LREE, реже MREE, и Nb, Zr, Hf является отражением мантийных процессов, а именно: плавления в открытой системе с привносом вещества и (или) взаимодействия с просачивающимся субдукционным компонентом. Так как наблюдается систематическое обогащение перидотитов немобильными в водной среде элементами, то в субдукционном компоненте расплав, по-видимому, преобладал над флюидом.

Детальные исследования позволяют разделить процессы плавления и взаимодействия с расплавом. Так, при водном плавлении, как и безводном, в перидотитах фиксируются сопряженные изменения состава минералов и общей химии пород, например, наблюдаются положительные корреляции между магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели, хромистостью ортопироксена, хромистостью клинопироксена; в ортопироксенах с уменьшением содержания алюминия растут его хромистость и магнезиальность. Чутким индикатором процесса взаимодействия является шпинель. В процессе преобразования перидотитов расплавом в шпинелях возрастает содержание Ti, уменьшается ее магнезиальность, в случае бонинитового расплава происходит рост ее хромистости, в случае MORB- подобных и высоко-Si расплавов – уменьшение хромистости. В надсубдукционных перидотитах первого типа наблюдается четкая положительная корреляция между Cr#Sp и содержанием Yb в породах, что свидетельствует об их образовании в результате плавления. Отсутствие такой корреляции при узком диапазоне изменения Yb говорит о преобразова-

нии пород расплавом. Отсутствие корреляции при широком диапазоне вариации Yb, по-видимому, может свидетельствовать о плавлении, в результате которого меняется содержание Yb, и о последующем процессе преобразования, в результате которого меняется хромистость шпинели. Преобразование расплавом приводит к большему обогащению перидотитов Zr, Hf, Nb, LREE.

Процесс преобразования в ранних преддуговых и более поздних надсубдукционных зонах происходит по-разному. В первых возможно преобразование истощенных перидотитов MORB-подобными расплавами. Так, петрографические особенности части мантийных перидотитов Адацагских офиолитов свидетельствуют о кристаллизации плагиоклаза, клинопироксена, Al-шпинели, что приводит к рефертилизации пород. Более истощенный состав протолита реставрируется низким содержанием Al_2O_3 в центре крупных зерен Cpx; вариациями в составах клинопироксена и шпинели, коррелирующими с размерами зерен; отсутствием корреляции между содержанием Al_2O_3, Yb в центре крупных зерен Cpx и хромистостью шпинели. При преобразовании перидотитов бонинитовыми расплавами в них сначала происходит замещение ортопироксена оливином вплоть до образования дунитов. По мере развития взаимодействия расплав насыщается SiO_2, начинает кристаллизоваться ортопироксен и образуются ортопироксенитовые дайки в дунитах. Взаимодействие с бонинитовым расплавом характерно для мантийных перидотитов многих офиолитовых ассоциаций и описано нами для перидотитов Эгийнгольского массива [1]. В породах наблюдаются резорбированные границы крупных порфирокластов ортопироксена, в заливах которых кристаллизуются мелкие зерна Ol, Cpx, Sp и Amph. Породы с одинаковой магнезиальностью оливина имеют варьирующее содержание ортопироксена от ~ 30 до < 10% и хромистость шпинели от ~ 0.35 до 0.6. Дуниты располагаются вокруг пироксенитовых даек с высокомагнезиальным оливином и высокохромистой шпинелью. Редкие клинопироксены даек по редкоэлементному составу подобны новообразованным клинопироксенам гарцбургитов и равновесны с бонинитовым расплавом. Присутствие истощенных гарцбургитов совместно с дунитами и ортопироксенитовыми дайками является хорошим индикатором метасоматической модификации мантии, связанной с ранним развитием островных дуг.

При дальнейшем развитии субдукционного процесса образование дунитов уже не происходит, так как меняется состав расплавов. В перидотитовых ксенолитах из островодужных вулканитов Западной Пацифики присутствуют вторичные ортопироксен, клинопироксен, амфибол и флогопит, кристаллизовавшиеся из расплава [2]. В качестве реагента рассматриваются высоко-Si расплавы – адакиты, которые присутствуют в этих островных дугах. Щелочные базальтовые магмы также могут насыщаться Si в результате фракционирования в верхней мантии и обогащать мантийные перидотиты. Процесс взаимодействия перидотитов с высококремниевыми расплавами может приводить к образованию лерцолитов из истощенных гарцбургитов. Микроструктуры гарцбургитов и лерцолитов Сарамтинского массива можно интерпретировать как процесс взаимодействия в соответствии с реакцией: Ol + высокоSi-L_1 → Cpx+Opx+Amph + Sp + L_2. Это подтверждается более низкой магнезиальностью мелких зерен и краев крупных порфирокластов Opx по сравнению с магнезиальностью центров последних, уменьшением хромистости шпинели от крупных к мелким зернам в пределах одного образца. Процесс преобразования нарастает в направлении вебстерит-верлит-пироксенитовых даек, которые являются транспортными каналами расплавов. Редкоэлементные составы клинопироксенов гарцбургитов и лерцолитов подтверждают их не реститовый генезис. Результаты проведенного по REE в клинопироксенах моделирования процесса плавления и рефертилизации показывает возможность образования пород в результате ~ 40% плавления, начинающегося в гранатовой фации, и взаимодействия с высококремниевым расплавом, количество которого возрастает от 0.05 до 20%. Некоторые фертильные перидотитовые ксенолиты из островодужных лав, по-видимому, также являются продуктом рефертилизации.

Таким образом, с происходящих в островодужных системах процессов водного плавления

и взаимодействия с расплавами начинается преобразование истощенной океанической литосферной мантии и превращение ее в более фертильную кратонную.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01079).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовыми расплавами // Литосфера, 2010. № 5. С. 20-36.

2. Arai S., Abe N., Ishimaru S. Mantle peridotites from the Western Pacific // Gondwana Research, 2007. N. 11. P. 180-199.

3. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Drury M.R. The Othris Ophiolite, Greece: a snapshot of subduction initiation at a mid-ocean ridge // Lithos, 2008. V. 100. N. 1-4. P. 234-254.

4. Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A. Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // Lithos, 2009. V. 113. P. 21-47.

5. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology, 1998. V. 39. N 9. P. 1577-1618.

6. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol., 2000. V. 139. P. 36-53.

7. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.I., Peater D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduciton initiation in the Izu–Bonin–Mariana system // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2010. V. 11. Q03X12. doi:10.1029/2009GC002871.

Индикаторная роль микросферических образований в процессах мел-палеоценового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня

Гребенников А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, greandr@hotmail.com

Исследования сферических образований, сложенных самородными металлами, отмеченных в самых различных геологических обстановках (Новгородова, 1983; Terrestrial and Cosmic Spherules, 2000; Stankowski et al., 2006; Сандимирова, 2008; и др.) продолжают привлекать к себе внимание в связи со сложностью и противоречивостью взглядов на их происхождение. Выводы о генезисе подобных образований, несомненно, играют важную, а зачастую и ключевую индикаторную роль на процессы формирования магматических пород, условий флюидного режима и, в конечном итоге, могут послужить ключевым звеном для понимания геологических процессов различных геодинамических обстановок.

Якутинская вулкано-тектоническая структура (ВТС) в Приморье является своеобразным эталонным геологическим объектом для изучения мел-палеоценового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня. При детальном изучении геологического строения и вещественного состава слагающих ее пород, были получены новые данные, которые впервые позволили раскрыть особенности игнимбритового вулканизма этого периода [1]. В формировании ВТС выделяется два основных этапа магматизма. В первый этап (маастрихт) образовались покровные и вулканогенно-обломочные образования, слагающие основание структуры. Они представлены лавами андезитов и риолитов, туфами и игнимбритами дацитов и риодацитов, выделенных в сияновский вулканический комплекс. Во второй этап (даний – эоцен) сформировались мощные толщи богопольского вулканического комплекса, сложенные туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов, экструзивно-жерловыми образованиями вулканических стекол и риолитов, а также субвулканическими и дайковыми телами гранит-порфиров.

Характерной чертой химического состава пород Якутинской ВТС является принадлежность их к известково-щелочной серии пород с дифференцированным распределением K и Na, что отражается в вариациях микроэлементного состава пород. В целом, геохимическая специфика

вулканических образований структуры выражена в обогащении их щелочными и щелочноземельными элементами и отсутствии четко выраженного Ta-Nb минимума. Относительно среднего состава континентальной верхней коры в них повышено содержание легких и тяжелых элементов редкоземельной группы. Фигуративные точки состава эффузивов Якутинской ВТС занимают промежуточное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов. «Транзитный» характер расположения фигуративных точек состава кислых вулканитов структуры отражает смену геодинамических обстановок проявления магматизма в раннем палеогене [2].

Специфической особенность вулканитов Якутинской ВТС является присутствие в них своеобразных микросферических образований. Изученные сферулы вне зависимости от места отбора представляют собой зерна почти идеальной круглой формы (реже – каплевидной, гантелеобразной, иногда неправильной форм). Их размер варьирует от 0.1 до 0.5 мм в диаметре. Выделяются как сильно магнитные металлические (рис. 1), так и электромагнитные силикатные микросферические образования. Изучение внутреннего строения сферул в породах Якутинской ВТС, наряду с вещественным составом слагающих её пород, позволило сделать ряд существенных выводов:

1) Особенности состава и строения микросферических образований позволяют предположить эндогенную природу их образования. В рассматриваемом случае космическое происхождение сферул исключается. Четкие различия в минеральном и химическом составе космической пыли и сферул вулканических комплексов Якутинской ВТС отражены на треугольной диаграмме Fe – O – (Ni+Co+Cr)×5 (рис. 2а). Конечно, само по себе содержание Ni и Co не являются достаточным условием, способным классифицировать генезис сферул, однако именно соотношения содержаний этих элементов в мел-палеогеновых образованиях Якутинской ВТС, являются показательными. Известно, что хондриты содержат 0.9% Mn, 1.3% Cr и 5.2% Ni. Трудно допустить какой либо процесс фракционирования, способный сохранить содержания такого подвижного элемента, как Mn, но удалить другие инертные компоненты, преобразовав исходный состав до состава сферул ВТС. Кроме того, полученные отношения стабильных изотопов кислорода для сферул Якутинской ВТС располагаются, в пределах минимальной ошибки, на линии масс-независимого фракционирования ($\sigma^{17} = 0.52 \times \sigma^{18}O$), что так же свидетельствует об их земном происхождении.

Отбор сферолитов в отдаленной ненаселенной местности среди однотипных вулканических пород, чистота обработки проб, размерность частиц, особенности химического состава, отсутствие в шариках Pb, Zn, Ag и других тяжелых элементов позволяет исключить предположение и об их техногенном происхождении. На тройной диаграмме SiO_2 – FeO+MnO+MgO – $–Al_2O_3$+CaO+Na_2O+K_2O точки составов изученных сферул образуют поле, обособленное от подобных образований, отобранных на различных теплоэлектростанциях (рис. 2б). Кроме того, принадлежность сферул к первичному материалу подтверждена находками их в виде сростков с вмещающим вулканическим стеклом, которое в условиях металлургических процессов должно было расплавиться первым.

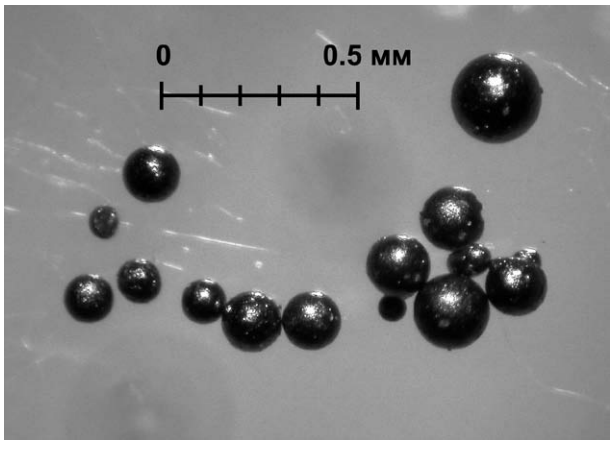


Рис. 1. Внешний вид магнитных сферул Якутинской ВТС.

2) Приуроченность сферул к высокотемпературным производным игнимбритовых расплавов Якутинской ВТС, шаровидная или каплевидная формы выделений самородного железа и его карбидов, сростки с обычными породообразующими минералами, состав продуктов окисления железа, наличие газовых полостей – все это свидетельствует о кристаллизации сферул непосредственно из магматического расплава, в условиях крайне низкой активности кислорода и быстрой

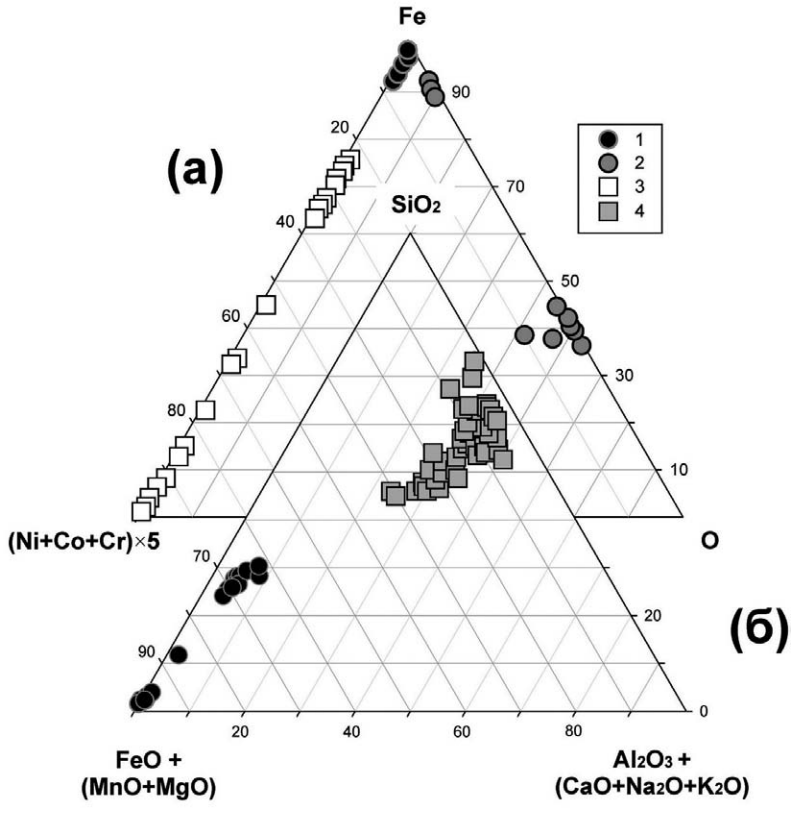


Рис. 2. Диаграммы составов сферических образований различного генезиса.
1 – богопольского и 2 – сияновского вулканических комплексов; 3 – состав космической пыли (ат. %) из различных районов мира (Грачев А.Ф. и др., 2008); 4 – состав зольных остатков (вес. %) различных теплоэлектростанций мира (Ramsden, Shibaoka, 1982; Sokol et. al., 2000; Giere et. al., 2003).

кристаллизации в потоке газонасыщенных флюидов. Низкая степень окисленности вмещающих сферулы пород Якутинской ВТС, аномальная железистость Fe-Mg минералов-вкрапленников, преобладание ильменита над магнетитом и результаты хроматографического анализа газовых вытяжек из минералов игнимбритов также указывают на крайне восстановленный характер магматического флюида и на преобладание водорода как основного газового компонента [1, 5].

В риолитах сияновского комплекса основная часть сферул сложена самородным железом. Его образование может быть обусловлено металлизацией силикатного магматического расплава [4] под действием существенно водородного флюида. На смену восстановительному этапу минерало-образования приходит раннемагматическое окисление, как отмечено в работе [3]. Данный процесс сопровождался структурной перестройкой вещества, сопряженной с образованием минеральных фаз с большим объемом элементарной ячейки по схеме «α-железо → иоцит → → магнетит → гематит → гетит» вследствие повышения парциального давления кислорода и последующего окисления самородного железа. Разнообразие составов минеральных фаз сферул сияновского комплекса (от чистого железа до его окислов) в точности отражает определенную стадию этого процесса.

Металлическая часть палеоценовых сферул богопольского комплекса, окружающая газовую пору, имеет состав от малоуглеродистого чугуна (Fe_9C-Fe_5C) до когенита (Fe_3C). Это позволяет предполагать, что в данном случае восстановителем («металлизатором») силикатного расплава является уже углеводородная смесь H_2-CH_4 (доля CO и CO_2 при соотвествующем буфере Fe-FeO, ничтожно мала). Окружающий металлическую фазу магнетит-стекло-кварцевый симплектит, скорее всего, представляет промежуточный продукт ликвации вмещающего силикатного расплава в контакте с газовым «пузырем». Необходимо отметить, что состав стекла в симплектите резко отличается (с учетом магнетитовой составляющей) от состава вмещающей породы. Такое различие характерно для сферолитов и вмещающего их матрикса в экструзиве г. Нежданка. Ранее нами был показан ликвационный механизм их образования [1].

3) На весьма существенную долю газовой составляющей флюидов указывают как многочис-

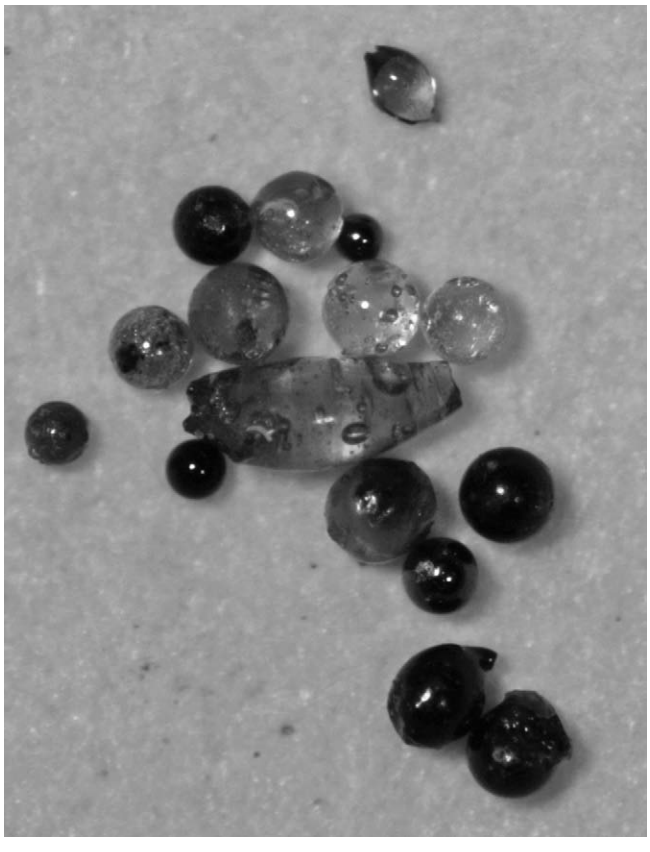


Рис. 3. Внешний вид силикатных сферул Якутинской ВТС.

ленные газовые полости в силикатных сферулах (рис. 3), так и заниженные суммы химических анализов. Данные образования представляют собой стекла черного, зеленого и желтого цвета сферической формы, характерной для роста в потоке газа. Стекла имеют дискретный состав и не соответствуют какой либо породе.

Таким образом, палеоценовый этап Восточного Сихоте-Алиня характеризуется крайне восстановленным типом вулканических проявлений, а образование самородных элементов происходит благодаря участию флюидов существенного водородного, водородно-метанового состава, которые имеют глубинное происхождение, обусловленное сменой геодинамического режима от субдукционного к трансформному.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 09-3-А-08-401 и 11-3-Д-08-042.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье). Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.

2. Попов В.К., Гребенников А.В. Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен): кислый вулканизм. В кн: А.И. Ханчук (Ред.), Геодинамика, Магматизм и Металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 354-361.

3. Округин А.В., Олейников Б.В., Заякина Н.В., Лескова Н.В. Самородные металлы в траппах Сибирской платформы // ЗВМО, 1981. Ч. 110. Вып. 2. С. 186-204.

4. Олейников Б.В. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенетические следствия / В сб.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. С. 5-15.

5. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2006. V. 101. N. 2. P. 69-88.

Вендская плагиомигматизация в субдукционном эклогит-амфиболитовом комплексе Горного Алтая

Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Падерин И.П.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия

Балтырганский эклогит–амфиболитовый метаморфический комплекс [2] выделен в западной части Алтае-Саянской аккреционно-коллизионной области в пределах Кузнецко-Алтайской сутурной зоны Палеоазиатского океана. Он представлен несколькими тектоническими пластинами, линзами и блоками эклогитсодержащих гранатовых амфиболитов, глаукофановых и стильпномелановых сланцев в ассоциации с ультрамафитами Чаганузунского массива и метабазальтами (рис. 1). Преобладающими являются гранатовые амфиболиты, эклогиты образуют небольшие включения или пропластки в них к юго-востоку от Чаганузунского массива.

Гранатовые амфиболиты характеризуются ассоциацией Grt+Bar+Ep+Ttn и содержат подчиненные количества кварца, альбита, фенгита, рутила, винчита и хлорита. Эклогиты имеют состав Grt+Omp+Bar+Ep+Q+Rt [5]. Гранат в гипидиоморфных зернах, размером около 1 см в диаметре, замещен вдоль трещин и по краям хлоритом и стильпномеланом. Он содержит включения эпидота, барруазита, кварца, омфацита, рутила, альбита и фенгита. Омфацит в гипидиоморфных кристаллах до 5 мм в длину замещается актинолитом и стильпномеланом по трещинам и по краям. Порфиробластический барруазит часто окружен глаукофаном, который, в свою очередь, окаймляется актинолитом. Иногда глаукофан присутствует в гипидиоморфных кристаллах по трещинам в гранате и окаймляется барруазитом. Рутил встречается в матриксе, где он окаймлен титанитом, и в барруазите.

Ar-Ar и K-Ar возраст эклогитов по амфиболу [4] от 636±10 до 627±5 млн. лет. Всего в балтырганском комплексе фиксируется четыре группы возрастов: 635, 535–540, 523 и 473–487 млн. лет, свидетельствующих о его полиметаморфическом генезисе, включающем позднепротерозойский субдукционный метаморфизм, эксгумацию и более поздние дислокации в раннепалеозойской тектонической зоне [4]. P-T условия образования эклогитов оцениваются давлением 1,3-2 ГПа и температурой 590-660° C [5].

Западнее Чаганузунского ультрамафитового массива в гранатовых амфиболитах проявлена плагиомигматизация (рис. 1). Степень мигматизации не превышает первых процентов объема пород, размеры мигматизированных участков составляют десятки метров. По степени обособленности лейкосомы выделяется четыре типа плагиомигматитов. Первый тип представлен

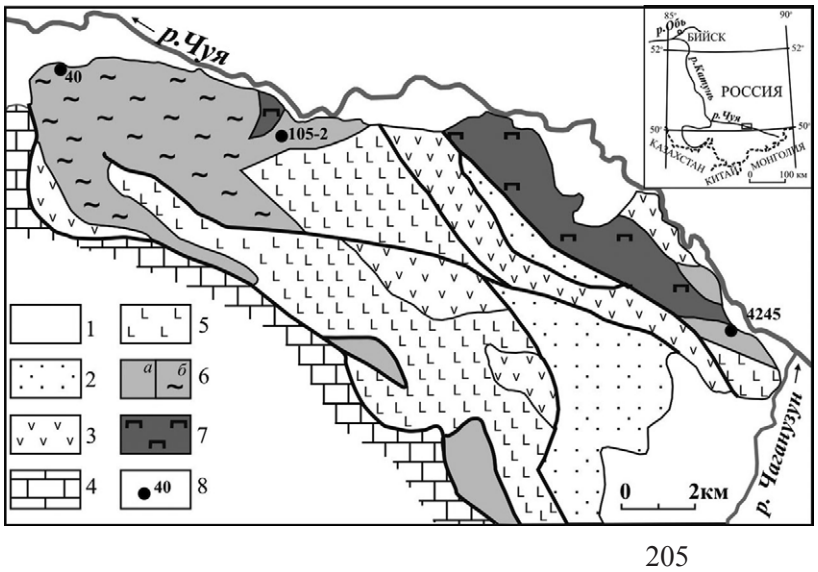


Рис. 1. Схема геологического строения водораздела рек Чуя-Чаганузун.
1 – отложения квартера; 2 – терригенно-вулканогенные отложения девона; 3 – островодужные метабазальты раннего кембрия; 4 – известняки баратальской серии венда; 5 – метабазальты MORB-типа рифея-венда; 6 – балтырганский метаморфический комплекс: а – гранатовые амфиболиты, б – плагиомигматизированные гранатовые амфиболиты; 7 – чаганузунский ультрамафитовый комплекс; 8 – места отбора и номера геохронологических проб.

новообразованными кварц-плагиоклазовыми оторочками вокруг порфиробластов граната. Второй тип слагает слоисто-полосчатые обособления гранатсодержащего кварц-плагиоклазового материала, отделенные от меланосомы существенно гранатовыми прослойками. Третий тип образует линзовидные обособления лейкосомы размером десятки сантиметров – первые метры, конформные полосчатости и сланцеватости в амфиболитах. Ее состав Pl_{25-30} = 60-70%, Q = 30%, Amp= 5%. Четвертый тип – секущие полосчатость и сланцеватость жилы и дайки лейкоплагиогранитов, по минеральному составу аналогичные третьему типу.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты имеют сходные геохимические особенности: SiO_2 = = 47.3-49.9%; $Na_2O + K_2O$ = 2.54-3.66%, при K_2O = 0.19-0.32%; FeO^{tot} = 12.6-14.0%, FeO^{tot}/MgO = = 1.8-2.0; TiO_2 = 1.8-2.2%; CaO = 8.4-10.5% и Al_2O_3 = 12.7-13.3%. По сравнению с базальтами N-MORB-типа в них повышенные содержания K, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, U и РЗЭ (ΣРЗЭ = 54-88 г/т). Графики распределения РЗЭ слабовыпуклые, подобные таковым в базальтах N-MORB-типа (рис. 2). В эклогитах отсутствует, а в гранатовых амфиболитах слабо выражена отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 1.0-0.8). Характерными особенностями обособленных тел лейкоплагиогранитов являются высокие содержания SiO_2 = 75.8%, Al_2O_3 = 14.5%, Na_2O = 7.2%, Sr/Y = 426, Eu/Eu* = = 3.46 (рис. 2), при низких – K_2O = 0.52%, Rb/Sr = 0.02 и убогом содержании РЗЭ (ΣРЗЭ = 1.21 г/т).

Конкордантный возраст высокобарического циркона в эклогитах (U-Pb, SHRIMP II) по трем измерениям 619±13 млн. лет (СКВО = 0.034). Возраст циркона в гранатовых амфиболитах, ретроградных по отношению к эклогитам, по 10 измерениям – 604±6 млн. лет (СКВО = 1,12). Циркон в плагиогранитах отличается по морфологии, зональности и химизму от метаморфического циркона в эклогитах и гранатовых амфиболитах. Температура насыщения цирконием плагиогранитного расплава мигматитов для начала кристаллизации циркона варьирует от 747 до 670° С, а температура кристаллизации циркона по титановому геотермометру составляет 710° С, что в пользу его магматического генезиса. Конкордантный возраст плагиогранитов 610±3 млн. лет (рис. 3) и в пределах статистической погрешности измерений перекрывается с возрастом гранатовых амфиболитов и эклогитов.

Близкий возраст 605±8 млн. лет в Кузнецко-Алтайской шовной зоне имеют адакитовые плагиограниты Воскресенского интрузива [3], который размещается в 500 км севернее Чаганузунского участка. Это свидетельствует о крупномасштабности магматических событий с возрастом ~ 605 млн. лет. Вероятно, плагиомигматизация гранатовых амфиболитов отражает ретроградные изменения в процессе эксгумации метаморфических пород высокого давления. Формирование плагиогранитов могло происходить на начальных стадиях плавления эклогитов под воздействием водно-углекислого флюида, отделявшегося при деволатилизации серпентинизированных

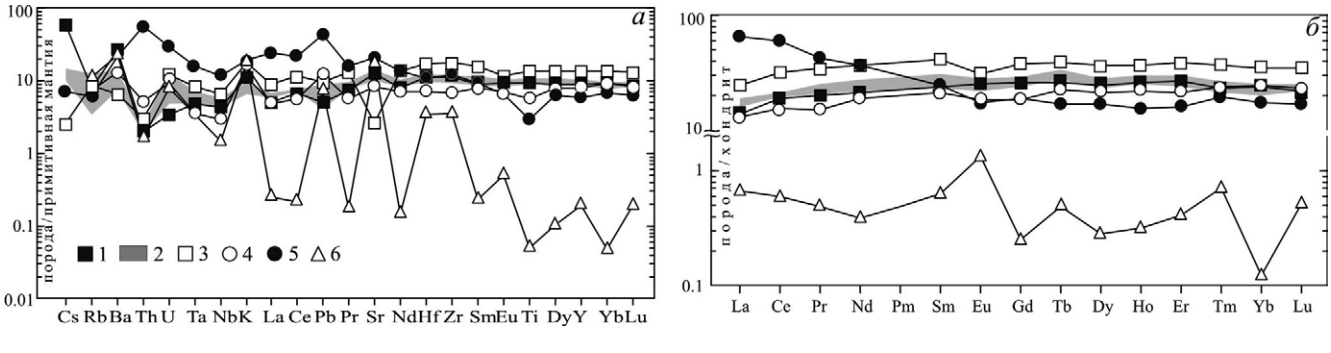


Рис. 2. Диаграмма микроэлементов (а) и РЗЭ (б) для пород балтырганского комплекса.
1 – эклогиты (пр. 4245); 2 – бесплагиоклазовых гранатовых амфиболитов; 3 – гранатовые амфиболиты с небольшим содержанием кварца и плагиоклаза (пр. 40); 4 – гранатовые амфиболиты с плагиогранитными обособлениями вблизи порфиробластов граната; 5 – гранатсодержащая кварц-плагиоклазовая лейкосома полосчатого мигматита; 6 – плагиогранитная лейкосома, не содержащая гранат (пр. 105-2).

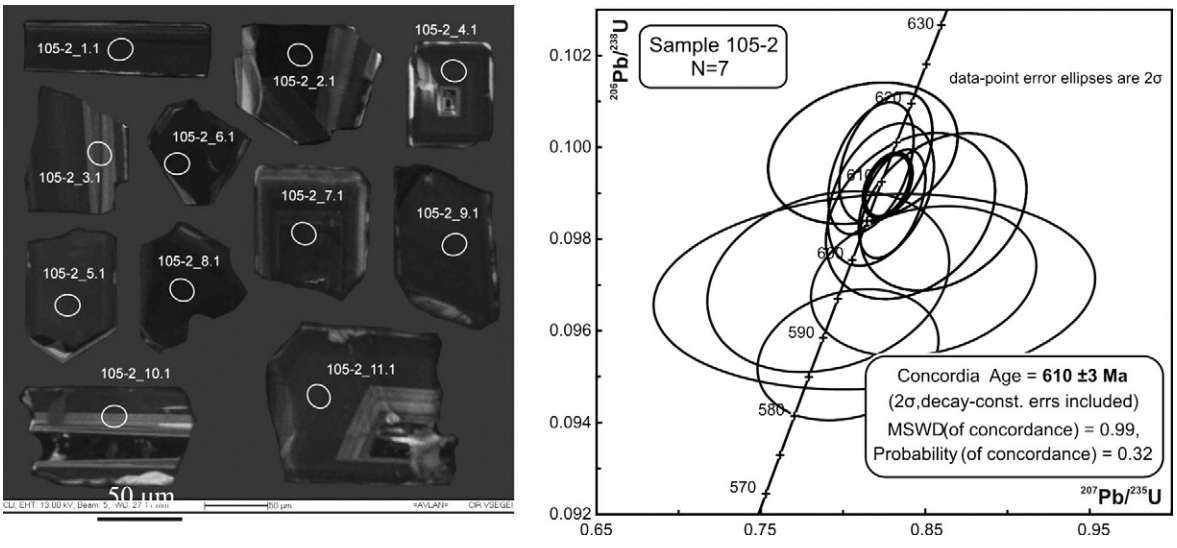


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения циркона с точками измерений и U-Pb диаграмма с конкордией для плагиогранитов пр. 105-2.

ультрамафитов, возможность которого подтверждена экспериментально [1]. Расплав богатый SiO_2, Na_2O и бедный РЗЭ отжимался на более высокие горизонты, накапливался и эволюционировал в магматических камерах, из которых внедрялись магмы адакитовых плагиогранитов, подобных породам Воскресенского интрузива в Кузнецком Алатау. Эксгумация балтырганских эклогитов носила временный характер на фоне значительно более продолжительной субдукции в Кузнецко-Алтайской шовной зоне. Наиболее древние породы здесь представлены адакитовыми плагиогранитами Гремячинского массива с U-Pb возрастом 876 млн. лет [3], которые на диаграммах малоподвижных компонентов (Nb, Ta, Y, Yb, Hf, Th) классифицируются как граниты вулканических дуг. Формирование надсубдукционных вулканических комплексов продолжалось до второй половины раннего кембрия включительно [2]. Тесная ассоциация с серпентинизированными ультрамафитами и геохимические особенности ретроградных изменений в балтырганском комплексе, отсутствие существенного привноса крупноионных литофилов (Cs, Rb, Ba, K), позволяют предполагать, что эксгумация эклогитов происходила по глубинному серпентинитовому каналу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Литвин Ю.А. Экспериментальное исследование плавления эклогита с участием флюида H_2O-CO_2-KCl при 5 ГПа // ДАН, 2009. Т. 427. № 3. С. 365-369.

2. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 32-55.

3. Руднев С.Н., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В. и др. Вендский этап островодужного гранитоидного магматизма в Кузнецком Алатау // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Тез. докл. Т. 2. Иркутск, 2010. С. 59-61.

4. Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // International Geology Review, 2004. V. 46. N. 11. P. 957-980.

5. Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // International Geology Review, 2002. V. 44. N. 9. P. 837-858.

Беломорская мезо-неоархейская эклогитовая провинция: сравнение с фанерозойскими аналогами

Докукина К.А., Минц М.В., Конилов А.Н.

Геологический интститут РАН

г. Москва, Пыжевский пер., 7, Россия, dokukina@mail.ru

Вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов [1-3, 5]. Находки эклогитов позволили кардинально пересмотреть существующие представления о северо-восточной границе Беломорского орогена. Стало понятным, что естественной границей между архейскими тектоническими провинциями – Беломорским аккреционно-коллизионным орогеном и Кольским континентом является Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБП). В соответствии с этим, мы отделили северную часть Хетоламбинского тектонического покрова, образованную преимущественно гранито-гнейсами, залегающую структурно выше ЦБП, и рассматриваем ее в качестве Южно-Кольской активной окраины Кольского континента. Гранито-гнейсы активной окраины тектонически перекрывают ЦБП и пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента. В этом контексте ЦБП рассматривается в качестве мезо-неоархейской сутурной зоны. В более широком контексте протяженную область, включающую пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента, сутурную зону и активную окраину Кольского континента, образованную ТТГ-гнейсами и включающую эклогиты обоих типов (субдукционные эклогиты и эклогитизированные дайки) мы рассматриваем в качестве Беломорской мезо-неоархейской эклогитовой провинции (БЭП) (рис. 1).

Беломорская эклогитовая провинция включает ассоциации двух типов, различающиеся по природе протолитов. Эклогиты ассоциации Салмы формировались по породам океанической коры, включающей переслаивающиеся габбро, троктолиты и Fe-Ti габбро, подобно третьему слою океанской коры Юго-Западного Срединно-Индийского океанического хребта, вместе с продуктами спилитизации и выветривания в подводных условиях. В Гридино эклогитизации подверглись

Рис. 1. Беломорская эклогитовая провинция: мезо-неоархейские эклогиты. Схематическая геолого-тектоническая карта, демонстрирующая размещение мезо-неоархейских субдукционных эклогитов относительно главных тектонических подразделений архейской коры в восточной части Фенноскандинавского щита.

кислые и мафические породы континентальной коры, а также рои мафических даек, пересекающих гнейсовидность сформированных континентальных комплексов. Процессы эклогитизации были проявлены в интервале времени 2.82-2.72 млрд. лет [2, 3]. Таким образом, эклогиты БЭП являются свидетельством древнейшей из известных в мире субдукции океанических комплексов.

На рис. 2 приведены *PTt* траектории, иллюстрирующие эволюцию эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино. В обоих случаях тренд включает проградную стадию с повышением давления и температуры; эклогитовую стадию (при минимальном давлении 15-17 кбар); стадию декомпрессии, проходящую через поле гранулитовой фации, и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации. Для сравнения на рис. 2 (а) даны два примера, характеризующих эволюцию метаморфических комплексов, образованных голубыми сланцами и эклогитами, при погружении в зону субдукции и последующей эксгумации: (1) Эклогитовый Меланж Пуэбо палеогенового возраста, размещенный вдоль северо-восточного побережья о. Новая Каледония, включающий барруазит- и глаукофан-содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты и сланцы [4]; (2) реконструкция P-T эволюции верхнеордовикских эклогитов восточной части хребта Блю Ридж (Южные Аппалачи, Сев. Америка): PTt траектория охватывает термальные события, произошедшие во время и вслед за субдукцией и при континентальной коллизии [7], которые включают последовательность минеральных преобразований от амфиболитовой к эклогитовой, далее к гранулитовой и затем вновь к амфиболитовой фации. Подобное перемещение эклогитовых ассоциаций через область высокобарных гранулитов представляет собой довольно частое явление, связанное с проградной или изотермической декомпрессией в условиях быстрого подъема к более высоким уровням коры [7, 6].

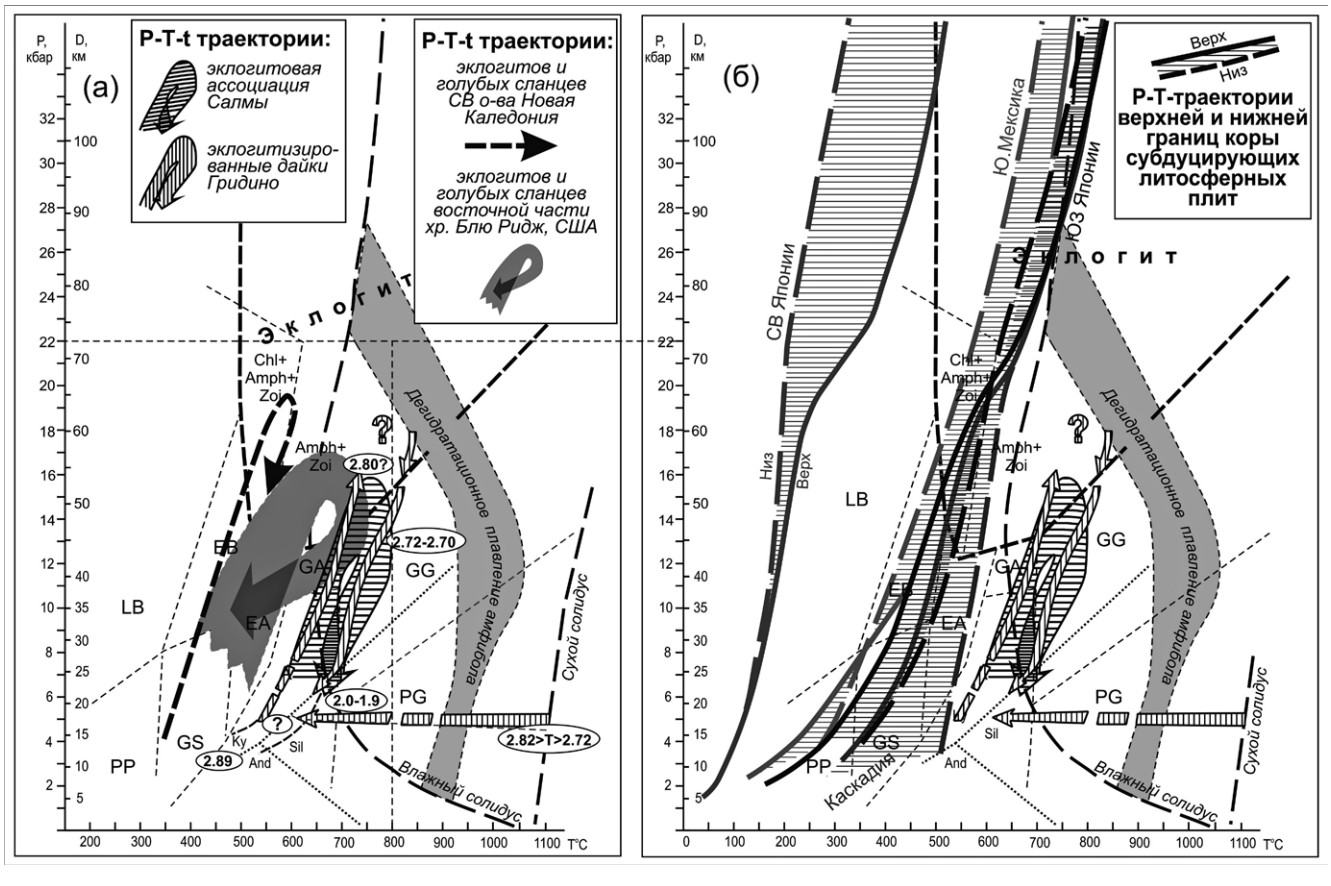


Рис. 2. *PTt* эволюция эклогитов субдукционного происхождения и эклогитизированных даек Беломорской эклогитовой провинции в сравнении с реконструкциями PT эволюции современных и молодых зон субдукции (пояснения в тексте).

Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции эклогитовой ассоциации Салмы в качестве PT траектории субдуцирующей плиты. Для сравнения на рис. 2 (б) показаны PT траектории зон субдукции, полученные в результате численного моделирования: «холодной» (СВ Японии) и «теплых» (Ю Мексики, ЮЗ Японии и Каскадия) современных зон субдукции (результаты модельных расчетов по [8]). Диаграмма наглядно демонстрирует различия в метаморфической эволюции и глубине начала плавления в случае «холодной» и «теплой» субдукции. «Теплая» субдукция, причиной проявления которой, в современных обстановках, как правило, является близость зоны субдукции к срединно-океаническому хребту, где генерируется молодая горячая океаническая литосфера, обеспечивает условия для начала плавления на умеренных глубинах – порядка 80-100 км. При этом область плавления располагается в верхней части субдуцирующей плиты. В случае «холодной» субдукции, когда субдуцирует остывшая плита на значительном удалении от срединно-океанического хребта, плавление происходит на существенно бóльших глубинах, а область плавления располагается в пределах мантийного клина, перекрывающего зону субдукции. Прежде чем погружающаяся плита достигает области магмообразования, в обоих случаях она пересекает область PT-параметров фации голубых сланцев и далее – область эклогитовой фации, что соответствует широкому распространению соответствующих метаморфических комплексов в современных и фанерозойских областях конвергенции плит.

PT-диаграммы (рис. 2) комплексов Салмы, была заметно более «теплой» в сравнении со всеми приведенными примерами. Поэтому ей можно присвоить наименование «горячей субдукции». На глубине 25 км, которой в эклогитах Салмы сопутствуют оценки температуры порядка 640-670° С, зону субдукции Каскадии характеризуют температуры в интервале 450-550° С, то есть на 100-200° ниже. Повышенные значения температуры может иметь глобальные причины, такую, например, как общий высокий уровень температуры мантии в архее. Альтернативно, локальной причиной повышенных температур могло быть погружение медленно-спрединговой хребта в зону субдукции. Неожиданным развитием последней версии оказалась идея о происхождение мафических даек Гридино – как следствие погружения горячего спрединговой хребта под край Кольского континента. Другой вариант формирования даек – внедрение мафической магмы на доокеанической стадии. P-T-t траектория эклогитов Салмы до настоящего времени не имеет природных аналогов – это первый и единственный природный объект, на котором удается реконструировать погружение «горячей» мафитовой коры, которая достигает области PT-параметров эклогитовой фации через области амфиболитовой и гранулитовой фаций, «минуя стороной», благодаря высокой температуре, области значений P-T, отвечающие фациям голубых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.

2. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН, 2010. Т. 432. № 3. С. 370-375.

3. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады академии наук, 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781.

4. Clarke G.L., Aitchison J.C., Cluzel D. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal // Journ. of Petrology, 1997. V. 38. N. 7. P. 843-876.

5. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology, 2010. V. 38. P. 739-742.

6. O'Brien P.J., Rötzler J. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of metamorphic Geology, 2003. V. 21. P. 3-20.

7. Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // Journal of metamorphic Geology, 2003. V. 21. P. 685-698.

8. Peacock S.M., Wang W., McMahon A.M. Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes. In: The Cascadia subduction zone and related subduction systems (S. Kirby, K. Wang, S.Dunlop – Eds). U.S. Geol. Survey open-file report 02-328 & Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123-126.

Изотопно-геохимические особенности процессов гранитообразования в палеозойских аккреционных призмах на примере Монголо-Охотского пояса

Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, sdril@igc.irk.ru

К настоящему времени разработаны многочисленные геодинамические модели развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), важной составной частью которого является Монголо-Охотский пояс (МОП) [3]. Все тектонические модели формирования позднерифейских – палеозойских структур ЦАСП подчеркивают существенное значение субдукционных процессов вдоль окраин Северо-Азиатского кратона в этот интервал времени. Коллаж террейнов, образующий складчатые пояса Центральной Азии, включая МОП, формировался главным образом в результате аккреции к окраине Сибирского палеоконтинента террейнов островных дуг, аккреционных клиньев, турбидитовых террейнов, террейнов континентальных склонов. Именно этот первичный (ювенильный) коровый субстрат стал вмещающей средой для последующих процессов гранитообразования.

Sm-Nd изотопная систематика вещественных комплексов первичной коры МОП

Ранне-среднепалеозойские аккреционные призмы. Основной объем отложений аккреционного клина в Забайкальской части МОП, представлен породами кулиндинской, ононской и чиндантской свит, объединенных в составе Ононского террейна [3]. Для первой свиты характерно сочетание метабазитов, микрокварцитов (метакремней) и терригенных метаосадочных пород, тогда как в составе двух последних резко преобладают терригенные метаосадочные образования. Среди метабазальтов кулиндинской свиты выявлены разности, сопоставимые с базальтами N-MORB, E-MORB и OIB. Положительные величины $\varepsilon Nd_{(385\text{-}475MA)}$ = +1.9-(+9.5) для всех типов базальтоидов (рис. 1) указывают на их связь с деплетированным мантийным источником, за исключением единичных составов, имеющих «эпсилон»-отрицательные характеристики ($\varepsilon Nd_{(385\text{-}475MA)}$ = -1.4-(-3.8)). Изотопный состав Nd в метаосадочных породах всех трех свит близок – $\varepsilon Nd_{(385\text{-}475)}$ = (-6.3) – (+2,8), а величины модельных изотопных возрастов лежат в пределах $T_{Nd(DM\text{-}2)}$ = 1770-1100 MA, что позволяет отнести образования Ононского террейна аккреционного клина МОП к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [2].

Позднепалеозойские интрузивные и вулканогенно-осадочные образования активных континентальных окраин. Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты, объединяемые в составе Каменского островодужного террейна [3]. Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья указывают на существование зоны субдукции вдоль юго-восточной окраины Монголо-Охотского палеоокеана. Среди образований береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – трондъемитами и плагиогранитами. Каменская свита представлена вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, которые имеют типичные островодужные геохимические характеристики, что выражается в преобладании LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах. Отложения уртуйской свиты представлены таким же набором пород с аналогичными геохимическими признаками.

Как интрузивные, так и вулканогенные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины εNd. Величина $\varepsilon Nd_{(300MA)}$ = +3.8-(+7.5) в базальтах каменской свиты совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\varepsilon Nd_{(300MA)}$ = +3.1-(+4.1)

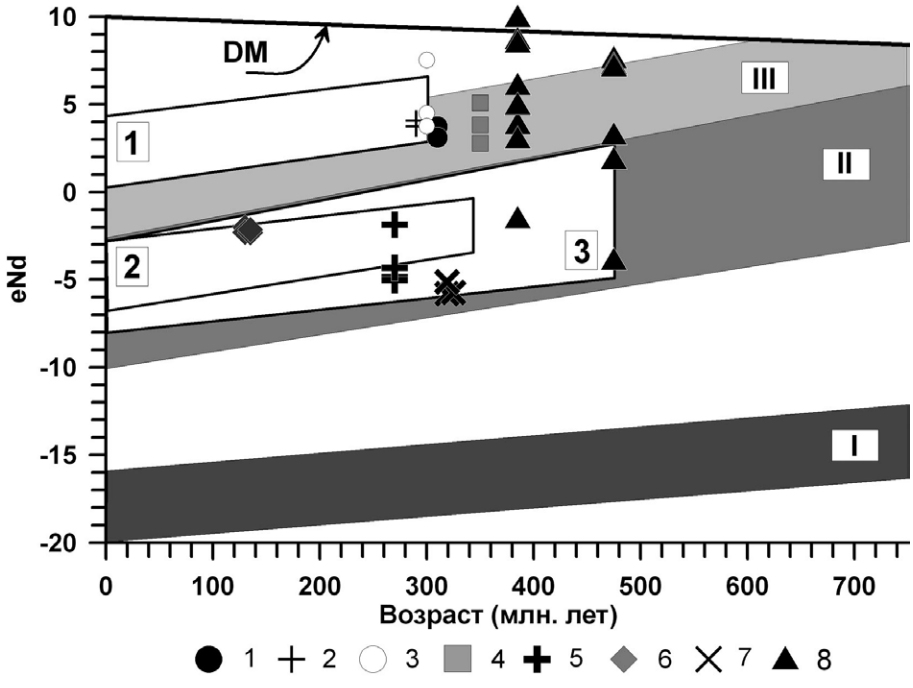


Рис. 1. Эволюционная диаграмма εNd-Возраст (МА) для интрузивных пород и вулканитов палеоостровных дуг МОП, коллизионных и некоторых постаккреционных гранитоидов: 1 – габбро береинского комплекса; 2 – граниты береинского комплекса; 3 – базальты каменской свиты; 4 – базальты уртуйской свиты; 5 – граниты ундинского комплекса; 6 – граниты амуджикано-сретенского комплекса; 7 – граниты олекминского комплекса; 8 – метабазальты кулиндинской свиты. Арабскими цифрами обозначены области эволюции изотопного состава Nd для осадочных и метаосадочных образований: 1 – каменской свиты; 2 – уртуйской свиты; 3 – кулиндинской, ононской и чиндантской свит. Римскими цифрами обозначены поля эволюции изотопного состава Nd в архейской (I), рифейской (II) и каледонской (III) коровых провинциях ЦАСП [2].

(рис. 1), что может указывать на тесную генетическую связь средних и кислых пород береинского комплекса с основными расплавами. Близки и модельные Nd изотопные возрасты базальтов – T_{Nd}(DM) = 920МА, и интрузий среднего-кислого состава – T_{Nd}(DM-2) = 770-940МА. Величины $eNd_{(350MA)}$ в метабазитах уртуйской свиты положительны и лежат в пределах +2.8–(+5.1) (рис. 1). Величины T_{Nd}(DM) для базальтов с величинами $^{147}Sm/^{144}Nd < 0{,}145$ лежат в пределах 820-940 МА. Таким образом, величины T_{Nd}(DM,DM-2) для магматических пород Каменского островодужного террейна и уртуйской свиты соответствуют каледонской изотопной коровой провинции Центральной Азии.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Примером таких образований служат вулканогенно-осадочные и осадочные породы каменской и уртуйской свит Восточного Забайкалья. Туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения $\varepsilon Nd_{(300)}$ = +2.8-(+6.4) (рис. 1) при T_{Nd}(DM-2) = 550-850 МА, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. В отличие от вулканогенно-осадочных пород каменской свиты исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\varepsilon Nd_{(350)}$ = 0.1-(-3.2) при более древних модельных Nd изотопных возрастах – T_{Nd}(DM-2) = 1060-1380 МА. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской.

Изотопная Sm-Nd систематика некоторых коллизионных и постколлизионных гранитоидов МОП. Позднепалеозойские коллизионные процессы на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана сформировали пояс интрузий и батолитов палингенных известково-щелочных

гранитоидов ундинского и олекминского комплексов Восточного Забайкалья. Массивы ундинского комплекса маркируют обстановку активной окраины вдоль северо-восточной окраины Аргунского террейна МОП. Граниты Верхнеундинского батолита этого комплекса имеют величины $\varepsilon Nd_{(275MA)}$ = -5.0-(-1.9) (рис. 1) и модельные возрасты T_{Nd}(DM-2) = 1210-1470 МА. Гранитоиды олекминского комплекса широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Станового террейна МОП. Возрастные рамки и «объем» этого комплекса является предметом дискуссии [1]. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известково-щелочных палингенных гранитоидов вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476-431 МА) и позднепалеозойского (343-318 МА) [1]. Раннекарбоновые граниты выявлены авторами в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (Rb-Sr, 319+/-12 МА, $I_{(0)}Sr$ = 0.70685+/-11, СКВО = 0.3). Низкая величина $I_{(0)}Sr$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования. Полученные изотопные Sm-Nd характеристики гранитов олекминского комплекса – $\varepsilon Nd_{(316MA)}$ = = -5.1-(-5.7) (рис. 1) и T_{Nd}(DM-2) = 1520-1890 МА, свидетельствуют о присутствии в источнике этих гранитов материала несколько более древнего, по сравнению с гранитами ундинского комплекса.

Постколлизионный гранитоидный магматизм в пределах забайкальской части МОП широко проявился в позднемезозойское время, когда сутурная зона приобрела черты трансформной границы плит, выраженной в масштабных левосторонних сдвиговых перемещениях. На этом фоне возникали многочисленные зоны растяжения, выраженные в виде рифтогенных впадин, с которыми был связан магматизм основного и кислого состава, а также комплексы метаморфических ядер [3]. Зачастую вмещающей средой для постколлизионных гранитоидов, например, амуджикано-сретенского комплекса, являлись преимущественно образования аккреционного клина МОП. Породы Сретенского и Верхне-Голготайского массивов этого комплекса имеют $\varepsilon Nd_{(130MA)}$=-2.0-(-2.3) и T_{Nd}(DM-2) = 1100-1130 МА.

Таким образом, изотопные Sm-Nd характеристики как коллизионных, так и постколлизионных гранитоидов указывают на их принадлежность к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [2]. Близость Sm-Nd изотопных характеристик гранитоидов и метатерригенных пород аккреционного клина МОП может служить подтверждением возможного участия последних в процессах корового магмообразования. Изотопное районирование ЦАСП [2], проведенное на основе распределения величин модельных возрастов гранитоидов T_{Nd}(DM-2), свидетельствует, что изотопные метки рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии являются преобладающими для большинства гранитоидов МОП. Это может служить свидетельством того, что позднепалеозойские и мезозойские корообразующие процессы в пределах этого складчатого пояса приводили лишь к переработке уже существовавшего более древнего корового вещества.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика, 2002. Т. 43. № 11. С. 973-989.

2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999. № 3. С. 21-41.

3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.

Изотопная геохимия и мантийные источники позднекайнозойского вулканизма Японского и Охотского морей и подводного хребта Витязя

Емельянова Т.А., Леликов Е.П.

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

В позднем кайнозое формирование глубоководных котловин Японского и Охотского морей (Японской, Ямато, Цусимской и Курильской) сопровождалось вулканической деятельностью, максимум которой приходится на миоцен-плейстоценовый период [1]. Исследование состава изотопов Nd и Sr вулканических пород позволило установить мантийные источники и некоторые особенности образования данных морей.

В Японском море среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские (ОМ) базальтоиды формируют ряд вдоль мантийной последовательности (см. рис.), в промежутке между источниками PREMA (преобладающая мантия), HIMU (обогащенная ураном литосферная мантия) и BSE (валовый состав Земли). Данные породы образуют две группы. Первая группа формирует ореол между резервуарами HIMU и PREMA и характеризуется высокими соотношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5128-0.5130) и низкими – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7035), вторая группа тяготеет к BSE, а базальтоиды Цусимской котловины из этой группы еще и к источнику EMI (обогащенной нижней корой мантии). Для второй группы вулканитов свойственны более низкие соотношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5125-0,5127) и более высокие – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7042-0.7050).

Проведенное сравнение среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов вулканических построек котловин Японского моря с вулканитами скважин 794 и 797 котловины Ямато [2, 3] показало некоторое различие в изотопном составе тех и других пород. Базальтоиды первой группы отличаются от пород скв. 794 и нижнего комплекса скв. 797, тяготеющих к PREMA и BSE, более низкими значениями изотопов Sr. А породы второй группы характеризуются более низкими соотношениями Nd. К самым деплетированным вулканическим образованиям Японского моря относятся толеиты верхнего комплекса скв. 797, которые максимально приближены к DM (деплетированной мантии) и отражают стадию максимального окраинноморского спрединга, приходящегося на конец раннего-начало среднего миоцена [2]. Но, несмотря на некоторые отличия, все миоцен-плиоценовые ОМ базальтоиды Японского моря на диаграмме занимают область ще-

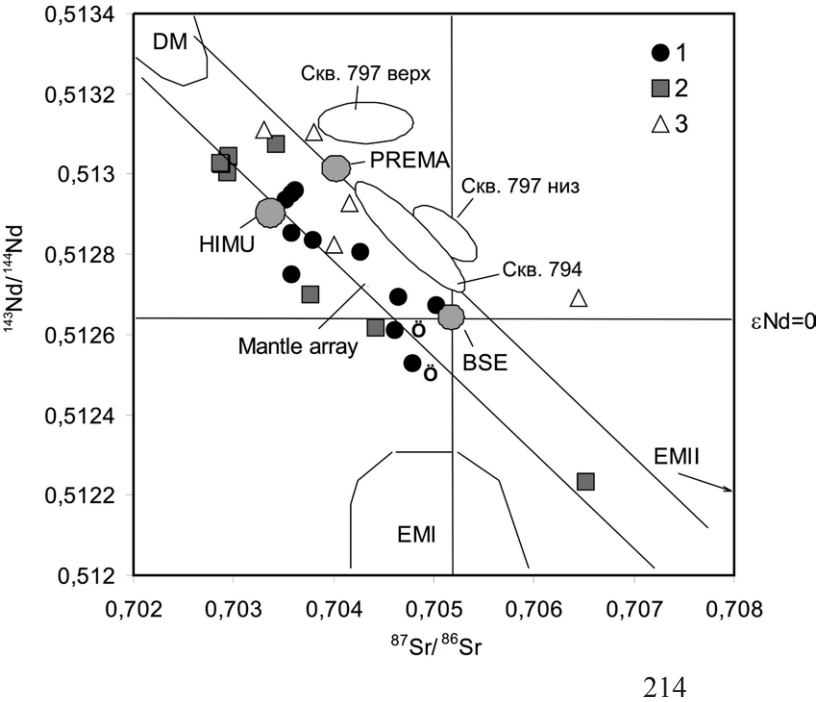


Рис. Изотопные отношения Nd и Sr в миоцен-плейстоценовых вулканитах глубоководных котловин Японского (1) (Ц – Цусимская), Охотского (2) морей и в палеоцен-плейстоценовых вулканитах хребта Витязя (3).

лочнобазальтоидных вулканитов OI по [5] и, в частности, Гавайских островов по [3].

На юге Охотского моря геохимия изотопов плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины демонстрирует другую картину. На диаграмме породы котловины образуют последовательный ряд от деплетированного источника (DM) к обогащенному верхней корой мантийному источнику EMII (см. рис.). Основные разновидности пород (базальты и андезибазальты) группируются вблизи источника DM и характеризуются повышенными значениями соотношений изотопов Nd (0.5126-0.5130) и пониженными – Sr (0.702870-0.703303). Для андезитов свойственны более низкие показатели изотопов Nd (0.511877-0.512619) и более высокие – Sr (0.704424-0.706519). В отличие от япономорских ОМ базальтоидов с мантийными изотопными характеристиками, курильские вулканиты демонстрируют состав изотопов, указывающий не только на их мантийный генезис, но и на участие корового материала в магмогенерации. Это обстоятельство свидетельствует о менее интенсивном разрыве коры в плиоцен-плейстоцене в пределах Курильской котловины по сравнению с ее мощным разрывом в центральной части Японского моря (Японской котловине) на рубеже раннего-среднего миоцена, в период максимального окраинноморского спрединга. Однако соотношения изотопов Nd и Sr в трахиандезитах хребта Гидрографов на юго-западе Курильской котловины совпадают с таковыми в япономорских базальтоидах. Фигуративные точки тех и других пород образуют единый ореол между источниками HIMU и BSE (см. рис.). Это может указывать на генетическую связь этих пород и являться одним из доказательств того, что Курильская и Японская котловины формировались как единая Японо-Курильская впадина.

В пределах хребта Витязя вулканические породы подразделяются на палеоцен-миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. На диаграмме все эти породы формируют ряд вдоль мантийной последовательности, от резервуара DM до обогащенного верхней корой источника EMII (см. рис.), что указывает на мантийно-коровую природу их происхождения. От курильских они отличаются более высокими значениями Sr (0.703309-0.706447), а значит и большим участием сиалического субстрата в магмогенерации. Причем, от молодых вулканитов хребта Витязя к более древним изотопное отношение Sr повышается (от 0.703309 до 0.706447), а Nd понижается (от 0.512692 до 0.513112) (см. рис.). При этом плиоцен-плейстоценовые породы располагаются ближе к источнику DM, тогда как более древние растянуты вдоль мантийной последовательности. Эти различия могут быть связаны с различной степенью участия континентальной коры в генерации расплавов, формирующих разновозрастные вулканические комплексы хребта Витязя, значительно большим для палеоценовых вулканитов и меньшим для плиоцен-плейстоценовых.

Таким образом, составы изотопов Sr и Nd указывают на мантиный генезис позднекайнозойских вулканических пород Японского и Охотского морей и хребта Витязя и разную степень контаминации расплавов коровым материалом. Эта степень во многом обусловлена разной интенсивностью окраинноморского спрединга. Максимум его приходится на центральную часть Японского моря (Японскую котловину), где обнаружены ОМ базальтоиды с составом изотопов, близким к компонентам мантийного плюма – HIMU, PREMA и BSE.

ЛИТЕРАТУРА

1. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 2. С. 58-69.

2. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера, 2004. № 3. С. 33-56.

3. Фор Г. Основы геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.

4. Pouclet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea from Japan // Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M. et al., 1992. Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. V. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.

5. Tatsumi Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental data. Physics andchemistry of magmas, Perchuk L.L. and Kushiro I. (eds). Advances in Physical Geochemistry. 1991. V. 9. P. 268-301.

Геохимически специализированные резервуары в континентальной литосфере, как возможные источники редкометалльных гранитоидов

Ефремов С.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Проблема существования в континентальной коре геохимически специализированных источников вещества, дающих возможность продуцировать кислые редкометалльные расплавы, по сей день остается дискуссионной. Большинство исследователей в качестве подобного источника рассматривают метаосадочные породы верхней континентальной коры. Однако более детальные изучение процесса образования редкометалльных гранитоидов, указали на недостаточно высокие концентрации гранитофильных элементов во всех коровых геохимических резервуарах [7 и ссылки в этой работе]. Это приводит к мысли о необходимости эндогенного обогащения источников редкометалльных гранитоидов и подтоке вещества с более глубоких уровней Земли.

Результаты, полученные для редкометалльных гранитоидов Чукотки показали, что главным источником гранитофильных элементов являлось осадочное вещество верхней континентальной коры, рециклированное в зоне субдукции [1]. Редкометалльные гранитоиды образовались в результате смешения геохимически специализированных ультракалиевых магм с кислыми коровыми расплавами [2, 3]. Источник ультракалиевых магм расположен в субконтинентальной литосферной мантии и образовался под воздействием метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции [1, 3].

Тестирование моделей показало, что кислые коровые расплавы взаимодействовавшие с ультракалиевыми магмами, были редкометалльными [4]. Это дало возможность говорить о том, что ультракалиевая магма и редкометалльный гранитоидный расплав существовали одновременно. Наличие самостоятельной редкометалльной магмы требует существования геохимически специализированного корового источника на момент магмогенерации.

Что бы идентифицировать геохимически специализированный источник, расположенный в континентальной коре региона, была построена изотопная модель ее эволюции во времени. Изучение модели показало, что с мезопротерозоя по конец мезозоя на уровне гранитообразования находились две метаморфические толщи, генерировавшие гранитоидные магмы, не являющиеся редкометалльными. Все это позволило предположить, что геохимически специализированный источник был сформирован под воздействием какого либо эндогенного процесса на выделенные метаморфические толщи, непосредственно перед образованием редкометалльных гранитоидов.

Сравнение геохимических характеристик производных коровых резервуаров с редкометалльными гранитоидами Чукотки показало относительное обогащение последних флюидомобильными элементами. Ассоциация этих элементов аналогична таковой для производных одновозрастных ультракалиевых магм, что позволяет рассматривать формирование источников этих магматических образований в рамках единого процесса.

Учитывая то, что источник ультракалиевых магм региона образовался под воздействии метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции [1, 2], можно использовать этот механизм для объяснения причин образования геохимически специализированного источника в континентальной коре. Возможность этого процесса более подробно рассмотрена в работе [6].

Все вышесказанное позволяет предполагать, что геохимически специализированный источник редкометалльных гранитоидов Чукотки реально существует. Он образовался при воздействии на породы континентальной коры флюидов, выделившихся при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции.

Косвенно, о существовании такого источника могут свидетельствовать два возрастных уровня редкометалльного гранитоидного магматизма. Первый уровень связан с коллизионным событи-

ем, произошедшим после закрытия океанического бассейна, а второй – с заложением ОЧВП [1]. Другим подобным районом является провинция Рондония, расположенная на юго-западном фланге Амазонского кратона. В пределах этой провинции выделяется четыре возрастных уровня геохимически идентичного редкометалльного гранитоидного магматизма, связанного с различными тектоническими событиями в геологической истории этого региона [5].

Существование подобных источников дает возможность по-новому взглянуть на проблему металлогенического районирования территорий. Образуясь в зоне субдукции, они существуют в течении длительного периода времени и могут быть ремобилизованы при последующих тектонических перестройках.

Работа выполнена при поддержке ИП СО РАН №№ 13, 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов Восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология, 2009. № 1. С. 84-95.

2. Ефремов С.В., Козлов В.Д. Ультракалиевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и Геофизика, 2007. Т. 48. № 2. С. 283-286.

3. Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Сандимиров И.В. О достоверности Rb/Sr изотопных датировок мелового гранитоидного комплекса Центральной Чукотки // Геология и геофизика, 2010. № 12. С. 1257-1261.

4. Ефремов С.В. Оловоносные гранитоиды, как индикаторы процессов глубокой перестройки континентальной литосферы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2010. Т. 1. С. 116-117.

5. Dall' Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. // Precambrian Research, 1999. V. 95. P. 9-39.

6. Schurr B., Asch a G., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // EPSL, 2003. V. 215. P. 105-119.

7. Vellmer C., Wedepohl K.H. Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria // Contrib. Mineral. Petrol., 1994. V. 118. P. 13-32.

Синсдвиговые гранитоиды Сихотэ-Алиня

Иванова В.Л.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

В тектонически сложном районе центрального Сихотэ-Алиня, где стыкуются два генетически различных террейна: Самаркинский, представляющий фрагмент акреционной призмы юрского возраста, и Журавлевский, сложенный турбидитами мелового возраста [1], локализуются массивы гранитоидов разного состава, возраста и генезиса. Кроме того, этот узел осложнен крупными разломами: Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом и Тигринским надвигом.

Среди гранитоидов (рис. 1) выделяются три комплекса: дальненский (массивы Дальненский, Излучинский, Дальне-Арминский, шток Восток-2), арминский (массивы Водораздельный, Приисковый, шток Забытый) и бисерский (массивы Бисерский, Перевальный и мелкие тела в зоне ЦСАР). Различия в составе, рудной специализации этих комплексов (табл.), так же, как и локализация в различных тектонических блоках хорошо изучены в процессе съемочных и разведочных работ. Современные представления о тектонике и геодинамики района дают возможность объяснить некоторые спорные вопросы становления интрузивов, уточнить генезис магм и рудной нагрузки. Массивы дальненского комплекса прорывают породы Самаркинского террейна, т.е. вероятна генетическая связь образовавших их расплавов с акреционной призмой. Магма арминского комплекса испытала влияние пород Журавлевского террейна. Биссерские граниты локализованы в Самаркинском террейне непосредственно в зоне ЦСАР, разрываются последним и смещаются с образованием двух массивов: Перевальный и Бисерский [4].

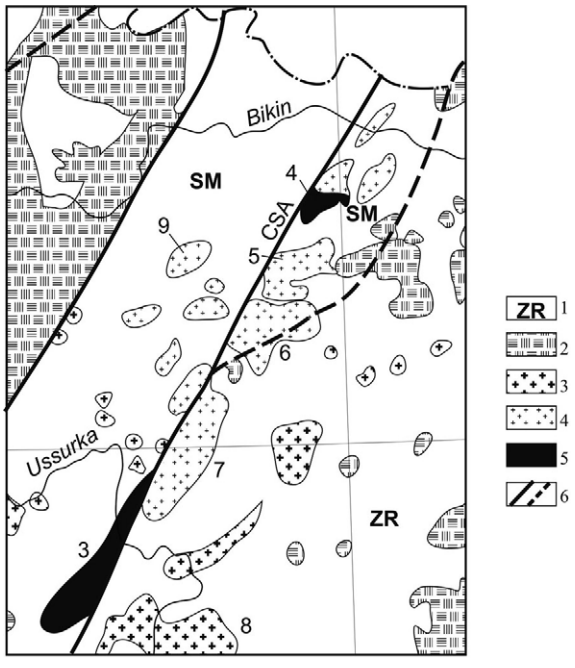


Рис. 1. Схема расположения массивов гранитоидов в районе ЦСАР.
1 – обозначение террейнов; 2 – эффузивы; 3 – граниты бисерского комплекса; 4 – гранитоиды арминского комплекса; 5 – гранитоиды дальненского комплекса; 6 – разломы и границы террейнов. Цифрами обозначены массивы: 3 – Перевальный; 4 – Биссерский; 5 – Дальненский; 6 – Излучинский; 7 – Дальне-арминский; 8 – Приисковый; 9 –Момбиассанский.

Необходимо обратить внимание на одну особенность дальненских гранитоидов: кварц в их составе имеет двуосную оптику с большими углами 2V (табл.) и кроме того, в зерне происходит «скрутка» индикатрисы с неизменным положением оси Ng и смещением ориентировки оси Np по кругу вслед за волнистым погасанием, т.е. кристаллы в процессе роста подвергались крутящему моменту. Двуосность кварца в породах других комплексов слабая, до нескольких градусов [2]. Так же как во фрагменте синсдвигового окраинного бассейна (Журавлевский террейн) [1] терригенные отложения имеют характерные структуры «гидротектонитов» [5], указывающие на неспокойную обстановку при консолидации осадков, так же и минералы гранитоидов несут информацию о неспокойной кристаллизации. Примером этому является двуосность кварца, которая дает основание связать становление Дальненского, Излучинского, Дальне-Арминского интрузивов со сдвиговыми перемещениями мелового возраста. Такому предположению не противоречит особенность эволюции расплава в указанных массивах, требующая мощной внешней энергии: происходит не только отделение от адамелитовой магмы второй гранитной фазы, но и образование остаточного вольфрамо-натровосиликатного расплава. Момбиассанский массив хоть и относится по всем признакам к дальненскому комплексу, но отличается локали-

Таблица. Отличительные признаки пород разных комплексов и рудоносных штоков

Комплекс, шток	**Порода**	**Геохимический тип**	**Рудная специализация**	**2V (град.), вид погасания кварца**
Дальненский	адамелит	андезитовый	W, Au, сульфиды	12-20, волн.
	гранит			11, 13, 16
Восток-2	гранодиорит, плагиогранит			6-8, 7-16, мозаичн.
Арминский	Адамелит, гранит	плюмазитовый	W, Sn, Li, F, редкие металлы	слабо двуосный
Забытый	Гранит, гранит-порфир			слабо двуосный
Биссерский	Гранит к.з., аплитовидный	плюмазитовый	Sn, Li,	слабо двуосный мозаичн. с вытянутыми индивидами.
Тигриный	Гранит-порфир	плюмазитовый	W, Sn, Li, F	одноосный

зацией к западу от Центрального разлома (в блоке, не потерпевшим активного сдвига), существенным содержанием магнетита, слабой двуосностью кварца и несколько иной дифференциацией магмы. Натровосиликатный расплав здесь не отделялся, не происходила и концентрация вольфрама, который остался рассеянным в породах и минералах интрузива. Особенности Момбиассанского массива показывают, что влияние на него сдвига не так очевидно. Мысль, что сдвиг по ЦСАР способствовал внедрению дальненских (татибинских) гранитоидов, высказывалась раньше геологами-съемщиками (обзор см. [4]).

На рис. 2 показан один из вариантов реконструкции соотношения блоков до внедрения дальненских гранитоидов. Видно, что совмещение массивов бисерских гранитов, весьма вероятно, но разлом со сдвигом пород Самаркинского террейна происходил,по-видимому, и до образования этих гранитов. Итак, с большой вероятностью можно считать дальненские гранитоиды и связанные с ними рудные процессы синсдвиговыми, арминский комплекс постсдвиговым (имеется в виду основная сдвиговая фаза), причем, рудоносные литий-фтористые флюиды, возможно, связаны с активностью уже более поздних сдвигов: Арминского, Забытого [6]. Бисерский комплекс тоже может оказаться синсдвиговым, но связанным с более ранними и менее активными подвижками: выплавление низкокальциевой близкой к эвтектике магмы не требовало такой мощной энергии, как в случае с магмой дальненского комплекса. Разная рудная специализация: олово-редкометальная бисерского и вольфрамо-сульфидная дальненского комплексов свидетельствует, по-видимому, о расплавлении разных пластин Самаркинской призмы.

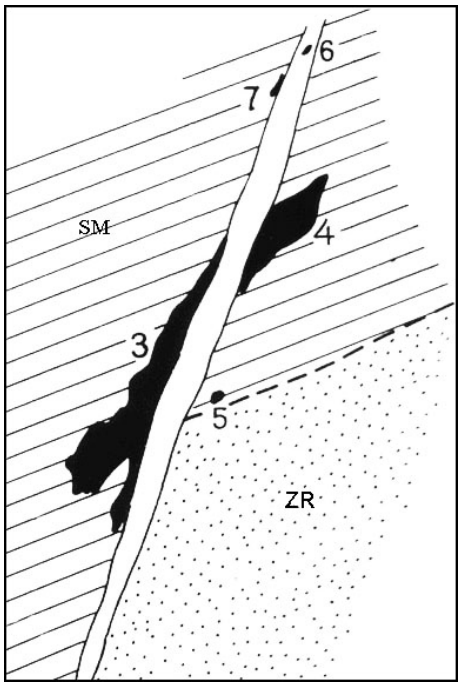


Рис. 2. Реконструкция положения гранитов бисерского комплекса до внедрения дальненского комплекса.
Цифрами обозначены массивы: 3 – Перевальный, 4 – Бисерский, 5 – кл. Скитаний, 7 – кл. Прямого.

Локализация зон генерации магмы – остается проблематичным вопросом. Даже разделение гранитоидов на I, S, A типы неоднозначно. Только дальненский комплекс и основные разности арминского комплекса четко относятся к I типу и к островодужным магмам, а гранит-порфиры Тигриного штока к A типу и внутриплитным магмам [3]. Кислые разности арминских плюмазитовых гранитов несут признаки и синколизионных пород, и внутриплитных, относятся к типу S, или лежат на границе S-A типов. Но эта неоднозначность становится понятной при учете того, что магмы генерировались в блоках литосферы различного генезиса, составляющих пеструю мозаику активной окраины континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.

2. Иванова В.Л. Оптическая двуосность кварца – аномалия или норма? // Структура и разнообразие минерального мира Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 273-274.

3. Иванова В.Л., Дудник А.Н. Особенности рудно-магматической системы месторождения Тигриного // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО СССР, 1991. С. 120-132.

4. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.

5. Размахнин Ю.Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня // Сов. геол., 1963. № 11. С. 116-121.

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

Геохимия гранитоидов Олекминского комплекса и вулканических пород Иргаинской свиты (Восточное Забайкалье)

Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Дриль С.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, Фаворского, 1а, Россия

В последнее время заметно возросло количество исследований, посвященных проблеме геодинамического моделирования процессов, которые протекали в палеозое в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом и в пределах Монголо-Охотского пояса (МОП) в частности, например [4]. Однако до настоящего момента многим актуальным проблемам не уделено должного внимания. Одной из таких проблем является природа Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна – возник ли этот палеоокеан активно, т.е. в результате раскола какого-то континентального блока, или существовал пассивно, как уцелевший фрагмент Палео-Азиатского океана, открывавшегося в Палеопацифику. Исследования осадочных и магматических комплексов юго-восточной (в современных координатах) окраины Западно-Станового террейна МОП, включенного в складчатое обрамление Северо-Азиатского кратона не позднее раннего палеозоя позволяет в определенной степени подойти к решению этих вопросов. Для более полного представления о геодинамических процессах, происходивших в раннем-среднем палеозое в этом регионе, ключевое значение имеет изотопно-геохимическая интерпретация состава вулканогенно-осадочных образований иргаинской свиты Восточного Забайкалья, а также гранитоидов олекминского комплекса, прорывающих отложения этой свиты.

Согласно существующим вещественным критериям палеогеодинамической интерпретации гранитоидов, раннепалеозойские магматические образования Западно-Становой структурно-формационной зоны (СФЗ) несут все признаки палингенных батолитов активных континентальных окраин (АКО), что отвечает современным палеогеодинамическим реконструкциям региона [2].

До настоящего времени нет надежных геологических данных для определения возраста гранитов олекминского комплекса. Однако, возраст гранитоидов олекминского комплекса определяется по прорыванию ими пород среднерифейской иргаинской свиты и кембрийской (?) солонцовской толщи. Описываемые гранитоиды, в свою очередь, перекрыты пермской куйтунской серией и прорваны позднепермскими интрузиями бичурского комплекса [1]. Некоторыми исследователями в разное время проводились определения абсолютного возраста отдельных гранитных массивов олекминского комплекса. Pb-Pb методом определения возраста по циркону были получены датировки в 660 млн. лет [1]. Выходы пород к северу г. Сретенска, согласно Rb-Sr датированию, имеют возраст 438±39 млн. лет, а возраст наложенных процессов оценен в 353±5 млн. лет [3]. Таким образом, вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского и позднепалеозойского.

По составу породы комплекса изменяются от роговообманково-биотитовых гранитов и гранодиоритов до лейкократовых и аплитовидных гранитов. Для большинства разновидностей пород характерны нормальные гранитные структуры. Из акцессорных минералов следует отметить монацит и повышенное содержание апатита, что является одним из важных отличительных признаков комплекса. Специфической особенностью геохимии комплекса является невысокая, но постоянная примесь ниобия (6-25 г/т).

Раннекарбоновые граниты выявлены в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (междуречье рр. Куэнга и Шилка), для которых нами получена Rb-Sr изохронная датировка с параметрами 319±12 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.70685±11, СКВО = 0,3. Низкая величина $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования.

Поведение редкоземельных элементов в гранитоидах комплекса подобно валовому составу верхней континентальной коры, но с чуть меньшей концентрацией тяжелой части спектра. Породы характеризуется суммарным содержанием REE от 110 до 144 г/т; умеренной степенью фракционирования легких лантоноидов относительно тяжелых, выражающейся величиной $La/Yb_{(N)}$, варьирующей в пределах 12.50-14.16; слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.54-0.65).

Иргаинская свита Восточного Забайкалья представляет собой вулканогенно-осадочную толщу, сложенную метабазитами, метатерригенными породами и микрокварцитами, а ее возраст условно принят как рифейский [1]. Отложения свиты сохранились фрагментарно в виде провесов кровли в обширных полях гранитоидов олекминского комплекса в междуречье рр. Куэнга и Шилка. Метабазиты представлены плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, реже – практически мономинеральными амфиболитами. Геохимически породы отвечают умеренно титанистым субщелочным базальтам, точки их составов на диаграмме Ti/Y – Nb/Y располагаются между полями базальтов N-MORB и OIB, в наибольшей степени соответствуя базальтам E-MORB. Спектр распределения REE умеренно обогащенный ($La/Yb_{(N)}$ = 5.0-8.2) при Eu/Eu* = 0.91-1.49.

Современный изотопный состав Sr в метабазальтах можно охарактеризовать как умеренно обогащенный – $^{87}Sr/^{86}Sr_{(изм)}$ = 0.704018-0.705671. Неопределенность возраста пород свиты делает невозможным точное определение величины $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$. Однако, опираясь на возраст прорывающих гранитов олекминского комплекса – 319 млн. лет, который будет обоснован ниже, можно приблизиться к оценке этой величины – $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.703577-0.705099. Эти величины вполне соответствуют характеристикам базальтов E-MORB [6], а также хорошо сопоставимы с изотопным составом Sr в метабазитах Ононского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса, представляющего собой среднепалеозойский аккреционный клин МОП [3].

Метатерригенные породы свиты представлены главным образом биотитовыми кристаллосланцами, для которых величины глиноземистого модуля (Al_2O_3/SiO_2) лежат в пределах 0.15-0.22, что позволяет считать наиболее вероятным осадочным протолитом метаосадочных пород глинисто-кремнистые сланцы. Среди них могут быть выделены как существенно натровые (K_2O/Na_2O = 0.2-0.5), так и существенно калиевые (K_2O/Na_2O = 1.9-2.4). При этом степень дифференцированности спектра REE в метаосадках обоих типов близка: $La/Yb_{(N)}$ = 12,2 в натровых и $La/Yb_{(N)}$ =8,2 – в калиевых.

Уровень накопления K, Rb, Ba в натровом типе осадков существенно ниже, чем в калиевом. При этом, мультикомпонентная диаграмма составов метаосадочных пород свиты свидетельствует о систематически более низких уровнях содержания большинства микроэлементов по сравнению со средним составом верхней континентальной коры.

Изотопный состав Sr в метаосадках также контрастен: в натровом низкорубидиевом типе пород величина $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.705926, тогда как в калиевом высокорубидиевом – $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.720313, что может быть объяснено с позиций существенных различий в природе источников сноса осадочного вещества в бассейн седиментации. Натровый тип осадков, обладающий при этом и высокими содержаниями Al_2O_3 (> 14.0%) и CaO (> 2.5%), мог формироваться при участии вулканогенного материала, поступающего с активной континентальной окраины. Этот вывод подтверждается и тем, что для большинства составов осадков иргаинской свиты, в первую очередь – натровых, с помощью дискриминационных диаграмм [6] в качестве геодинамической обстановки формирования реконструируется активная континентальная окраина.

Калиевый тип осадков (Al_2O_3 < 12.5%, CaO < 1.0%) должен был формироваться при размыве зрелой континентальной коры, сложенной преимущественно гранитоидами существенно калиевой специфики, обогащенных радиогенным стронцием. Кроме того, следует учитывать и возможную высокую степень химического выветривания осадочного материала. Этот процесс за счет более высокой устойчивости к химическому выветриванию калиевого полевого шпата по сравне-

нию с плагиоклазом, приводит к росту Rb/Sr отношения в продуктах выветривания [8], что определяет более высокий рост величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ с течением времени.

Отложения иргаинской свиты прорываются гранитоидами олекминского комплекса, породы которого широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Становой структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья [1, 3] или Западно-Станового террейна Монголо-Охотского пояса [4]. Возрастные рамки и «объем» олёкминского комплекса является предметом дискуссии [1, 3]. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известковощелочных палингенных гранитоидов, маркирующих южную границу Западно-Станового террейна МОП, вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476-431 млн. лет) и позднепалеозойского (343-318 млн. лет) [3]. Раннекарбоновые граниты выявлены в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (междуречье рр. Куэнга и Шилка), для которых получена Rb-Sr изохронная датировка с параметрами 319±12 млн. лет, $I_{(0)}Sr$ = = 0.70685±11, СКВО = 0.3. Низкая величина $I_{(0)}Sr$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования. Геохимические особенности гранитоидов не противоречат этому заключению, отвечая характеристикам синколлизионных или островодужных гранитов[7].

Таким образом, изотопно-геохимические особенности пород иргаинской свиты свидетельствуют о том, что подобная вулканогенно-осадочная ассоциация могла возникнуть в аккреционном клине, формировавшемся в раннем – среднем палеозое вдоль активной юго-восточной окраины Западно-Станового террейна МОП, а возрастные и вещественные характеристики гранитоидов, развитых вдоль юго-восточной границы Западно-Станового террейна МОП не противоречат выводу об ее активном характере в раннем-среднем палеозое.

Исследования выполняются при финансовой поддержке: грантов РФФИ 08-05-00660, РФФИ-09-05-00772, а также иинтеграционных проектов Президиума СО РАН № 23.2 и № 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. Чита, 1997. 239 с.

2. Казимировский М.Э. Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // Геохимия и геофизика, 2004. Т. 45. № 3. С. 347-362.

3. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика, 2002. Т. 43. № 11. С. 973-989.

4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.

5. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

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

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.

8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-346.

Петрогеохимические и геодинамические аспекты коллизионного вулканизма Малого Кавказа

Имамвердиев Н.А.[1], Мамедов М.Н.[1], Бабаева Г.Д.[2], Велиев А.А.[2], Гасангулиева М.Я.[2]

[1]Бакинский государственный университет, Геологический факультет
AZ1148, ул. З. Халилова, 23, inazim17@yahoo.com
[2]Институт геологии АН Азербайджана
AZ1143, пр. Джавида, 23А

Коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в развитии центрального сегмента Средиземноморского пояса начинался на рубеже маастрихта и палеоцена и продолжается до четвертичное время включительно [4]. М.И. Рустамов данный этап расчленяет на следующие подэтапы: мягкий – раннеколлизионный (65-35 млн. лет), жесткий – собственно коллизионный (35-15 млн. лет), хрупкий – позднеколлизионный (15-0 млн. лет). Эволюция коллизионной геодинамики начинался между внутренними плитами типа дуга-дуга и сменился типом континент-континент, который продолжался и в нарастающем темпе в поздних орогенных фазах позднеальпийского тектогенеза [4]. В пределах азербайджанской части Малого Кавказа кайнозойский вулканизм в основном проявился в различных прогибах, образуя вместе с интрузивными образованиями центральный, южный и северный вулкано-плутонические пояса [1].

Эоценовый вулканизм в *центральной части Малого Кавказа* приурочен в основном Кельбаджарскому, Шахдагскому и Казахскому прогибам, характеризующимся поперечным расположением по отношению к древним структурам. *В Кельбаджарском прогибе* вулканогенная толща проявилась в среднеэоценовое и позднеэоценовое время и образует непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс, принадлежащий известково-щелочному и частично субщелочному петрохимическим рядам. Эоценовые вулканиты *Шахдагского прогиба* по М.А. Мустафаеву [1], соответствуют трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, состоящей из трахибазальтов, шошонитов, базальтовых трахиандезитов, латитов, трахиандезитов, кварцевых латитов, трахидацитов, трахириолитов, а также пантеллеритов и комендитов. В небольших количествах отмечаются базальты, базальтовые андезиты, дациты и риолиты, соответствующие породам известково-щелочного ряда. Вулканогенный комплекс *Казахского прогиба* харктеризуются небольшим набором дифференциатов (базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты), характеризующие лавовую и пирокластическую фации и трахидолериты – субвулканическую. Эоценовый вулканизм проявился с различной интенсивностью по всему *Южному вулкано-плутоническому поясу* и выступает на территории Нахчыванской Автономной Республики и на склонах Зангезурского хребта, а отдельные фрагменты обнажаются на Мегри-Гюнейском и Баргушатском хребтах Армении, слагая вмещающие рамы гранитоидных массивов Мегри-Ордубадского батолитав ЮВ части Ордубадского синклинория. Вулканиты этого пояса представлены базальт-андезит-дацит-риолитовой (нижний эоцен) и трахибазальт-латит-трахиандезитовой (поздний эоцен) комплексами. *Северный вулкано-плутонический пояс* проявился в *Талышской* структурно-формационной зоне, которая приурочена к северному борту Малый Кавказ-Эльбурской складчатой системы. По М.Н. Мамедову [3] вулканиты этой зоны представлены трахибазальт-базальтовый трахиандезит-фонолитовым комплексом, принадлежащие субщелочным и щелочным рядам.

В пределах Малого Кавказа **позднекайнозойский вулканизм** охватывает часть Транскавказского поперечного поднятия (Ахалкалакская вулканическая область, Кечутская, Арагацкая вулкано-структурные подзоны) и Восточную вулканическую зону (Гегамское, Варденисское, Сюникское, Кафанское – на территории Армении, Карабахское, Кельбаджарское, Нахчыванское на территории Азербайджана).

Неогеновый вулканизм на Малом Кавказе проявился, начиная от среднего миоцена, верх-

него сармата, меотис-понта до верхнего плиоцена. В центральной части Малого Кавказа верхнесарматский вулканогенный комплекс с мощностью 200 м представлен дацит, риолит, риодацитами и их пирокластическими производными – дацитовыми и риолитовыми – витрокластическими туфами. Вулканогенный комплекс с мощностью 1150 м меотис-понтского возраста, представлен дацит-трахидацитами, андезит-трахиандезитами и кварцевыми латитами. Эти вулканогенные комплексы нами объединены в составе дифференцированной андезит-дацит-риолитовой ассоциации, принадлежащие высококалиевой известково-щелочной серии [2]. Судя по геологическим данным возраст формации определяется как позднемиоцен-нижнеплиоценовый.

Близкие по возрасту вулканические породы известны и в ряде других районов Малого Кавказа. Так, в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зонах развита андезит-дацитовая формация нижнеплиоценового возраста. Аналогичные породы развиты в пределах Гегамского, Варденисского нагорьях Армении.

Позднеплиоцен-четвертичные кислые вулканогенные образования как самостоятельный вулканизм широко развит в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В пределах Азербайджана они приурочены Кельбаджарским и Карабахским нагорьям и образуют куполовидные вулканы и ряд мелких экструзивных куполов (гг. Кечалдаг, Девегезы) с их лавовыми потоками, сложенные риолитами, риодацитами, их субщелочными разновидностями, а также обсидианами и перлитами.

Позднеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования, имеющие более основной и средний состав, охватывают весь Малый Кавказ, образуют обширные вулканические плато и крупные вулканы. Эти вулканогенные образования в Восточной зоне Армении и в пределах Азербайджана образуют непрерывную дифференцированную трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахитовую серию и охватывают Гегамское, Варденисское и Сюникское, Карабахское, Кельбаджарское нагорья.

В Кафанской зоне Армении в новейшее время образовались базанит-тефрит-пикробазальтовые серии.

По петролого-геохимическим данным палеогеновые вулканические комплексы южного и центрального пояса соответствуют вулканическим образованиям активных континентальных окраин. Породы этих комплексов слегка обогащены LILE и LREE и близки к вулканическим сериям формировавшиеся в островодужных обстановках. Вулканический комплекс северной – Талышской зоны обогащен LILE, HFSR и LREE и соответствует вулканическим образованиям задуговых рифтов. Неогеновые вулканиты обеднены совместимыми элементами и умеренно-сильно обогащены несовместимыми элементами (Ba, Th, La) и характеризуются высокими Th/Yb, Zr/Y отношениями. Верхнеплиоцен-четвертичные мафические и средние породы обогащены LILE, LREE и HFSE по отношению к MORB и оба имеют высокое LILE/HFSE отношение (например, Ba/Nb). В противоположность этому содержание Ti, Y и HREE более низкое по отношению к примитивной мантии. Известково-щелочные средние неогеновые породы в отличие от четвертичных субщелочных пород обеднены Ti-ном. Ba/Nb отношение в субщелочных породах также несколько ниже.

Важно отметить, что кайнозойские коллизионные вулканические ассоциации по распределению редких и редкоземельных элементов имеют примерно одинаковое распределение. На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы, которые более ясно выражены для салических пород. Кроме того, салические породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии. Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источником расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами. Наличие Nb-Ta минимума обычно считается характерной чертой надсубдукционного магматизма. В зонах субдукции, лежащие над мантийным клином K, Rb,

Th, La переходят в расплав, а Nb и Ta остаются в твердых перидотитовых реститах, вызывая истощения этими элементами магм, пророжденных мантийными клинами. Однако, наши образцы в отличие от базальтов островных дуг обогащены LILE. Высокое содержание La, Th, Ce, Pb в анализированных образцах можно объяснить и загрязнением материала Земной коры.

Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко K- и низко- HFSE водные флюиды.

В докладе с помощью различных диаграмм широко обсуждаются влияние субдукционных компонентов на образование коллизионных вулканических образований Малого Кавказа. Например, субдукционное обогащение исходного расплава эоцен-четвертичного вулканизма региона хорошо отражается на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb [5], которая отображает изменение отношение источника и влияние коровой контаминации. На этой диаграмме эоцен-четвертичные лавы Малого Кавказа располагаются субпараллельно мантийной линии, но были смещены в сторону высокого Th/Yb отношения. Эти данные показывают, что литосферный мантийный источник обогащен субдукционным компонентом. Можно предполагать, что от эоцена до антропогена вследствие увеличения астеносферного эффекта доля субдукционного компонента уменьшались. На $(Nb/Zr)_n$–Zr диаграмме все образцы эоценового возраста лежат на границе субдукционных и коллизионных магматических пород, неогеновые породы и позднеплиоцен-четвертичные салические породы лежат в поле коллизионных магматических пород. Позднеплиоцен-четвертичные субщелочные мафические же лавы находятся на границе между коллизионными и внутриплитными лавами. Эти данные показывают, что от эоцена до четвертичного времени доля субдукционного компонента уменьшается и увеличивается доля астеносферного мантийного компонента. Возможно отпечатки астеносферного поднятия (upwelling) со временем скрываются субдукционным процессом. Эти данные подтверждаются и Ba/Nb–La/Nb диаграммой. На этой диаграмме кайнозойские лавы образуют линейный тренд между значениями континентальной коры и материалами древней литосферной мантии с астеносферной магмой.

Итак, основные петрогеохимические данные показывают, что эоцен-четвертичные вулканиты образовались при различной степени плавления субдукционно-обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Отпечатки субдукции уменьшились при эволюции этих вулканических образований с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента от эоцена до четвертичного времени. Этот унаследованный субдукционный отпечаток в эоцен-четвертичных вулканитах указывает на существование мантийной литосферы под современной Турецко-Иранской плато, в том числе Малого Кавказа. Частичное расплавление поднимающейся астеносферы в Аравийско-Евразиатской коллизионной зоне способствовало большому обогащению содержаний щелочей для более молодых вулканитов магм, что вызвал региональную деламинацию (отслаивание) литосферной мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Азербайджана. Магматизм. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2001. Т. 3. 434 с.

2. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2000. 192 с.

3. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 1999. 400 с.

4. Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн-геодинамические события и процессы. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2005. 245 с.

5. Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altunkaynak Şafak. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint //International Geology Review, 2010. V. 52. Issue 4-6. P. 536-578.

Лампроиты Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь)

Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Кононов В.В., Сафронов П.П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Термин «лампроит» имеет двоякое значение. Под ним понимается флогопит-оливиновая (± лейцит, ± щелочной амфибол, ± клинопироксен) щелочная ультраосновная порода калиевого ряда. С другой стороны, многие относят к лампроитам семейство щелочных пород ультраосновного, основного и среднего состава калиевой серии, богатых летучими компонентами. В качестве главных минералов в разных сочетаниях указываются флогопит, биотит, оливин, пироксен, лейцит, санидин, амфибол (обычно щелочной) и некоторые другие. Лампроитам свойственны низкие содержания Ca, Al, Na и экстремально высокие содержания рассеянных элементов. Их обнаружение интересно из-за необычного (гибридного) химического состава, потенциальной алмазоносности и большой глубины образования лампроитовых магм.

Лампроиты Таухинского террейна представлены флогопит-оливиновой породой черного цвета палеогенового возраста (по двум предварительным определениям K-Ar методом, выполненным Будницким С.Ю. в лаборатории ДВГИ ДВО РАН – 65±10 и 62.2±2 млн. лет), слагающей дайку метровой мощности на контакте триасовых кремней и раннемеловых песчаников. Они относятся к щелочным ультраосновным (33.85-34.34% массы SiO_2) и высокожелезистым породам калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$) (табл.). Различия в содержаниях окислов в анализах 1 и 2 (см. табл.) связаны, главным образом, с сегрегацией зерен флогопита (неоднородностью пробы, из которой отбиралась навеска для ИСП АС анализа) и, в меньшей мере, с разной степенью хлоритизации этого минерала на постмагматической стадии процесса. Содержание K_2O в породе с введением поправки на хлоритизацию флогопита, рассчитанной по среднему составу этого минерала и содержанию Al_2O_3 в породе первоначально составляло примерно 2.27 масс. %. По содержанию SiO_2, суммы окислов Fe и составу оливина лампроиты Таухинского террейна близки к гортонолитовым дунитам, от которых отличаются высокой калиевостью и обогащением летучими компонентами и рассеянными элементами.

Таблица. Химический состав лампроитов Таухинского террейна.

№	образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3, FeO	P_2O_5	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O	ппп	Сумма
1	М-86-32	33.85	0.31	1.62	41.45*	0.26	19.09	0.34	2.09	0.08	0.72	н/о	н/о	99.81
2	М-86-32	34.34	0.31	3.18	32.18**	0.26	23.11	0.34	2.26	0.08	1.66			97.72

Примечание: Анализ 1 – выполнен методами ИСП АС и гравиметрии, * – все железо как трехвалентное. В анализе 2 приведены средние содержания по результатам 25 определений методом площадного сканирования на микроанализаторе; содержания TiO_2, P_2O_5, CaO и Na_2O, вследствие того, что они ниже уровня обнаружения прибором, взяты из анализа 1; ** – все железо как двухвалентное.

Фенокристаллы представлены флогопитом (главный), оливином, F-апатитом (редкий). Присутствуют, кроме того, крупные бесформенные выделения титаномагнетита и ильменита. Флогопит обогащен Cl, Fe и Al и относительно беден Si, место которого (до 0,27 ф.е.) занимает Al. Титаномагнетит содержит 0.10-0.15 ф.е. Ti, до 0.04 ф.е. Al и 0.02 ф.е. Mg. Ильменит отличается высоким содержанием Mn (0.11-0.20 ф.е.) и низким – Mg (до 0.03 ф.е).

Основная масса имеет микро-, мелкозернистую размерность. Она сложена оливином или оливином и небольшим флогопита, магнетита, ильменита и апатита. Основная масса содержит шестоватые, игольчатые и нитевидные кристаллы циркона, пересекающие границы зерен

других минералов. В ней присутствуют прожилковидные зонки стекла энстатитового состава $(Mg_{0,88}Fe_{0,15}Mn_{0,01})_{1,04}Si_{0,95}O_3*_{0,46}H_2O$ с включениями мелких игольчатых кристаллов циркона. Минеральный состав основной массы изменяется от почти мономинерального оливинового до флогопит-оливинового с небольшим количеством других минералов. Оливин представлен гортонолитом, содержащим 45-49 мол. % железистого минала. В краевых частях оливиновых зерен нередко присутствуют более железистые каемки (Fe_2SiO_4 = 56-63 мол) (рис. 2). Магнетит беден Ti и совсем не содержит Mg и Al. Ильменит относится к богатой Mn (0.38-0.51 ф.е.) и бедной Mg (до 0.02 ф.е.) разновидности.

В лампроитах Таухинского террейна присутствуют маломощные шлироподобные и мелкие гнездообразные обособления тремолитового (с небольшим количеством апатита и флогопита), а также магнетитового (с арсенидами Ni, Co и Fe), ильменит-магнетитового (с выделениями пир-

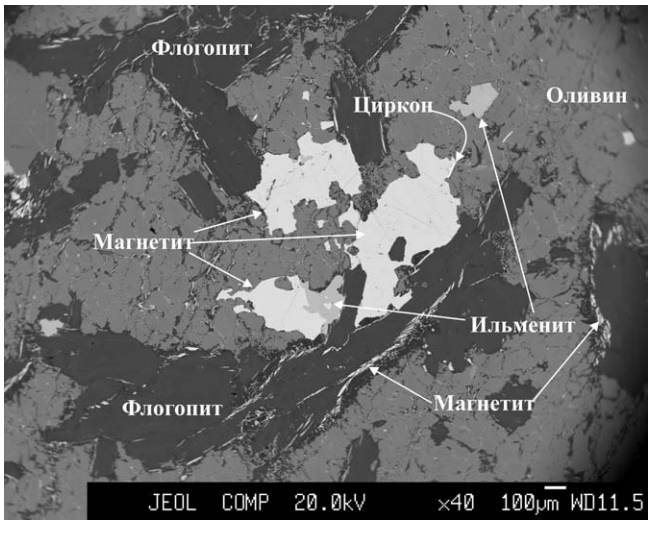


Рис. 1. Титаномагнетит и ильменит в лампроитах Таухинского террейна. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

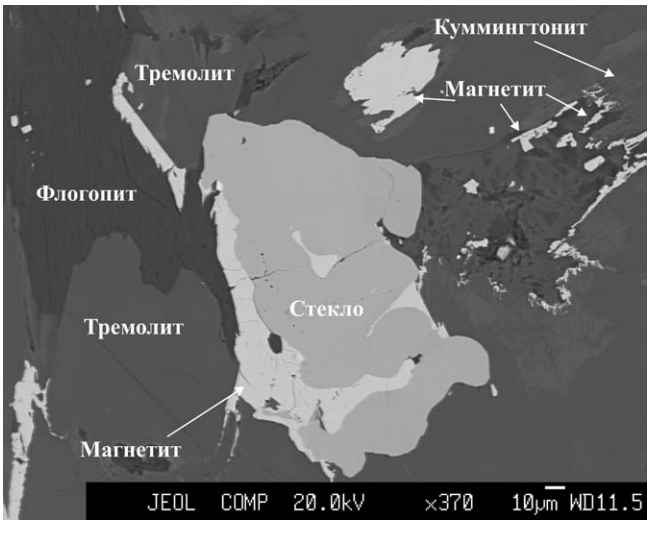


Рис. 3. Обособления магнетита и обогащенного титаном стекла оливинового состава. Обр. Ш-86-31. Вид в отраженных электронах.

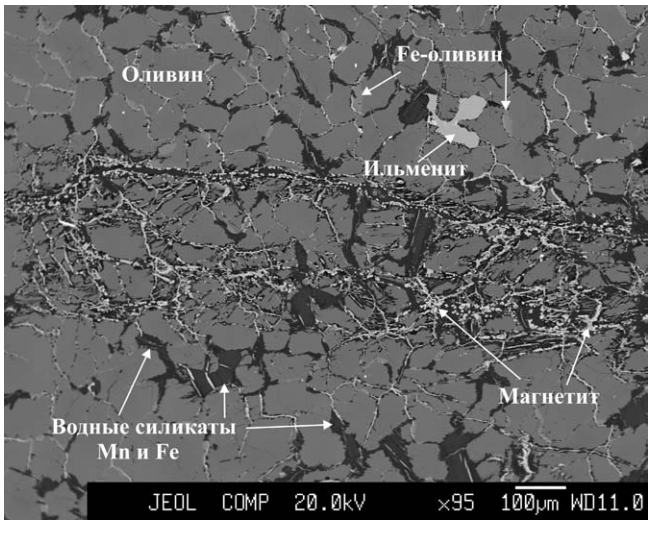


Рис. 2. Магнетит и водные силикаты Mn и Fe, выполняющие зонку эксплозивного дробления и пространство между зернами оливина. Видны железистые каемки в краевых частях оливиновых зерен (более светлые участки). Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

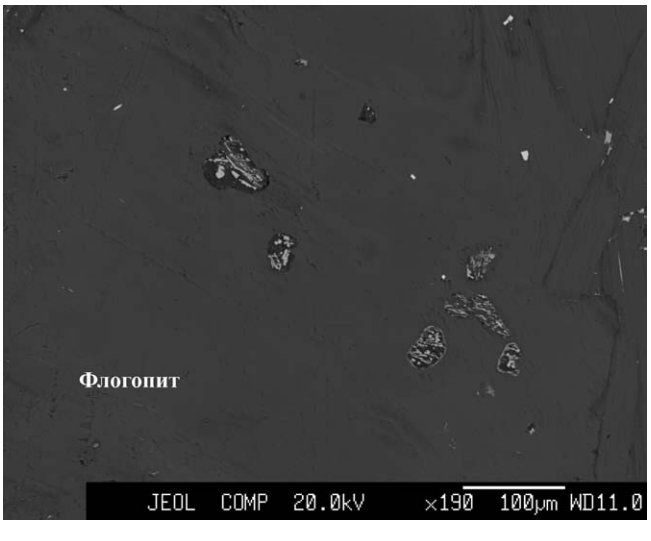


Рис. 4. Оплавленные и разложенные на серпентин и магнетит оливиновые зерна и их обломки в флогопите. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

ротина в результате распада твердого раствора) и пирротинового или магнетит-пирротинового состава. Встречаются выделения, выполненные магнетитом и обогащенным титаном стеклом оливинового состава $(Mg_{0,88}Ca_{0,14}Fe_{0,77}Mn_{0,18})_{1,97}(SiO_4)_{1,03}$*0,57$(Ti_{0,83}Al_{0,17})_{1,00}O_2$ (рис. 3). Структурные особенности таких выделений свидетельствуют об имевших место случаях расслоения магматического расплава (отделения небольших количеств обогащенной Mg, Ca и бедной щелочами, Fe, Ti и Al силикатной, а также обогащенной Fe, Ti, Ni и Co сульфидно-оксидной и сульфидно-оксидно-силикатной жидкости).

В фенокристаллах лампроитов присутствуют мелкие включения разнообразного состава и происхождения. В оливине отмечались оплавленные обломки пористого оливинового стекла и остроугольные обломки нацело серпентинизированной породы. В флогопите встречаются

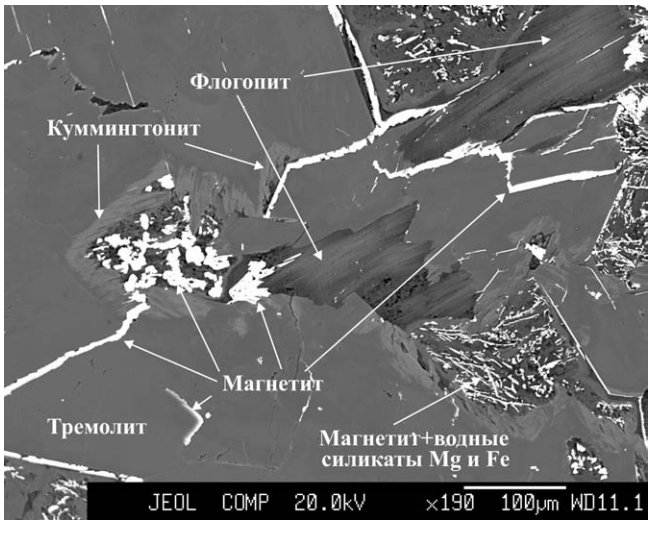


Рис. 5. Частично контаминированные, разложенные на антигорит и магнетит кристаллы оливина (?) с келифитовой каймой куммингтонитового состава. Обр. Ш-86-31. Вид в отраженных электронах.

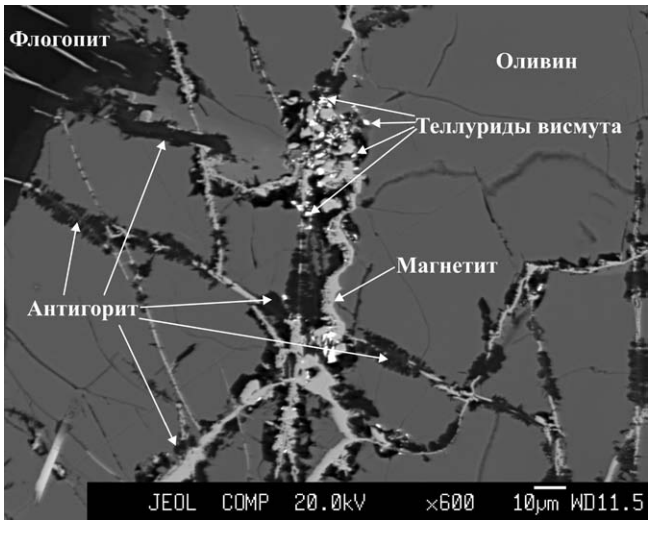


Рис. 6. Антигорит, магнетит и теллуриды Bi, выполняющие в зонку эксплозивного дробления. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

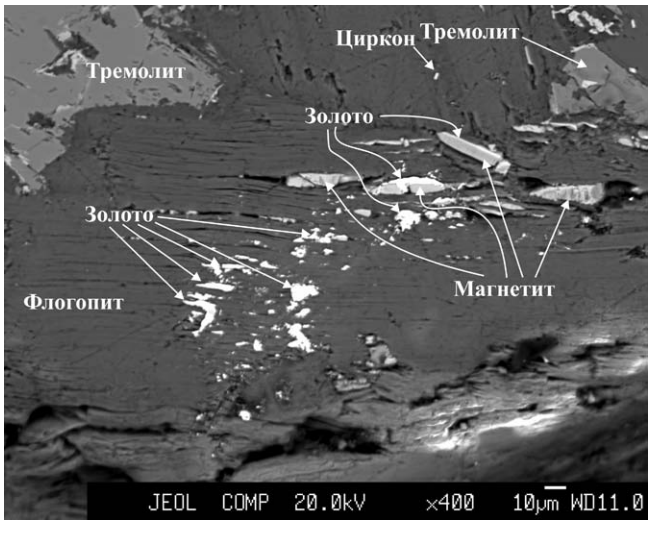


Рис. 7. Приуроченность зерен твердого раствора Au, Cu, Zn и Ni (яркое) к плоскостям спайности в флогопите и к границам зерен магнетита.

многочисленные игольчатые и нитевидные кристаллы циркона, оплавленные и разложенные на серпентин и магнетит обломки оливиновых (рис. 4) и ферросилитовых зерен, обломочные поликристаллические зерна калиевого полевого шпата и кислого плагио-клаза, почти нацело резорбированные, нередко оплавленные включения богатого Zn (10-24 ф.е. мол. % ганита) плейоначта (25-48 мол. % герцинита и 27-40 мол. % шпинели) с небольшим количеством (1-11 мол. %) магнетитового минала, нередко окруженные каемками хлорита. Иногда кристаллы такой шпинели образуют срастания с богатым Al (до 0.28 ф.е.) Ti-, Cr-,V-, и Zn-содержащим магнетитом и включают кристаллы этого минерала. В апатите встречаются включения циркона, скопления призматических кристаллов (с квадратным сечением) обогащенного Al и Si эсколаита, заполняющие пустоты растворения кристаллов более раннего, очевидно, хромистого минерала (возможно шпинели или граната). В кристаллах тремолита при наблюдении в отраженных электронах видны контуры полностью контаминированных обломочных зерен. Присутствуют, кроме того, включения крупных частично контаминированных кристаллов оливина (?), центральные части которых разложены на серпентин и магнетит, а краевые замещены куммингтонитом (рис. 5), а также полуразложенных кристаллов энстатита. В лампроитах присутствует комплекс минералов, возникших после полной раскристаллизации расплава в результате изменения этих пород. К этим минералам относятся антигорит, тальк, миннесотаит, сепиолит, девейлит, анкерит, кутнагорит, сидерит, магнетит, брейтгауптит, никелин, хедлейит, кобальтин, цумоит, твердый раствор Au, Cu, Zn и Ni, палладистое и т.н. «медистое Au», выполняющие межзерновое пространство, зонки эксплозивного дробления и прожилки в лампроитах.

Деламинация континентальной литосферы и сопутствующий магматизм

Киселев А.И.[1], Гордиенко И.В.[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, akiselev@crust.irk.ru
[2]Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, gord@pres.bscnet.ru

Механическое отслоение и погружение мантийной литосферы называют деламинацией. Впервые термин «деламинация» был предложен П. Бердом [3], согласно которому литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. Г. Хаусман и др. [6] предложили другой механизм, который обусловлен гравитационной (конвективной) нестабильностью низов тектонически утолщенной литосферы, сопровождаемой полным или частичным отделением ее мантийной части и погружением в астеносферу.

Континентальная литосфера характеризуется варьирующей мощностью (150-300 км) и более дробной стратификацией по сравнению с океанической литосферой. Ее составляющими являются высоко плавучая богатая кварцем 2-3-слойная кора (30-70 км) и отрицательно или нейтрально плавучая богатая оливином мантийная часть литосферы (60-250 км). Верхняя кора хрупко-упругая, нижняя – пластичная и может иметь вязкость 10^{20}–10^{21} пуаз при T = 250-400° C. В мантийной литосфере пластичный крип активизируется при более высокой температуре (750-800° C). Данное обстоятельство подразумевает присутствие слабого слоя (нижняя или средняя кора) между прочной верхней корой и литосферной мантией, что позволяет им деформироваться относительно независимо друг от друга вплоть до механического отделения.

Деламинация как следствие тектонического утолщения в коллизионных орогенах. Когда комбинируются термальный и вещественный параметры, определяющие мантийную литосферу, то она имеет более низкую плотность, чем нижележащая астеносфера. Однако в процессе сжатия литосфера становится более толстой и нестабильной вследствие ее квазиизотермического «вдавливания» в астеносферу. В этих условиях мантийная литосфера может деламинировать, в том числе вместе с нижней корой в случае ее эклогитизации после критического

количества сокращения. Инверсия плотностей может быть реализована в коллизионных орогенах, где компрессионное утолщение литосферы сменяется коллапсом растяжения. Полный орогенический цикл содержит три стадии развития: 1) коллизия, утолщение, поднятие топографической поверхности, образование корового и литосферного корня; 2) метаморфизм корового корня и/или деламинация корового корня или литосферной мантии; 3) коллапс растяжения орогена и переуравновешивание Мохо.

Деламинация нижней коры. Фазовый переход базальт – эклогит. Значительный вклад в инверсию плотностей между литосферой и астеносферой оказывает фазовый переход базальта в более плотную модификацию – эклогит. При этом низкобарический Px+Pl+Ol парагенезис минералов превращается в высокобарический эклогит, сложенный пироповым гранатом и омфацитом. Плотность эклогита на 6% выше плотности исходного субстрата. Она сопоставима или может превышать плотность нижележащей мантии. В континентальных регионах с тонкой корой (< 45 км) нижняя кора при любых вариациях состава должна иметь плотность более низкую чем у мантии. Наоборот, в районах, где сжатие приводит к утолщению коры более 50 км (в Тибете – до 70 км), породы базальтового состава в нижней коре испытывают большое плотностное увеличение при переходе в эклогиты и имеют тенденцию к погружению. В регионах с толстой корой если литосферная мантия деламинирует, то вместе деламинирует и нижняя часть коры.

Роль флюидов в процессах эклогитизации и деламинации нижней коры в коллизионных орогенах. При крайне малом количестве флюидов нижняя кора может длительное время находиться в метастабильном состоянии. Некоторые исследователи придают решающее значение флюидам и деформации в реализации эклогитового метморфизма, а не температуре и давлению [8]. Эклогитизация сопровождается уменьшением прочности и в этом смысле эклогиты менее прочные, чем их протолит. В зонах высоких деформаций эклогиты рассланцованы и пластически деформированы. Эти процессы усиливаются в присутствии воды. Метаморфические реакции увеличивают пластичность за счет уменьшения зернистости и присутствия метаморфического флюида. Таким образом эклогитизация уменьшает прочность коры. Высокая плотность эклогитов и наличие вышележащего ослабленного слоя дестабилизирует нижнюю кору, увеличивая при этом отрицательную плавучесть нижележащей литосферной мантии [1].

Метаморфизм сухой нижней коры стимулируется инфильтрацией флюида: при соответствующих P-T условиях, отвечающих эклогитовой фации, реакции будут происходить быстро с уменьшением объема системы на 10-15%. Это уменьшение вызывает дальнейшую инфильтрацию флюида, завершение эклогитизации нижней коры и ее деламинацию. Если инфильтрация флюида не происходит, то в этом случае утолщенная нижняя кора орогена может оставаться в метастабильном состоянии неопределенное долгое время (сотни млн. лет). Таким образом, эволюция орогенов на финальной стадии своего развития определяется флюидным режимом нижней коры. Естественно, процессы внутрикорового магмобразования в коллизионных орогенах, испытавших деламинацию, должны существенно отличаться от таковых в орогенах, где деламинация не имела места.

Утяжеление литосферной мантии в результате магматического подслаивания (magmatic underplating) и рефертилизации. Если низы литосферы находятся в поле стабильности эклогита, то интрудирующиее ее расплавы или мафические кумуляты могут трансформироваться в ее пределах в виде эклогитов. Каждые 10% эклогита будут увеличивать плотность мантийной литосферы примерно на 1% и приводить к ее нестабильности.

Деламинация при плюм-литосферном взаимодействии. При подъеме плюма к основанию литосферы происходит дестабилизация холодной более плотной литосферы (нестабильность Релея-Тейлора), которая выражается в следующим: 1) региональное сводовое поднятие; 2) механическая эрозия литосферы над центром головы плюма и ее дифференциальное утонение при латеральном растекании; 3) деламинация литосферной мантии, причем в краевых частях головы плюма возвратное течение плюмового вещества «заталкивает» обрушенные части

литосферы до глубины 400-500 км [4]. Апвелинг горячего плюмового материала может достигать границы Мохо. При этом происходит его адиабатическое плавление, нагревание коры и образование внутрикоровых расплавов.

Деламинационный магматизм. Гравитационное обрушение низов тектонически утолщенной литосферы в коллизионных орогенах и аккретированных дугах вызывает апвеллинг относительно горячей астеносферы, ее декомпрессионное плавление и базальтовый андерплейтинг в местах литосферного утонения. Базальтовые расплавы являются источником тепла для внутрикорового плавления и в то же время могут непосредственно участвовать в образовании кислых магм. Например, в большинстве син- и посторогенных гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса содержится ювенильный мантийный компонент [7]. Постколлизионные гранитоиды в ЦАСП (в частности, гиганский Ангаро-Витимский батолит) могут быть генетически связаны с повторной деламинацией, обусловленной плюм-литосферным взаимодействием.

В пределах древних кратонов толстая (200 км и более) тугоплавкая в результате архейского базальт-коматиитового истощения литосфера имеет положительную плавучесть относительно конвектирующей мантии. Однако имеются весомые доказательства фертилизации литосферы посредством флюидного-магматического воздействия [9]. Иньекции базальтовых расплавов и их трансформация в эклогиты приводили к увеличению ее плотности ее основания в определенных районах [5]. При плюм-литосферном взаимодействии именно в них в первую очередь происходило гравитационное обрушение низов литосферы и ее погружение. В этой ситуации базальтовый магматизм сочетается с образованием малообъемных высоко флюидизированных щелочно-ультраосновных расплавов. Судя по находкам включений высокобарных мэйджоритовых гранатов в якутский алмазах, подобные расплавы могли возникать в переходной зоне мантии на глубине 400 и более км. [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00444).

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 20-29.

2. Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2010. Т. 432. № 6. С. 811-814.

3. Bird P. Continental delamination and the Colorado plateau // J. Geophys. Res., 1979. V. 84. N. B13. P. 7561-7571.

4. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head-lithosphere interactions near intra-continental boundaries // Tectonophysics, 2007. V. 434. P. 15-38.

5. Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination, in Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C., and Anderson D.L. Plates, plumes and paradigms: Geological Society of America Special Paper 388. 2005. P. 449-462.

6. Houseman J.A., McKenzie D.P., and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res., 1981. V. 86. N. B7. P. 6115-6132.

7. Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. Geol. Soc., London, Spec. Publications 226. 2004. P. 73-100.

8. Leech M.L. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse // Earth Planet. Sci. Let., 2001. V. 185. P. 149-159.

9. Zhang H-F., Goldstein S.L., Zhou X-H., Sun M., Cai Y. Comprehensive refertilization of lithosphere mantle beneath the North China Craton: futher Os-Sr-Nd isotopic constraints // J. Geol. Soc. London, 2009. V. 166. N. 2. P. 249-259.

Природа Анюйского метамофического купола (Сихотэ-Алинь)

Крук Н.Н.[1], Симаненко В.П.[2], Голозубов В.В.[2],
Ковач В.П.[3], Владимиров В.Г.[1], Касаткин С.А.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

В последние десятилетия с развитием методов «тонкой» (в том числе изотопной) геохимии и прецизионной геохронологии появился «вал» новых данных, свидетельствующих о том, что метаморфические блоки, заключенные внутри коллажа более молодых складчатых сооружений и интерпретировавшиеся ранее как фрагменты раннедокембрийского кристаллического основания (выступы, срединные массивы, микроконтиненты и т.д.) в действительности имеют молодой возраст и представляют собой фрагменты верхней коры, ремобилизованные в результате фанерозойских аккреционно-коллизионных процессов. В этой связи реконструкция природы блоков (террейнов), сложенных породами высоких степеней метаморфизма, является неизменно важной задачей, решение которой актуально для широкого круга вопросов фундаментальной и региональной геологии.

В данной работе излагаются результаты изучения пород Анюйского метаморфического блока (купола), расположенного в северном Сихотэ-Алине. По данным Б. Натальина с соавторами [3] здесь в пределах антиформной структуры северо-восточного простирания, ограниченной разломами от окружающих слабометаморфизованных юрско-меловых толщ, выделены следующие литостратиграфические единицы (снизу вверх): 1) слабометаморфизованные песчаники и филлиты; 2) гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации, содержащих гранат, кордиерит, силлиманит и калиевый полевой шпат; 3) мигматиты и мигматизированные гнейсы; 4) офиолитовый покров, сложенный базальтами, габброидами, ультрабазитами и кремнями. По данным [3] кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты принадлежат фундаменту Анюйского микроконтинета (докембрийского или палеозойского возраста), в то время как слабометаморфизованные вулканогенные и осадочные породы представляют собой фрагменты мезозойских аккреционных комплексов, тектонически совмещенных с высокометаморфизованными толщами в меловое время. Результаты структурных исследований, проведенных авторами, позволили выявить два этапа тектонических деформаций: а) надвиговые деформации, связываемые авторами с перемещением офиолитового покрова в восточном направлении и б) поздние деформации, преимущественно в виде пологих сбросов, отвечавшие по [3] «развалу» куполовидной структуры.

Возраст поздних деформаций по данным Ar-Ar датирования соответствует интервалу 58-73 млн. лет. В то же время наиболее древние Ar-Ar даты, полученные по метаморфическим породам (112-110 млн. лет) авторы интерпретируют как рубеж повсеместной переустановки в древних породах радиогенных систем в связи с внедрением гранитоидов хунгарийской серии.

Сопоставление вещественного состава пород Анюйского купола (слабометаморфизованных песчаников и филлитов зоны 1 и немигматизированных гнейсов зоны 2 с неметаморфизованными осадками Самаркинской аккреционной призмы в юго-западном обрамлении купола показало наличие в каждой из изученных групп существенных вариаций состава пород, размах которых возрастает с увеличением степени метаморфизма. При этом были отмечены следующие закономерности:

По соотношениям SiO_2, Al_2O_3 и фемических элементов три изученных группы пород практически неразличимы. На диаграмме Неелова [4] области их составов полностью перекрываются, попадая в поля олигомиктовых и граувакковых алевролитов, значительно реже – граувакковых и полимиктовых песчаников, кислых туффитов и силицилитов. На диаграмме Мейнарда [6] осадочные породы Самаркинской призмы и биотитовые сланцы зоны 1 тяготеют к полям А2 (фельзический и плутонический материал развитых островных дуг) и АСМ (активная окраина континентов). В эту же зону попадает абсолютное большинство точек составов гнейсов, в то время как отдельные точки лежат в поле составов пород пассивных континентальных окраин, что явля-

ется следствием более высокого K/Na отношения.

По содержаниям типоморфных редких элементов осадочные породы Самаркинской аккреционной призмы и биотитовые сланцы зоны 1 не обнаруживают значимых различий. Те и другие по редкоэлементным характеристикам занимают промежуточное положение между составом верхней континентальной коры и валовым составом континентальной коры (по [5]), характеризуясь умеренными концентрациями Rb (60-110 г/т), Sr (110-180 г/т), Y (13-26 г/т) при близкларковых концентрациях Zr (130-220 г/т), Hf (3.8-6.4 г/т), Th (5-15 г/т), РЗЭ (90-180 г/т). Для пород характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 8.2-10.0 и европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0.55-0.7). Для пород характерно избирательное обеднение Ta и Nb (Ce/Nb = 4.6-5.8; Th/Ta = 7-16), свидетельствующее о значительной роли в источнике осадочных пород «надсубдукционного» материала.

Немигматизированные и слабомигматизированные гнейсы зоны 2 при статистической оценке значимо отличаются от описанных выше пород более высокими концентрациями Rb, Zr, Nb, Ta, Ba, пониженными содержаниями Y и Yb. В то же время, для гнейсов характерна максимальная дисперсия составов: среди них встречаются как породы, в геохимическом отношении полностью идентичные описанным выше сланцам и неметаморфизованным осадкам, так и разности, обогащенные перечисленными выше элементами, имеющие более «крутые» спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 11-12 и Eu/Eu* = 0.4-0.5.

Мигматизированные разности гнейсов зоны 3 отличаются от немигматизированных пород повышенной кремнекислотностью, пониженной глиноземистостью и калиевостью, пониженными содержаниями Rb, Zr, Nb, Th, Ba. Спектры распределения РЗЭ в них, как правило, более пологие ($(La/Yb)_N$ – до 6-8 в наиболее кремнекислых разностях), европиевый минимум выражен слабее.

Таким образом, геохимические данные указывают на то, что протолиты значительной части гнейсов были идентичны по составу сланцам зоны 1 и неметаморфизованным осадочным породам обрамления. Наблюдаемая дисперсия составов гнейсов может объясняться как присутствием среди протолитов высокометаморфизованных пород более «зрелых» субстратов, так и перераспределением вещества в процессе мигматизации и анатексиса.

В пользу генетического единства осадочных пород, сланец и гнейсов свидетельствуют и данные Sm-Nd изотопных исследований. Модельные Sm-Nd возраста для песчаника, биотитового сланца зоны 1 и гранатового гнейса зоны 2 составили, соответственно 1.23, 1.4 и 1.33 млрд. лет, а значения параметра $\varepsilon_{Nd}(T)$, пересчитанные на возраст отложения осадочных пород Самаркинской призмы, соответственно -4.5, -6 и -5.4 (что не является достоверным различием в рамках точности данного метода).

Дополнительно необходимо отметить, что во всех изученных комплексах наряду с породами метапелитового состава встречены прослои метабазитов. Среди неметаморфизованных пород Самаркинской призмы они имеют вид прослоев тонкоплитчатых сланцев, среди биотитовых сланцев зоны 1 выглядят как альбит-хлорит-эпидотовые сланцы, среди гнейсов зоны 2 – как амфиболиты. Состав метабазитов во всех случаях близок и отвечает океаническим базальтам с вариациями от N-MORB до E-MORB.

Структурно-кинематические исследования мигматизированных гранат-двуслюдяных гнейсов [1] показали, что мигматизация, формирование лейкосом и обособление парааутохтонных лейкогранитов происходили в условиях вязкопластичного течения и характеризовались развитием пологих деформаций с транспортом вещества в юго-западном направлении. Это фиксируется многочисленными структурными индикаторами (складки волочения, структуры растяжения C/C` и C/C`/S типа и др.). Анатексис сопровождался внедрением в метаморфическую толщу мелких тел и жил гранитоидов, в которых наблюдается сининьекционная полосчатость, совпадающая с гнейсовидностью вмещающих пород. Жилы гранитов вовлекаются в вязкие деформации совместно с метаморфическими породами.

Таким образом, проведенные исследования показали, что протолиты большей части высокометаморфизованных пород Анюйского купола не отличаются в геохимическом и изотопном отношении от слабометаморфизованных осадочных толщ обрамления, а сами процессы ультраметаморфизма, скорее всего, обусловлены процессами корового гранитообразования (а не ростом температуры и давления за счет погружения стратифицированных толщ на большую глубину, что следовало бы ожидать для фундамента древнего блока). Это позволяет предполагать, что Анюйский блок (купол) не является выступом древнего кристаллического фундамента, а представляет собой комплекс метаморфического ядра кордильерского типа (вероятно мезозойского возраста). Необходимо отметить, что сходная точка зрения ранее была высказана Э.П. Изохом [1]. Для окончательного решения вопроса необходимо прямое изотопное датирование метаморфитов и анатектических гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН и ДВО РАН (проекты № 13 СО РАН, 09-I-ОНЗ-01 и 09-III-А-08-408 ДВО РАН) и РФФИ (проект № 10-05-00486).

ЛИТЕРАТУРА

1. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение // М.: Наука, 1967. 383 с.

2. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Владимиров В.Г. и др. Природа мигматизации в гнейсах Анюйского купола (северный Сихотэ-Алинь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 144-145.

3. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 1994. № 6. С. 3-25.

4. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

6. Maynard J.B. et al. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1982. V. 10. P. 551-561.

Позднедевонский (франский) магматизм Горного Алтая как показатель инверсии геодинамического режима активной континентальной окраины

Крук Н.Н.[1], Тимкин В.И.[2], Крупчатников В.И.[2], Шокальский С.П.[3]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Алтайский край, с. Малоенисейское
[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского г. Санкт-Петербург

Девон-раннекаменноугольная геодинамическая история западной части Алтае-Саянской складчатой области традиционно интерпретируется как достаточно протяженный этап существования активной континентальной окраины (АКО) андского типа [1, 8 и др.]. Погружение литосферы Объ-Зайсанского палеоокеанического бассейна под края Сибирского и Казахстанского континентов привело к формированию двух окраинно-континентальных вулканно-плутонических поясов: Алтайского и Жарма-Саурского. Считается, что активная континентальная окраина с субдукцией существовала вплоть до рубежа раннего-среднего карбона, когда произошла коллизия Сибири и Казахстана.

Полученные в последние годы новые геологические, геохимические, геохронологические и изотопные данные по магматическим комплексам Алтая свидетельствуют о том, что девон-раннекаменноугольная континентальная окраина в этом регионе имела сложную природу и в ее истории периоды субдукции сменялись эпизодами трансформного сдвига. Моменты инверсии геодинамического режима маркируются специфическим магматизмом. Наиболее ярким из них является эпизод, соответствующий франскому веку позднего девона, описанию которого

посвящена данная работа.

АКО андского типа на границе Сибирского континента была сформирована в конце раннего девона. Начальный этап ее образования фиксируется вспышкой известково-щелочного и субщелочного интрузивного магматизма в обрамлении долгоживущих разломов, отделяющих территорию Горного Алтая от блоков более древней консолидации, расположенных восточнее [9, 12]. Затем, начиная с позднего эмса до конца живета на Алтае и в сопредельных регионах (Салаир, Горная Шория, Кузнецкий Алатау, Северная Монголия и т.д.) была сформирована система вулканических поясов [1, 11].

Вулканогенно-осадочные толщи этих поясов сложены дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми сериями нормальной и слабо повышенной щелочности с типичной для субдукционных окраин зональностью с возрастанием щелочности и калиевости вглубь континента. Геохимические и изотопные характеристики базальтов свидетельствуют о формировании их за счет вещества мантийного клина, а формирование кислых вулканитов связывается с анатексисом субстратов нижней коры [5, 10].

На рубеже живета и франа характер магматизма АКО резко изменился. Произошло отмирание вулканических поясов в ее центральной и тыловой частях окраины. На их месте после незначительного перерыва сформировались локальные вулканические центры и ареалы, эволюционировавшие в антидромной последовательности и сложенные породами с «внутриплитными» геохимическими характеристиками, включая субщелочные и щелочные базальты, обогащенные Ti, P, Ta, Nb, Zr и Y. В то же время во фронтальной части АКО, в Рудном Алтае, бимодальные вулканические серии сменились унимодальными с преобладанием андезитов (примечательно, что именно к этому рубежу приурочена значительная часть полиметаллических месторождений Рудного Алтая).

Одновременно с проявлением «внутриплитного» вулканизма на территории Горного Алтая произошло формирование многочисленных мелких интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами гипабиссальной фации. Эти мелкие массивы формируют несколько изолированных ареалов (Майорский на северо-западе Горного Алтая, Ануйский и Бирюксинский – на севере, Катунский – на востоке, Яломанский – в центральной части Горного Алтая). Перечисленные ареалы в большинстве случаев тяготеют к районам распространения среднедевонских вулканитов активной континентальной окраины, однако само размещение ареалов не демонстрирует какой-либо зональности (продольной или поперечной) относительно палеокрая Сибирского континента.

Возраст гипабиссальных габбро-гранитных интрузий по данным U-Pb изотопного датирования составляет 384-380 млн. лет [2, 6].

Габброиды этих ассоциаций относятся к низкотитанистым породам нормального и умеренно-щелочного рядов. Гранитоиды обнаруживают значительные вариации по щелочности и калиевости (от известково-щелочных гранодиоритов и меланогранитов через умеренно-щелочные до щелочных гранит-лейкогранитов). Примечательно, что «классическая» зональность АКО с возрастанием щелочности и калиевости магматических образований вглубь континента на этом этапе была нарушена. Во фронтальной части (Рудный Алтай) наряду с вулканитами нормальной щелочности появились умеренно-щелочные разности. Проявления субщелочно-габброидного магматизма приурочены исключительно к Майорскому ареалу в северо-западной части Горного Алтая, в то время как восточнее (т.е. на большем удалении от края палеоконтинента) в Топольнинском и Киндерлинском ареалах проявлены основные породы нормального ряда. Основные объемы щелочных гранитоидов, обогащенных K, высокозарядными литофильными и редкоземельными элементами, также приурочены к северо-западной (Майорский ареал) и северной (Ануйский ареал) частям Горного Алтая, в то время как массивы Катунского ареале на северо-востоке Горного Алтая сложены гранитоидами нормальной щелочности и «стандартного» геохимического типа.

Изотопные характеристики франских базитов резко отличны от наблюдаемых в среднедевонских базальтах АКО. Если для последних $\varepsilon_{Nd}(T)$ составляет +2…+3, то для франских вулкани-

тов OIB оно равно +5…+6, а известково-щелочные габброиды имеют промежуточные характеристики (около +4). Изотопный состав Nd близок для гранитоидов разных геохимических типов ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +2.2…+3.7) и не обнаруживает значимых корреляций с изотопными характеристиками верхнекоровых протолитов вмещающих геоблоков [7], что свидетельствует о формировании гранитоидных магм преимущественно за счет субстратов нижней коры (возможно с примесью мантийного материала).

Описываемый эпизод «аномального» магматизма весьма кратковременен. Уже в позднем фране – раннем фамене он сменяется полным отсутствием вулканизма и широким развитием интрузивного магматизма, когда на территории Горного Алтая в обстановке трансформной континентальной окраины были сформированы крупные гранитоидные батолиты, вещественные характеристики которых отражали исключительно состав верхней коры вмещающих геоблоков [12].

Резкая смена пространственного распределения проявлений магматизма и характера магматической зональности, появление новых источников мантийных расплавов (обогащенная мантия), широкий спектр составов магматических пород и тесная связь со сдвиговыми деформациями в крупных разломных зонах Горного Алтая [3, 4] позволяют утверждать, что франский магматизм региона был обусловлен инверсией геодинамического режима при смене субдукционного характера АКО на трансформный.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Проект № 13).

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

2. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. 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.

3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

4. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др. Среднепалеозойский магматические формации Алтае-Саянской складчатой области и возможности их использования для палеогеодинамических реконструкций // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова. Новосибирск: Филиал «Гео», 2003. С. 181-182.

5. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология, 2008. Т. 16. № 5. С. 548-568.

6. Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Тимкин В.И. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки проявления магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 283-285.

7. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 431-446.

8. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная контигнентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982. № 1. С. 44-59.

9. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И. и др. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) // Материалы научно-практической конференции «Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири». Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 231-242.

10. Тикунов Ю.В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 2. С. 61-69.

11. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2000. 187 с.

12. Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Science, 2011. In press, doi 10.1016/j.jseaes.2010.12.008.

Минералого-геохимическая характеристика надсубдукционных магматитов восточного склона Приполярного Урала

Кудрин К.Ю., Худиев Э.Р., Жалбэ М.Г.

Югорский государственный университет
Тюменская область, ХМАО-Югра
г. Ханты-Мансийск, ул. Чехова, 16, Россия

Территория Приполярного Урала до сегодняшнего дня остается слабоизученным районом: ГС-200 и ГС-50 завершены в 60-х годах XX века, ГДП-200 и ГДП-50 (1990-2002 гг.) выполнены фрагментарно. Тематические исследования практически не проводились. В 2010 г. нами выполнены полевые и аналитические исследования интрузивных и вулканогенных образований, вскрытых в береговых обнажениях р. Щекурья от зоны Главного Уральского глубинного разлома до западной границы развития осадочных комплексов чехла Западно-Сибирской плиты.

На этом участке долиной р. Щекурья вскрыты вкрест простирания с запада на восток габброиды крупного Щекурьинского массива и последовательно дифференцированные от базальтов до риолитов вулканиты позднесилурийской соимшорской толщи. В настоящее время Щекурьинский массив рассматривается как представитель тагилокытлымского комплекса. Наши данные позволяют говорить о полигенном характере массива: западная часть сложена габброидами раннесилурийского тагилокытлымского комплекса; восточная – габброидами позднесилурийского верхнетагильского комплекса.

Габброиды тагилокытлымского комплекса, слагающие западную часть Щекурьинского массива, характеризуются полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей; среди них часто обособляются пегматоидные образования, имеющие как постепенные переходы с нормальными габбро, так и секущие взаимоотношения. Габброиды рассекаются дайками и жилами микрогранитов, горнблендитов и плагиоклазитов. Микроструктуры пород – гипидиоморфные, габбровые. Среди габброидов часто встречаются крупные ксенолиты гипербазитов позднеордовикского качканарского комплекса. Габброиды верхнетагильского комплекса, слагающие западную часть Щекурьинского массива, массивные, микроструктуры пород призматическизернистые, офитовые. Взаимоотношения между полосчатыми габброидами западной части массива и массивными габброидами восточной части остаются невыясненными.

Эффузивы соимшорской толщи простираются в север-северо-восточном направлении с падением на юго-восток, образуя моноклинальную структуру. С востока они имеют дизъюнктивный и интрузивный (многочисленные ксенолиты) контакт с габброидами верхнетагильского комплекса Щекурьинского массива.

В строении вулканогенного разреза (вскрытая нормальная мощность 1070 м) выделены четыре пачки пород. Крайнюю восточную пачку слагают базальты с интерсертальной микроструктурой основной массы и редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Породы аналогичного состава встречены в виде ксенолитов в габброидах западной части Щекурьинского массива. Среди базальтов встречены крупные линзы известняков. Породы нижней пачки прорываются небольшими дайками долеритов. Мощность описываемой пачки составляет 370 м.

Восточнее картируется пачка андезитов, среди которых наблюдаются маломощные прослои базальтов. Отличительная черта пород – наличие большого количества пирокластического материала (лито- и кластолавы). Обломки вулканитов среднего и основного состава достигают размеров 10 см. В верхней части пачки среди обломков появляются риолиты вишнево-красной окраски. Мощность пачки 250 м.

Третья пачка представлена сложно чередующимися порфировыми базальтами и андезитами. В порфировых выделениях клинопироксен (до половины объема породы); породы очень часто миндалекаменные. В кровле пачки картируются вулканиты дацитового состава. Мощность пачки 200 м.

Наращивают разрез в восточном направлении риолиты, выделяющиеся красной и малиново-красной окраской. Породы имеют порфировую структуру (в порфировых выделениях кварц и плагиоклаз, крайне редко – полностью хлоритизированный амфибол). Основная масса бурая, сложена игольчатыми разноориентированными микролитами полевых шпатов. В породах присутствуют часто многочисленные обломки эффузивов среднего состава. Мощность верхней пачки 250 м.

По набору и составу породообразующих минералов габброиды тагилокытлымского и верхнетагильского комплекса на участке исследований практически неразличимы. Плагиоклаз тагилокытлымских габбро преимущественно битовнит-анортитовый, в верхнетагильских встречены плагиоклазы от андезина до анортита (при преобладании андезина). Амфиболы всех габброидов относятся к роговой обманке, плеохроируют от светло-зеленой до густой сине-зеленой окраски, слабо варьируют по компонентному составу. В минерале постоянно присутствуют TiO_2 (0,78-1,15%), MnO (0.28-0.69%), Na_2O (0.79-2.40%) и K_2O (0.17-0.74%).

Габброиды различимы по набору акцессорных минералов. В тагилокытлымских присутствуют титаномагнетит (с высоким содержанием V_2O_3, MnO и Cr_2O_3), апатит, вторичный ильменит (в результате распада титаномагнетита); циркон не установлен.

Набор акцессорных минералов габброидов верхнетагильского комплекса: магнетит (с высоким содержанием V_2O_3), первичный ильменит (с высоким содержанием Cr_2O_3), апатит (с повышенными концентрациями SrO, F и Cl), постоянно присутствует циркон.

Минералогический состав вулканитов изучен в базальтах и дацитах третьей пачки. Породообразующие минералы представлены пироксеном и плагиоклазом. Пироксен в порфировых выделениях образует укороченные идиоморфные призматические зерна и гипидиоморфные зерна; в основной массе пироксен идиоморфный длиннопризматический или гипидиоморфный. Бесцветен или имеет слабую зеленоватую окраску. По особенностям компонентного состава пироксены соответствуют авгиту. Средний состав: SiO_2 – 53.51%, Al_2O_3 – 1.66%, Cr_2O_3 – 0.53%, FeO – 6.06%, MnO – 0.27%, MgO – 17.99%, CaO – 20.11%, Na_2O – 0.21%. Изредка фиксируется примесь TiO_2 до 0.42%. Плагиоклаз соответствует альбиту, реже олигоклазу, образует тонкоигольчатые или длиннопризматические зерна различной ориентировки в основной массе вулканитов, реже – реликты порфировых выделений. Вторичные продукты замещения отсутствуют. Наблюдаемый химизм плагиоклазов находится в резком антагонизме с общим химизмом породы. В связи с этим мы предполагаем, что это новообразованный альбит, возможно – продукт спилитизации.

Акцессорные минералы вулканитов представлены хромитом. Встречается преимущественно в основной массе породы, реже – приурочен к зернам пироксена. Минерал обладает крайне невыдержанным химическим составом: наблюдаются сильные вариации, как между различными зернами, так и в пределах одного зерна. При этом закономерностей распределения компонентного состава не обнаруживается. Постоянными примесными компонентами являются Al_2O_3, MgO, часто присутствуют CaO, MnO, V_2O_3 и TiO_2.

По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ), силурийские магматиты разделяются на четыре группы. Первую группу образуют габброиды тагилокытлымского комплекса. Они характеризуются повышенным уровнем концентрации РЗЭ и сглаженностью линий нормированных содержаний при сохранении подобия трендов распределения. Отмечается относительный дефицит концентраций тяжелых лантаноидов при сопоставимой степени фракционирования (La/Yb = 1.6-3.4) и слабовыраженная положительная Eu аномалия. Для лейкократовых разностей отмечается увеличение содержания РЗЭ при увеличении степени фракционирования (La/Yb до 12 в лейкократовых габбро). Это может указывать на взаимосвязь формирования пород с процессами магматической дифференциации.

Ко второй группе пород относятся микрограниты дайкообразных тел, прорывающих габброиды тагилокытлымского комплекса. Для них устанавливается необычное распределение РЗЭ

с яркой положительной Eu аномалией.

В третью группу пород по характеру распределения РЗЭ попадают габброиды восточной части Щекурьинского массива и вулканиты нижней, второй и верхней пачек соимшорской толщи. Они имеют характерное распределение РЗЭ при заметно меньшей степени фракционирования (La/Yb = 0.7-2.6) и существовании выраженной отрицательной Eu аномалии.

Четвертая группа пород по особенностям редкоземельного состава объединяет базальты и дациты третьей пачки. В отличие от вышеописанных, данные вулканиты характеризуются субхондритовым спектром РЗЭ с 2-10-кратным обогащением в сравнении с хондритом. Более того, концентрация тяжелых РЗЭ нередко превышает легкие (La/Yb = 0.8-1.7); суммарное содержание РЗЭ коррелирует с содержанием кремнекислоты. Возможно, что появление этой вулканогенной пачки в разрезе связано с более глубинной магмогенерацией нежели при формировании ниже- и вышележащих эффузивов. В этом случае объясняется и появление хромита в акцессорной фазе пород третьей пачки.

В сравнении с хорошо изученными магматическими образованиями Северного и Среднего Урала полученные геохимические данные находят следующие соответствия:

1) магматиты первой группы коррелируют с габброноритами и амфиболовыми габбро тагилокытлымского комплекса Хорасюрского массива [2];

2) магматиты второй группы сопоставимы с битовнит-анортитовыми габбро тагилокытлымского комплекса Хорасюрского массива [2], что позволяет говорить о необходимости выделения жильных гранитоидов в составе тагилокытлымского комплекса;

3) магматиты третьей группы сопоставимы с гороблагодатским вулканогенным комплексом Среднего Урала [1], а так же с гранитоидами Сертыньинско-Щекурьинского массива верхнетагильского комплекса [2];

4) магматиты четвертой группы не находят аналогов в изученных районах.

Изученные структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся при эволюции магматизма в пределах северной части Тагильской палеоостроводужной системы, несут признаки геохимического родства, указывающие на следующую последовательность формирования: тагилокытлымский комплекс – вулканиты соимшорской толщи – верхнетагильский комплекс. При этом минералого-геохимические данные подтверждаются геологической информацией.

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005. № 2. С. 68-96.

2. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. № 2. С. 41-59.

Вариации режима питания вулканов Ключевской группы с 1999 по 2009 годы по результатам четырехмерной томографии

Кулаков И.Ю.[1], Гордеев Е.И.[2], Добрецов Н.Л.[3], Верниковский В.А.[1]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3, KoulakovIY@ipgg.nsc.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, г. Петропавловск-Камчатский
[3]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3

Понимание природы вулканических извержений является горячей темой, которая с древних времен привлекает внимание людей, независимо от того, являются ли они специалистами в области наук о Земле или нет. В данной работе мы приводим результаты обработки методом сейсмической томографии [3] данных по локальным землетрясениям для группы вулканов Ключевской на Камчатке. В эту группу входят одни из самых активных вулканов мира (Ключевской, Безымянный и Толбачик), а также несколько спящих вулканов. Главной особенностью этой группы является очень широкий спектр составов и режимов извержений от базальтовых излияний гавайского типа до мощных андезитовых экструзий [1]. Это многообразие косвенно отражает сложную структуру магматических камер, расположенных на разных уровнях в коре и верхах мантии под Ключевской группой.

В данном исследовании произведена обработка данных местной сейсмологической сети за период времени от 1999 до 2009. Этот набор данных включает более полумиллиона времен пробега от примерно 80000 землетрясений. Следует отметить, что в нашем исследовании попытка одновременной инверсии всех данных привела к неустойчивому результату. Это означает, что, по-видимому, невозможно построить одну модель, удовлетворяющую данным за все годы,

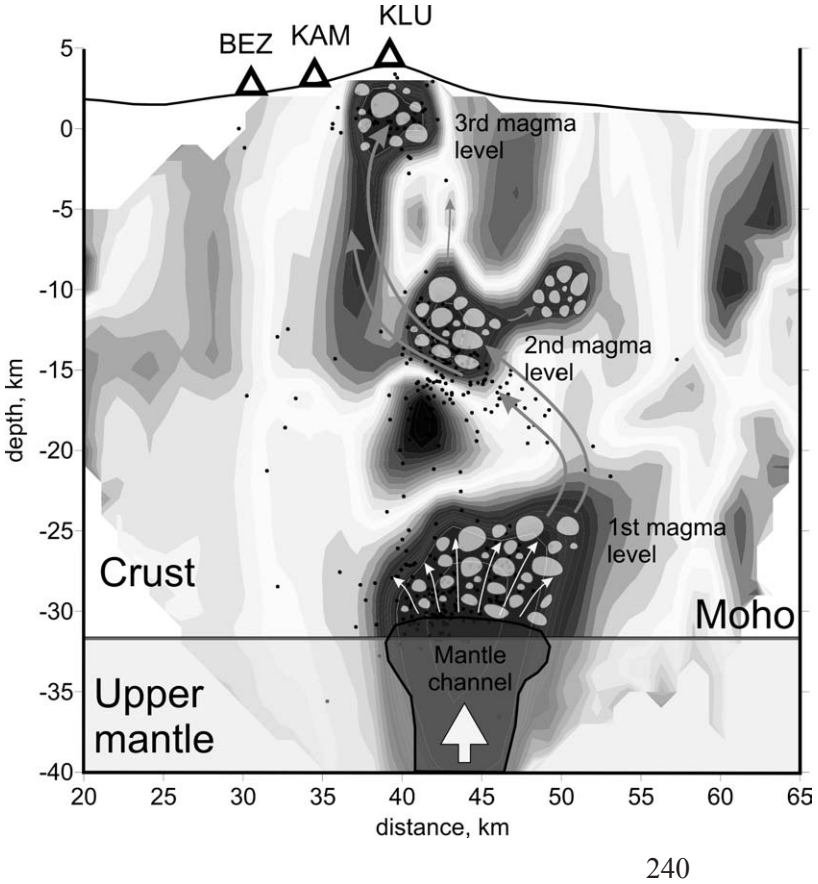


Рис. 1. Интерпретация результатов томографической инверсии для Ключевской группы вулканов. На фоне показано распределение отношение Vp/Vs на вертикальном профиле, соответствующему 2003 году. Точками обозначены землетрясения вокруг профиля; красная область в мантии изображает питающий канал, доставляющий частично расплавленный мантийный материал к коре. Желтые пузыри схематически показывают положение магматических камер, которые совпадают с областями повышенных Vp/Vs. Стрелки указывают на возможные пути перемещения магмы.

что является косвенным свидетельством сильной изменчивости сейсмической структуры во времени. Гораздо более устойчивые модели были получены при обработке данных по отдельным временным окнам длиной в один год.

Результат, полученный для 2004 года, подробно описан в [2]. На рис. 1 приведен результат инверсии за предыдущий 2003 год, который, в целом, совпадает с опубликованной моделью. Здесь показано распределение отношения Vp/Vs, которое наиболее чувствительно к наличию расплавов и флюидов и дана геологическая интерпретация полученных результатов. Приведенное вертикальное сечение проходит через вулканы Ключевской (KLU), Камень (KAM) и Безымянный (BEZ). Можно видеть, что на глубинах ниже 23 км под Ключевской группой наблюдается аномалия с чрезвычайно высоким значением Vp/Vs, доходящим до 2.2. В верхней части этой аномалии сосредоточено большинство землетрясений. Мы предполагаем, что данная аномалия с повышенными P- и пониженными S-скоростями связана с наличием частично расплавленных пород, вынесенных по мантийному каналу с больших глубин. Достигая низов коры, этот материал оказывает механическое, термическое или химическое влияние на породы низов коры, что может объяснить сильную сейсмичность на этих глубинах. В коре мы наблюдаем несколько уровней магматических резервуаров, которые выражаются в повышенных значениях Vp/Vs. Средний уровень расположен на глубине 8-13 км. Именно здесь, по-видимому, происходит фракционнирование и перемешивание магм, что объясняет разнообразие составов в вулканах группы. Непосредственно под Ключевским вулканом на малой глубине мы наблюдаем еще одну аномалию с высоким значением Vp/Vs, которая, по-видимому, отражает магматические очаги, непосредственно ответственные за извержение вулкана.

Было произведено исследование изменчивости сейсмической структуры во времени. Для этого все данные были разделены по временным окнам, в рамках которых производились независимые томографические инверсии. На рис. 2 показаны результаты инверсии в различные годы на вертикальном сечении. Можно видеть, что с 2001 по 2004 год сохраняется, в целом, неизменная картина: наиболее интенсивная аномалия наблюдается ниже 23 км; в средней и верх-

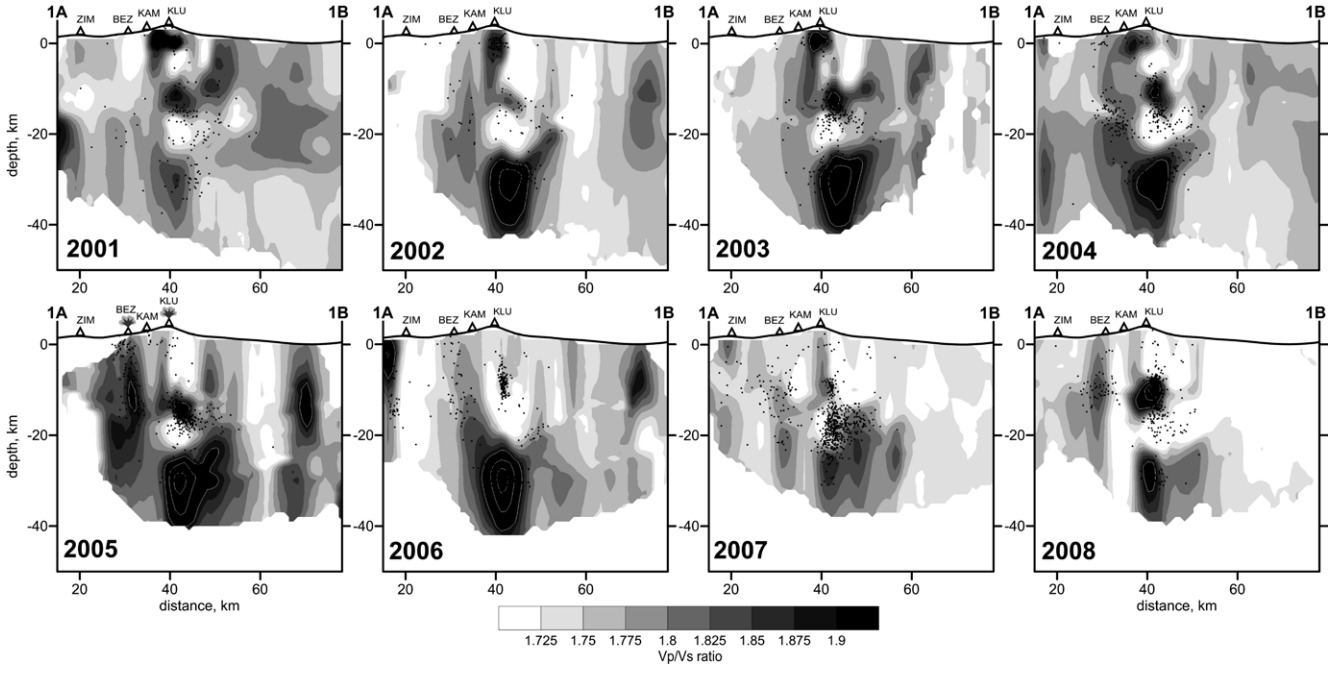


Рис. 2. Результаты независимой инверсии данных по отдельным годам с 2001 по 2008. Показано распределение соотношения Vp/Vs на вертикальном сечении. Точки показывают распределение землетрясений. Активизация Ключеского и Безымянного вулканов отмечена в 2005 году.

ней коре видны два уровня магматических очагов. В 2005 году структура аномалий резко меняется: наблюдается общее повышение значений Vp/Vs. Этот период совпадает с извержениями Ключевского и Безымянного вулканов. В последующие два года аномалии в коре пропадают, что, по-видимому, отражает период релаксации после извержения. В 2008 году аномалия в средней коре проявляется вновь.

Существенные вариации сейсмической структуры в коре на протяжении короткого периода времени вряд ли могут быть связаны с массовым перемещением пород. По-видимому, эти вариации обусловлены резкими изменениями напряженно-деформированного состояния коры. Возможно, это приводит к образованию трещин, по которым устремляются флюиды, что, в свою очередь, обеспечивает проникновение флюидов и дальнейшее увеличение напряжений в районе магматических камер за счет фазовых переходов. Такая активизация приводит к положительной обратной связи и к извержениям, что мы и наблюдали в первой половине 2005 года на Ключевском и Безымянном вулканах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 605 с.

2. Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography, Geophys. Res. Lett., 2011. 38, L09305.

3. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, Bulletin of the Seismological Society of America, 2009. V. 99. N. 1. P. 194-214.

Метаморфические породы Западно-Приморской активизированной зоны Ханкайского массива: возраст, геодинамические обстановки формирования и эволюции

Лаврик С.Н.[1], Кутуб-Заде Т.К.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159
[2]Открытое акционерное общество «Приморгеология»
690000, г. Владивосток, Океанский проспект, 29/31

В сообщении приводится очерк метаморфических пород (МП) по результатам петрологических исследований, выполненных в процессе работы по ГДП-200 на листе L-52-XXX. Район располагается на площади двух ранее выделявшихся структурно-формационных зон: Западно-Приморской (часть Цзилинь-Лаоелинской области) и Гродековской (фрагмент Ханкайского массива (ХМ) [1]. Комплекс и методика работ соответствовали инструкциям по составлению и подготовке к изданию листов ГК-200 и включали, среди прочих, химико-аналитические методы (ICP-MS и РФА (ЦЛ ОАО «Приморгеология», частично, ДВГИ ДВО РАН)), микрозондовые исследования минералов (ДВГИ ДВО РАН), радиологическое датирование горных пород U-Pb методом по цирконам, SHRIMP-II (центр изотопных исследований ФГУГП «ВСЕГЕИ»).

По структурно-вещественным особенностям в составе МП бассейнов рек Пограничной и Комиссаровки выделены следующие стратифицируемые и нестратифицируемые образования (описание дается в последовательности омоложения возраста).

Ильинская толща (двуслюдяные сланцы, выделены [2]) представлена в виде коллажа территориально разрозненных и литологически разнородных объектов, часто в ассоциации с фрагментами дворянского комплекса (см. ниже). По составу это стратифицированные пара- и ортопороды амфиболитовой фации регионального метаморфизма, интенсивно мигматизированные, прорываются ортометаморфитами венда. Преобладают разнообразные гнейсы, высокоглиноземистые кристаллосланцы и амфиболиты, реже встречаются кварциты и мраморы. Обобщенное строение толщи: в основании залегают амфиболиты, в средней части – гнейсы, в верхах – переслаивание гнейсов, сланцев, мраморов и амфиболитов. Общая мощность 2000 м. На дис-

криминационных диаграммах метабазиты толщи отвечают орогенным островным дугам, базальтам вулканических дуг и островодужным толеитам [3, 4]. Возраст протолита (здесь и далее – U-Pb метод) по ядрам цирконов 925-1006 млн. лет. Возраст краевых зон этих же кристаллов 519-581 млн. лет отвечает времени регионального метаморфизма и соответствует времени интрудирования толщи дворянским вендским комплексом, обусловившим мощный ультраметаморфизм в период 540-579 млн. лет. Обнажения толщи изучены в тектонических блоках. В силу этого, а также из-за проблем с обнаженностью, отсутствием маркирующих горизонтов, проявлениями интенсивной складчатости и ультраметаморфизма, судить о полном строении и истинной мощности разреза можно лишь приближенно. По степени метаморфизма и строению разреза толщу можно сопоставить с уссурийской серией ХМ. Однако недостаточная изученность МП ильинской толщи не позволяет провести их корректную корреляцию с аналогами ХМ.

Дворянский амфиболит-гнейсовый комплекс (венд) распространен в тектонических блоках, совместно с ильинской толщей, а также в провесах кровли позднепермских, позднетриасовых и раннеюрских гранитоидных массивов. Представлен комплекс ортометаморфитами (амфиболиты, гнейсо-габбро, гнейсо-граниты и пространственно связанные с ними и широко проявленные мигматиты), которые прорывают и мигматизируют ильинскую толщу. Тип щелочности гнейсо-габбро и амфиболитов варьирует от сугубо натриевого (Na_2O/K_2O = 2-6.6, $Na_2O+K_2O \leq 5.4\%$) до калиево-натриевого (Na_2O/K_2O = 0.6-1.2; $5.6 \leq Na_2O+K_2O \leq 8.9\%$). Геодинамическая обстановка формирования протолитов на дискриминационных диаграммах соответствует полям внутриплитных базальтов [4] и условиям континентального рифта [5]. По соотношению калия с рубидием средний состав комплекса располагается на тренде коровых гранитов. Возраст мигматитов комплекса – 543 млн. лет и гнейсо-гранитов – 574 млн. лет – соответствует вендскому времени, а наличие в породах единичных цирконов с возрастом 750 млн. лет отвечает возрасту ассимилируемых рифейских метаморфитов. Присутствие в мигматизированных амфиболитах цирконов с возрастом 460,9 млн. лет, вероятно, отражает время мощного раннепалеозойского этапа активизации, синхронного образованию гранитов вознесенского комплекса.

Краёвская толща распространена в приграничной с КНР, крайне западной части площади в истоках р. Комиссаровка. Краёвская толща от ильинской пространственно отделена и отличается: отсутствием проявления ультраметаморфизма, меньшей степенью метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) и площадным развитием зеленосланцевого диафтореза. В составе толщи преобладают гранат-слюдистые (преимущественно мусковитовые) кристаллосланцы с единичными маломощными линзами гранатовых амфиболитов, биотитовых гнейсов и кварцитов. Широко распространены секущие и «послойные» жилы метаморфогенного кварца. Разрезы толщи в разных частях ареала однообразны. Мощность образований приближенно оценивается в 1500 м. Породы смяты в асимметричные складки с доминирующим пологим падением кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидной полосчатости на ЮЮВ и заметно более редким, но крутым – на ССЗ, что свидетельствует о северной направленности синскладчатого течения масс в условиях меридионального сжатия. Описанный стиль складчатости подобен таковому, проявленному в древнейших породах ХМ (Матвеевский блок). Возраст прогрессивного метаморфизма 496-503 млн. лет (кембрийский). На конкордиях отчетливо проявлен этап преобразования цирконов на рубеже 251-257 млн лет (пермь–триас), отвечающий этапу диафтореза пород, связанного по [6] с процессами переходными от режима субдукци к коллизии. Толща прорывается коллизионными [6] позднетриасовыми и раннемеловыми интрузиями и перекрывается неогеновыми базальтами. Ороговикование в контактовых ореолах интрузий проявлено в виде новообразованного биотит-кордиерит-андалузитового парагенезиса. Отнесенние к кембрию кристаллосланцев и гнейсов краёвской свиты может представляться дискуссионным, поскольку в кембрийских разрезах восточных частей ХМ, достаточно хорошо изученных, подобные породы не встречаются. Вполне допустимо, что при детальных, в том числе, геохронологических исследованиях метапороды краёвской свиты могут оказаться изохронны (более ранними?) образованиям ильинской толщи.

Комиссаровский тектоногенный комплекс выделен в бассейне верхнего течения р. Комиссаровка в виде образований, представляющих собой сложную структуру (шарьяжную динамозону). Сформирована она из серии веерообразно залегающих надвиговых пластин, которые в осевой зоне прорываются интрузией коллизионных [6] позднетриасовых гранитов. В северной части динамозоны пакеты надвиговых блоков разного состава полого погружаются в ЮЮВ направлении. Здесь же наблюдается подобие стратификации по степени дислокационных преобразований: в основании структуры располагаются пластины наиболее интенсивно метаморфизованных кварц-полевошпат-слюдистых, слюдисто-гранатовых и полевошпат-кварцевых бластомилонитов по сланцам краевской толщи и осадкам решетниковской (P_{1-2}) свиты. Вверх по разрезу они сменяются слабо раскристаллизованными – глинисто-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми бластомилонитами, рассланцованными песчаниками и карбонатными сланцами, образованными, предположительно, по карбонатно-вулканогенно-терригенным породам барабашской свиты (P_{2-3}). В южной части динамозоны в бассейне р. Решетинка подобная стратификация нарушена поздними деформациями. Здесь преобладают слюдисто-гранатовые бластомилониты по краевской толще и решетниковской свите. С краевской толщей и решетниковской свитой комплекс граничит по надвигам, часто с мощными (1-3 м) зонами катаклаза. Внутреннее строение динамозоны хаотичное с невыдержанными по простиранию и частыми сменами одних типов бластомилонитов другими. Плоскости скольжения пород, преобразованных тангенциальным надвиговым воздействием, секут сланцеватость под острым углом. Структура динамозоны в целом согласуется с явлениями продольного сокращения земной коры при складкообразовании [7]. Бластомилониты – породы лепидогранобластовой, порфиробластической, участками микрокатакластической структуры и линзовидно-тонкополосчатой текстуры. В слюдисто-гранатовых разностях гранобластовые и лепидобластовые микроструктуры чередуются, что обусловлено переслаиванием исходного псаммитового и пелитового материала, отчетливо проявлены микроплойчатость и кливаж микросланцеватости. В округлых порфиробластах – агрегаты розового не зонального граната альмандинового ряда с регрессивными хлорит-мусковитовыми каймами по периметру, образующие характерные структуры «снежного кома». Для милонитов характерны линзовидно-параллельные и плойчатые текстуры, будинаж и смятие кварцевых линз с развитием микроплойчатости в крест более ранней сланцеватости. Динамосланцы по составу и структурно-текстурным признакам отвечают переслаиванию алевролито-песчаных и туфогенных пород. В редких линзах мелкокристаллических карбонатных и песчаных сланцев распознаётся слоистость, часто не совпадающая с ориентировкой сланцеватости. По петрохимическим особенностям тектониты комплекса относятся к средне-кислым (SiO_2 = 63-69%), богатым глиноземом (15-20%) и калием (3-4.5%) породам. Микроэлементный состав отражает закономерное смешение характерных признаков исходных комплексов и свит: концентрации элементов (Zr, Nb, La, Yb, Y, Sc, Ga, Sn, Pb, B) сопоставимы с таковыми в породах как решетниковской свиты, так и в метапородах краевской толщи. Предполагаемый сценарий тектоно-магматической активизации по интенсивности сопоставим с проявлениями регионального метаморфизма зонального типа в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой ступени (параметры кульминации процесса не превышали P = 4 кб, T= 450°). Возможно, слагающие тектонокомплекс пластины метапород могли быть сформированы в PT-условиях различных (неоднократных) метаморфических событий. Неясность в этом вопросе обусловлена недостаточной изученностью (плохая обнаженность, сложное строение динамозоны). Бластомилониты прорываются коллизионными [6] позднетриасовыми гранитоидами и раннеюрскими гранитоидами и субвулканическими образованиям. Предполагаемый возраст комиссаровского комплекса – раннетриасовый, т.к. преобразованиями затронуты пермские решетниковская и барабашская свиты, а гранитоиды каменушкинского комплекса с возрастом 205–214 млн. лет (поздний триас), прорывают и метаморфизуют их. Заслуживает внимания связь, установленная для выделенных на площади районов золоторудной минерализации с древними метаморфическими толщами.

Таким образом, в докайнозойской эволюции тектонических структур выделяются три периода

формирования: рифейско–раннепалеозойский, пермский и мезозойский, каждому из которых отвечают деформации, различающиеся ориентировкой латерального сжатия.

Для первого периода характерно меридиональное сжатие, определившее заложение горстовых сводов и рифтовых структур растяжения; для второго – субширотное, ставшее причиной замыкания рифтовых структур, проявления складчатости и кливажа в стратификатах, первичной гнейсоватости в синхронных интрузивах по [7]; для третьего – ССЗ сжатие, ставшее причиной складчатости, сдвигов и образования мел-кайнозойских депрессионных структур сосдвигового растяжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: В 3 ч. Ч. 3: Основные черты тектоники и история развития: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.

2. Литвинов Ю.Е., 1964 г. Фондовые материалы (ТФГИ по Приморскому краю.)

3. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., 1987. 232 с.

4. Интерпретация геохимических данных (ред. Скляров Е.В.). М., 2001. 140 с.

5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., 1980. 247 с.

6. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья. Тихоокеанская геология, 1998 Т. 17. № 5. С. 11-25.

7. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Внешние поля напряжения и структуры разновозрастных интрузивов в блоках древней коры и перекрывающих образованиях Юга Приморья. Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Мат. научн. конф. Петрозаводск, 2005. С. 237-239.

Петрология и геохимия гранитоидов из неоархейских и палеопротерозойских зон субдукции и коллизии Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы

Левицкий В.И., Левицкий И.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, Фаворского, 1а

В Присаянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы выполнено петролого-геохимическое и геохронологическое изучение глубокометаморфизованных пород и развитых по ним новообразований в раннедокембрийских зонах субдукции и коллизии. Составными частями выступа являются Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная (ВСГЗО) и Прибайкальская гранулит-гнейсовая (ПрГГО) области. ВСГЗО сложена блоками, массивами, пластинами переслаивающихся тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГА) с зеленокаменными поясами – Онотским, Таргазойским (ОЗП и ТЗП). ПрГГО включает шарыжалгайский, китойский метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций. В ПрГГО и ВСГЗО в метаморфических комплексах ведущую роль играют аповулканические кристаллические плагиосланцы и плагиогнейсы, метаосадочные гнейсы и плагиогнейсы. Кварцитогнейсы, кварциты, мраморы встречаются редко. Они в большей степени в ПрГГО и ТТГА, в меньшей – ОЗП и ТЗП, подвергаются ультраметаморфическим преобразованиям под воздействием глубинных мантийных флюидов. Преобразования выражены как замещение основных и кислых ассоциаций серией последовательно образующихся пород: плагиомигматиты – калишпатовые мигматиты – теневые калишпатовые мигматиты – автохтонные и аллохтонные гранитоиды [1].

Возраст тоналитов и трондьемитов ВСГЗО, полученный U-Pb методом по цирконам составляет 3.287-3.386 млрд. лет, а пород ОЗП по данным изохронного Rb-Sr метода для разных его свит – 2.675-2.786 млрд. лет. При этом значения $(Rb/Sr)_0$ ТТА укладываются в диапазон, близкий BABI (0.699-0.701), а $T_{Nd}(DM)$ = 3.5-3.6 млрд. лет. В шарыжалгайском и китойском комплексах для протолита гнейсов U-Pb SHRIMP-методом по цирконам [3] получены возраста 3.3-3.4 млрд. лет и установлено проявление двух циклов метаморфизма гранулитовой фации и преобразований – неоархейского (2.56-2.65 млрд. лет) и палеопротерозойского (1.85-1.87 млрд. лет) возрастов [2] в коллизионных зонах.

Породы, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму неоархейского цикла в шарыжалгайском и китойском комплексах представлены биотит-двупироксеновыми плагиосланцами (реконструируются как щелочные базальты, шошониты, абсорокиты), биотит-гиперстеновыми и биотитовыми плагиогнейсами (протолит – трахиандезиты, андезиты, калиевые андезиты, латиты, кварцевые латиты), реже – умеренноглиноземистыми биотит-гранатовыми (алевролитами и граувакками) и высокоглинозёмистыми (алевропелитовыми аргиллитами) гнейсами, метагаббро-анортозитами, кальцитовыми мраморами. Ранние магматические протолиты шарыжалгайской серии относятся к известково-щелочным сериям, которые в современных условиях формируются в обстановках островных дуг, а поздние – к калиевым известково-щелочным сериям, образующихся в активных континентальных окраинах и зрелых островных дугах. Крайне редко встречаются метамагматиты с N-MORB характеристиками срединно-океанических хребтов. Формирование пород китойской серии происходило во внутриконтинентальных рифтах. В неоархейский период они подвергались гранулитовому метаморфизму и ультраметаморфическим преобразованиям при коллизии гранулитовых блоков шарыжалгайского (Иркутный блок) и китойского (Китойский блок) комплексов между собой или их с блоками ТТГА. В гранулитовых комплексах и ТТГА преобразования проявлены как в развитии слабо измененных пород – мигматизированных сланцев, гнейсов, так и продуктов их более интенсивного замещения – калишпатовых мигматитов, эндербитов, чарнокитоидов автохтонных и аллохтонных гранитов, пегматитов [1]. Все они традиционно начиная с 80 гг. XX века относятся к китойскому ультраметаморфическому комплексу гранитоидов. Возраст комплекса, полученный U-Pb методом по цирконам в шарыжалгайской серии для пегматитов – 2557±28 млн. лет, для гранитов – 2562±20 млн. [2], а в китойской серии – 2535±7 млн. лет [3]. Возраст мигматитов и гранитов полученный Rb-Sr методом в ТТГА – 2.64 млрд. лет. По геохимическим параметрам неоархейские образования относятся к ультраметаморфическому типу гранитов – обогащены TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ba, LREE, Zr, Cr, Ni (табл.). Как установлено, состав гранитоидов существенно варьирует в зависимости от субстрата (табл.). Ультраметаморфические гранитоиды развитые по породам шарыжалгайского (Иркутный и Жидойский блоки) и в разных частях китойского (Китойский блок) гранулитовых комплексов по геохимическим характеристикам близки между собой и судя по диаграммам, относятся к сини постколлизионным гранитам (табл., выб. 1-3, 9). При этом граниты в ТТГА отличаются от гранитоидов замещающих гранулитовые комплексы меньшими содержаниями TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO, Ba, F, REE, Zr, Cr, Ni, Co и большими – SiO_2, Na_2O, Rb, Pb (табл., выб. 1-3, 9 и 4). Это однозначно свидетельствует о наследовании геохимических особенностей протолитов или ПрГГО, или ТТГА ВСГЗО в зонах коллизии.

Протолит метаморфических пород палеопротерозойского цикла метаморфизма и преобразований образовался в субдукционной супраструктуре с возрастом 2.3-2.4 млрд. лет в обстановке океанических островов и примитивных островных дуг. В шарыжалгайском комплексе доминируют двупироксеновые плагиосланцы (E-MORB базальты) и двупироксеновые плагиогнейсы (андезиты, дациты), меньше развиты метатерригенные биотитовые (метапелиты, граувакки), биотит-гранатовые (метааркозы) плагиогнейсы и гнейсы; реже встречаются высокоглиноземистые гнейсы, доломитовые мраморы, кварциты.

В коллизионной обстановке продукты ультраметаморфических преобразований гранулитов представлены плагиоклазовыми и калишпатовыми мигматитами, теневыми калишпатовыми мигматитами, гранитами, пегматитами, чарноэндербитами [2]. По возрасту и геохимическим параметрам к ультраметаморфическим гранитам шарыжалгайской серии близки интрузивные посткинематические гранитоиды. Ультраметаморфические гранитоиды – синкинематические синколлизионные образования, слагающие мелкие тела, формировались на нижних уровнях шарыжалгайской серии. При их перемещении, зарождались крупные очаги с последующей трансформацией и кристаллизацией гомогенных магм в интрузивных посткинематических батолитах гранитов на верхних уровнях. Для палеопротерозойского цикла характерны близкие

Таблица. Средние содержания петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в неоархейских (1-3, 9) и палеопротерозойских (4-8, 10) гранитоидах Присаянского выступа

№№ пп	***1(129)***	2(30)	3(53)	4 (52)	***5(297)***	6(62)	7(23)	8(28)	**9 (212)**	**10 (113)**
SiO_2	***68,14***	69,82	70,42	71,93	***69,65***	71,97	73,05	71,02	**69,46**	**72,01**
TiO_2	***0,59***	0,47	0,40	0,24	***0,46***	0,49	0,41	0,31	**0,49**	**0,41**
Al_2O_3	***14,41***	13,98	14,23	14,68	***14,01***	12,98	12,43	14,74	**14,20**	**13,38**
$Fe_2O_{3общ.}$	***1,86***	1,67	0,90	0,68	***4,40***	3,81	3,41	3,84	**1,47**	**3,68**
MgO	***1,52***	1,19	1,27	0,57	***1,38***	0,58	0,39	0,53	**1,33**	**0,50**
CaO	***2,51***	2,18	1,92	1,48	***2,06***	1,52	1,51	1,69	**2,20**	**1,57**
P_2O_5	***0,14***	0,13	0,08	0,08	***0,20***	0,13	0,10	0,11	**0,12**	**0,11**
K_2O	***4,17***	4,24	3,94	4,07	***4,54***	4,17	3,91	3,80	**4,12**	**3,96**
Na_2O	***2,97***	3,03	3,10	4,00	***2,57***	2,20	2,18	2,58	**3,03**	**2,32**
Li	***17***	19	16	17	***17***	9	22	10	**17**	**14**
Rb	***126***	127	116	161	***110***	164	253	129	**123**	**182**
Ba	***990***	974	755	531	***1193***	1072	1195	1325	**906**	**1197**
Sr	***262***	238	222	226	***249***	196	152	386	**241**	**245**
F	***875***	836	731	497	***367***	690	2680	216	**814**	**1195**
Sn	***3,6***	3,3	2,3	2,3	***2,3***	6,2	7,1	4,5	**3,06**	**5,9**
La	***62***	62	65	24	***58***	72	110	42	**63**	**75**
Ce	***96***	92	121	44	***101***	102	180	82	**103**	**121**
Nd	***42***	43	51	17	***38***	52	82	38	**45**	**57**
Y	***26***	30	26	10	***22***	37	48	16	**27**	**34**
Zr	***213***	230	203	139	***185***	290	290	227	**215**	**269**
Pb	***24***	27	23	37	***24***	32	40	29	**25**	**34**
Cr	***52***	43	51	11	***79***	11	15	8	**49**	**11**
V	***71***	60	55	18	***51***	35	19	24	**62**	**26**
Ni	***25***	23	26	8	***29***	6	8	3	**25**	**6**
Co	***12***	10	11	4	***9***	5	6	3	**11**	**5**

Примечание: Гранитоиды китойского комплекса: 1 – в шарыжалгайской серии; 2-3 – в китойской серии (2 – р. Китой; 3 – р.р. М. Белая-Онот); 4 – в ТТГА; 9 – среднее значение для гранулитовой фации. Гранитоиды: 5 – синколлизионные ультраметаморфические – в шарыжалгайской серии; 6-8, 10 – постколлизионные – шумихинского (6), саянского (7) и приморского (8) комплексов; 10 – среднее значение по трем комплексам гранитов.

возрастные рубежи гранитообразования. В шарыжалгайской серии присутствуют ультраметаморфические гранитоиды, развитые в интервале 1.851-1.876 млрд. лет, а в китойской серии – 1.852-1.872 млрд. лет. Возраст интрузивных гранитоидов саянского и шумихинского, игнокского комплексов колеблется в интервале 1.85-1.87 млрд. лет. По концентрациям SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, K_2O, Na_2O, Li, Ba, Sr, La, Nd, Y, Zr, Pb, Cr, V, Co посткинематические граниты близки к средневзвешенному составу ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайской серии (табл., выб. 5-8, 10). На диаграммах их составы попадают в поля синколлизионных, тяготея к границам полей гранитов вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизионных гранитоидов (табл., выб. 5-8, 10). В ультраметаморфических гранитоидах, относительно посткинематических, повышены содержания MgO, CaO, P_2O_5, K_2O, Cr, Co, понижены – Rb, F, Sn, что обусловлено доминированием в субстрате шарыжалгайской серии элементов основных пород (табл.). В целом, гранитоиды интрузивных комплексов обогащены Rb, Li, LRRE, Sn, Pb, что отражает проявление в них процессов магматической дифференциации (табл., выб. 5-8).

Устанавливается близость вещественных характеристик ультраметаморфических неоархейских и палеопротерозойских гранитоидов шарыжалгайской серии (табл., выб. 1, 5). Некоторые различия между ними по ряду геохимических параметров не существенны и обусловлены

их формированием в обоих случаях в коллизионных обстановках. При раннепротерозойской коллизии неоархейских и палеопротерозойских гранулитовых блоков между собой, их акреции в один композитный террейн, возможно, происходило становление посткинематических постколлизионных гранитоидов за счет обоих комплексов.

Исследования показали определяющие влияние протолита на состав формирующихся гранитоидов в коллизионных зонах. Именно в них осуществляются процессы палингенеза гранитов, ведущие к формированию крупных магматических провинций докембрия.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00563, 11-05-00771.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.

2. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

3. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 2005. V. 95. P. 215-225.

Гипабиссальные интрузии монцонитов восточной Чукотки: индикаторы растяжения микроплиты Арктической Аляски – Чукотки в триасовое(?) время

Леднева Г.В.[1], Базылев Б.А.[2], Ишиватари А.[3], Соколов С.Д.[1], Кононкова Н.Н.[2]

[1]Геологический институт РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991, г. Москва, ул. Косыгина, 19, Россия
[3]Центр исследований Северо-Востока Азии, университет Тохоку
980-8576 Сендай, Аоба-ку, Кавауччи 41, Япония

На Чукотке гипабиссальные интрузии монцонитов широко распространены среди пермотриасовых и нижнетриасовых отложений осадочного чехла Чукотской микроплиты. Точный возраст этих пород не установлен и принимается как триасовый. Нами были исследованы породы трех удаленных друг от друга участков в бассейне реки Вельмай, где они образуют маломощные пластовые тела в туфо-терригенных отложениях нижнего триаса, сланцах перми-нижнего триаса и черных сланцах пермского возраста. В толщах метаморфитов пластовые тела метаморфизованы и деформированы вместе с вмещающими их породами. Мощных расслоенных тел, в которых была бы проявлена магматическая расслоенность, установлено не было.

На всех участках исследованные монцониты из разных интрузивных тел сложены близкими минеральными ассоциациями и обнаруживают тенденции эволюции петрохимического и геохимического валового состава пород, позволяющие отнести их к одной магматической серии. Наименее дифференцированные монцониты – это богатые ильменитом и апатитом плагиоклаз-клинопироксен-щелочнополевошпатные породы с подчиненным содержаниями роговой обманки, биотита, кварца, редким пижонитом и участками микрографических срастаний ортоклаза и альбита с кварцем. Более дифференцированные разновидности отличаются резким преобладанием роговой обманки среди темноцветных минералов, присутствием циркона (преобладающий размер зерен – 5-10 мкм) и повышенным содержанием кварца; пироксены в них отсутствуют. Метаморфическая перекристаллизация пород имеет в целом псевдоморфный характер и проявлена в различной степени (вплоть до полного замещения первичных силикатов). По пироксенам и первичной магматической роговой обманке развиваются актинолит с редким хлоритом; по плагиоклазу альбит и пренит, по ортоклазу мусковит; по биотиту стильпномелан и хлорит, по ильме-

ниту сфен. Среди метаморфических минералов отмечены также эпидот, пумпеллиит и кальцит.

Клинопироксены встречены только в наименее дифференцированных образцах и обнаруживают низкие содержания Al_2O_3 (1.56-3.02 масс. %), умеренные концентрации TiO_2 (0.64-1.02 масс. %) и Na_2O (0.24-0.30 масс. %) при относительно высокой Mg#Cpx (0.61-0.68). Роговая обманка, реликты которой сохранились почти во всех исследованных образцах, характеризуется довольно высокими содержаниями титана (0.99-1.78 масс. % TiO_2) и калия (0.52-0.99 масс. % K_2O) при низком содержании глинозема (5.0-7.20 масс. %) и сильно варьирующей Mg#Hbl (0.50-0.27). При этом с понижением магнезиальности роговой обманки содержания в ней отмеченных элементов монотонно и закономерно возрастают. Биотиты характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.93-4.55 масс. %) и довольно низким содержанием Al_2O_3 (12.1-12.9 масс. %) при сильно варьирующей магнезиальности (0.39-0.15), которая коррелирует с магнезиальностью роговых обманок в тех же породах. Плагиоклазы в породах зональны, их центральные части в монцонитах имеют состав лабрадора (xAn 51-56), а в сиенитах – андезина (xAn 39-45). Составы краевых частей зерен плагиоклаза в монцонитах отвечают олигоклазам и андезинам (xAn 14-36), а в сиенитах – олигоклазам (xAn 15-23). Вариации состава мафитовых минералов указывают общий генезис монцонитов, слагающих разные тела, и на их кристаллизацию из магмы повышенной щелочности. Оценки давления по первично-магматическим роговым обманкам [2] свидетельствуют об их кристаллизации при давлении не выше 1 кбара, что соответствует глубине кристаллизации около 2-3 км.

В монцонитах щелочные элементы и большинство крупноионных литофильных (LILE) обнаруживают мобильное поведение и не могут быть использованы для классификации пород. По поведению малоподвижных элементов в метаморфическом процессе монцониты делятся на недосыщенные и насыщенные ильменитом и монцониты, содержащие кумулятивный ильменит. Недосыщенные ильменитом монцониты – наименее дифференцированные породы. Для них характерны низкие содержания SiO_2 (49.37-50.20 масс. %) и низкая магнезиальность (mg# = 0.58-0.33) при повышенных концентрациях TiO_2 (2.42-3.36 масс. %) и P_2O_5 (0.33-0.58 масс. %). Составы этих пород не являются примитивными (т.е. находящимися в равновесии с мантийными перидотитами возможного источника). Магмы, кристаллизовавшиеся в пластовых телах, вероятно, возникли при фракционировании расплава в более глубинном магматическом очаге. Насыщенные ильменитом монцониты – более глубоко дифференцированные породы. Разновидности без кумулятивного ильменита обнаруживают понижение содержаний TiO_2 (3.0-2.3 масс. %) и повышение концентраций P_2O_5 (0.63-0.90 масс. %) по мере увеличения уровня накопления SiO_2 (53.94-56.3 масс. %) или снижения Mg# пород от 0.26 до 0.19.

Все разновидности монцонитов имеют близкую форму спектров на многоэлементных диаграммах. Эти спектры отражают:

– кристаллизацию монцонитов из обогащенного расплава (на это указывают постепенное повышение содержаний HFSE наименее совместимых при частичном плавлении и фракционировании, таких как Yb и Y относительно менее совместимых компонентов, таких как Nb-Ta, Th; обогащение LILE относительно HFSE);

– возможное влияние коровой составляющей на генезис пород (отрицательные аномалии Nb-Ta и Zr-Hf) в результате контаминации источника расплава или магмы;

– особенности процесса дифферециации магмы, а именно насыщения магмы ильменитом (положительная аномалия Ti в монцонитах, содержащих кумулятивный ильменит) и фракционирования плагиоклаза (отрицательная аномалия Sr).

Для геодинамических построений нами были использованы только составы недосыщенных ильменитом монцонитов. Геохимические параметры этих пород (относительное обогащение LILE-HFSE и величины отношений Y-La-Nb и Ti-V) указывают на сходство монцонитов с мафитовыми породами обстановок континентального растяжения/рифтинга. Наши предшествующие исследования пермо-триасовых (252±4 млн. лет) гипабиссальных интрузивных пород

из района Колючинской губы, занимающих близкую геологическую позицию с монцонитами бассейна реки Вельмай и имеющими близкий петрохимический и геохимический состав с ними, позволили установить одновременность пермо-триасового внутриплитного магматизма восточной Чукотки и траппового магматизма крупной магматической провинции Сибири [1]. Наши новые данные свидетельствуют, что в триасовое время Чукотская часть микроплиты Арктической Аляски – Чукотки, находившаяся на значительном расстоянии от Сибирского плюма, подвергалась процессам деструкции, носившим глобальный характер и приведшим к распаду суперконтинента Пангеи. Эти процессы затронули весь Арктический регион и прилегающие к нему территории.

Работа выполнена в рамках Государственного контракта № 01/14/20/11, гранта Ведущие научные школы (НШ-7091.2010.5) и РФФИ (проект № 09-05-00529).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic flood basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci., 2011. V. 40. P. 737-745. DOI: 10.1016/j.jseaes.2010.11.007.

2. Ridolfi F., Runzelli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 160(1). P. 45-66. DOI: 10.1007/s00410-009-0465-7.

Петролого-геохимические особенности гранитоидного магматизма трансформной континентальной окраины Азии на примере Успенского массива (Приморье)

Москаленко Е.Ю.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Успенский массив расположен на побережье Японского моря к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома и представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении интрузив размером 40×10 км, прорывающий юрские терригенные отложения кривинской серии. Предыдущими исследователями [4, 5] всегда подчеркивался euj синтектонический характер, проявленный в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов (включая породы поздней жильной серии), «синкинематическом» характере контактов и наличие в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций. Плученные методом U-Pb изотопии данные показали [6], что время внедрения и кристаллизации гранитоидов (99-108 млн. лет) совпадает с периодом существования трансформной границы континентальной и океанической плит [2], в течение которого происходили масштабные перемещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Таким образом, Успенский массив в силу своей доступности для изучения представляет собой замечательный объект гранитоидного магматизма конвергентных границ континент-океан.

Установлено, что гранитоиды массива представлены двумя самостоятельными магматическими ассоциациями, внедрение которых происходило в антидромной последовательности с некоторым разрывом во времени, что подтверждается данными геологических и петрографических наблюдений, а также результатами изотопных исследований [3].

Ранняя ассоциация (103.3±2.4 млн. лет) представлена гранатсодержащими равномернозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, поздняя (99±2 млн. лет) – биотитовыми, иногда с амфиболом, равномернозернистыми гранодиоритами и меланократовыми гранитами, а также равномернозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами. Краткий состав пород приведен в табл. 1.

Таблица 1. Составы гранитоидов и минералов Успенского массива.

	Лейкократовые граниты	Гранодиориты, меланократовые граниты и граниты
Состав, об. %	Pl 30-32 Микроклин 25-35 Q 30-40 Bi 1-3 Gr 0.5-1 ± Mu 0.7-1.5	Pl 37-50 Микроклин 15-20, до 27 Q 20-32 Bi 5-15 ± Hb 1
Сотав Pl	$An_{25-20}An_{16-14}$	$An_{53-46}An_{20-18}$
Железистость Bi	66-74	53-63
Глиноземистость Bi	38-39	32-34
Акцессорные минералы	Ap, ортит, циркон, ±Mt	Ортит, циркон, Mt–Ti-Mt

Гранитоиды обеих ассоциаций по петрохимическому составу являются породами нормальной щелочности, имеют существенно калиевую специализацию щелочей и повышенные содержания глинозема. По относительно низким содержаниям кальция, высоким значениям индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) во всех разновидностях пород, а также наличию граната и повышенной глиноземистости биотита, породы обеих ассоциаций соответствуют высокоглиноземистым по [1] или гранитам S-типа по [7].

В целом по мере повышения кремнекислотности в гранитоидах Успенского массива наблюдается понижение содержаний TiO_2, Al_2O_3, кальция и фемических компонентов. Концентрация калия при достаточно широких вариациях остается примерно одинаковой на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание магния в породах ранней ассоциации ведет себя сходным образом, в то время как в поздней понижается с ростом кремнекислотности.

Не смотря на близость петрохимических признаков, породы ранней и поздней ассоциаций образуют дискретные группы по соотношению глинозема, щелочей и кальция.

Значительно сильнее различия проявлены в геохимических параметрах пород выделенных ассоциаций.

Гранитоиды ранней ассоциации характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями редких щелочей, Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов. Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N$ = 1.4-2.5) и глубокие ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0.08-0.14) минимумы. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ti, Sr, Ba, Zr и Nb. Двуслюдяные разности отличаются от биотитовых более высокими содержаниями всей гаммы редких элементов, при этом формы мультиэлементных спектров остаются практически неизменными, а в спектрах распределения РЗЭ увеличивается глубина европиевого минимума. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах ранней ассоциации составляет 0.70608 – 0.7062 до 0.707; ε_{Nd} от -3.5 до -3.0.

Гранитоиды поздней ассоциации по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа за исключением меланогранитов, в которых суммарные концентрации РЗЭ, содержания Sr и Ba превышают таковые в высокоглиноземистых гранитоидах. Меланократовые граниты и граниты характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. С ростом кремнекислотности пород суммарные содержания РЗЭ в них понижаются с «выполаживанием» спектров и уменьшением европиевого минимума. Для данных пород наблюдаются минимумы по Ti, Ba и Nb. Незначительный минимум по Sr, фиксируемый в наименее кремнекислых породах, с ростом содержаний SiO_2 сменяется незначительным максимумом. Порфировидные разности

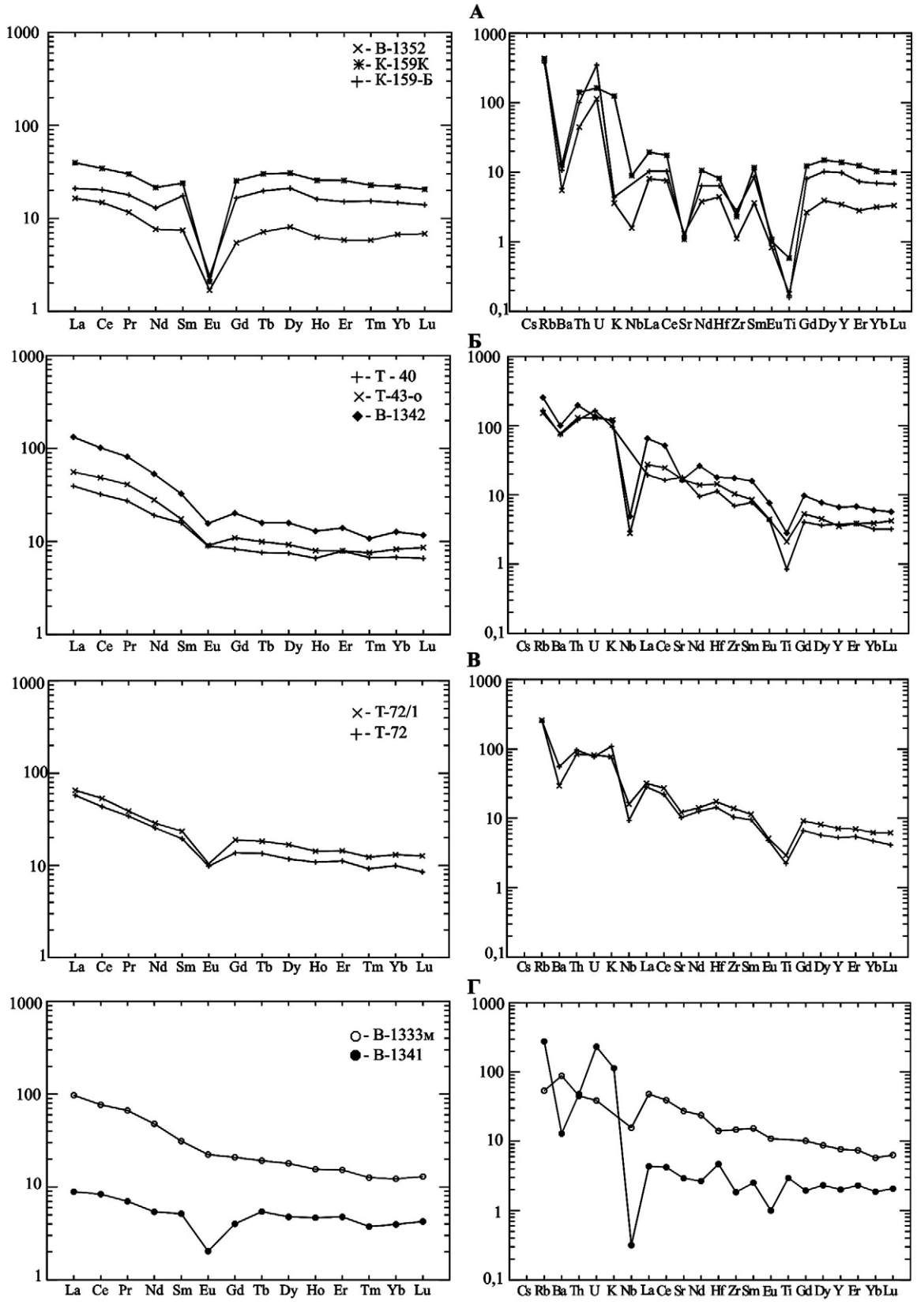


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Успенского массива: А – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты; Б – равномернозернистые биотитовые (+амфибол) меланократовые граниты и граниты; В – порфировидные биотитовые гранодиориты и граниты; Г – диориты и меланократовые граниты жильной серии. Спектры РЗЭ нормированы по хондриту, мультиэлементных диаграмм – по примитивной мантии.

гранитов и гранодиориты отличаются пониженными содержаниями Sr и Ba, а гранодиориты, кроме того, пониженными концентрациями калия, РЗЭ, Zr, Hf, Th и U, повышенными – Nb. Данная группа пород обладает отчетливым минимумом по европию, а отрицательная аномалия по Nb выражена существенно слабее. Одновременно порфировидные гранодиориты и граниты имеют пониженные (до 14.5-13.7%) содержания глинозема и максимальные среди пород массива концентрации фосфора. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах поздней ассоциации составляет 0.70441–0.70636; ε_{Nd} в пределах -3.29…-0.6.

Таким образом, Успенский массив сложен двумя ассоциациями гранитоидов, внедрившихся в антидромной последовательности с незначительным интервалом во времени. Породы обеих ассоциаций являются высокоглиноземистыми. Таким образом, для изучаемого массива показана близость параметров гранитоидов трансформных окраин и коллизионных S-типа, образованных за счет частичного плавления пересыщенных глиноземом субстратов верхней континентальной коры. В тоже время успенские гранитоиды разных ассоциаций обладают своими характерными геохимическими признаками, а их различные изотопные характеристики позволяют предположить различный источник и условия образования гранитоидных расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965. 136 с.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.

3. Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А. Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2011. В печати.

4. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др. Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 5. С. 73-87.

5. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Труды ИГЭМ, 1957. Вып. 8. 282 с.

6. Ханчук А.И., Крук Н.Н, Валуй Г.А. и др. Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН, 2008. Т. 420. № 5. С. 664-668.

7. Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // Pacific Geology, 1974. V. 8. N. 2. P. 173-174.

Особенности магматизма западной части Кавалеровского рудного района как отражение геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня

Орехов А.А., Гоневчук В.Г.

Дальневосточный геологический институт, ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку 159, aa_orekhov@mail.ru

Кавалеровский рудный район (КРР) расположен в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы, образовавшейся в результате взаимодействия между Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой. Формирование его магматической и рудной ассоциаций происходило в интервале 130-40 млн. лет, охватывающем разные геодинамические (тектономагматические) этапы эволюции региона [4].

Авторами выполнено петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование магматических пород западной части КРР (рис. 1), которая примыкает к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Получены новые датировки, подтверждающие проявление ранне- и позднемелового магматизма в этой части района.

Основным объектом исследования является Березовско-Араратский монцонитоидный комплекс, объединяющий породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Араратского, а также группа мелких интрузивных тел, локализованных на незначительном удалении от южной границы Араратского массива, которая далее именуется «ареал Соболиный».

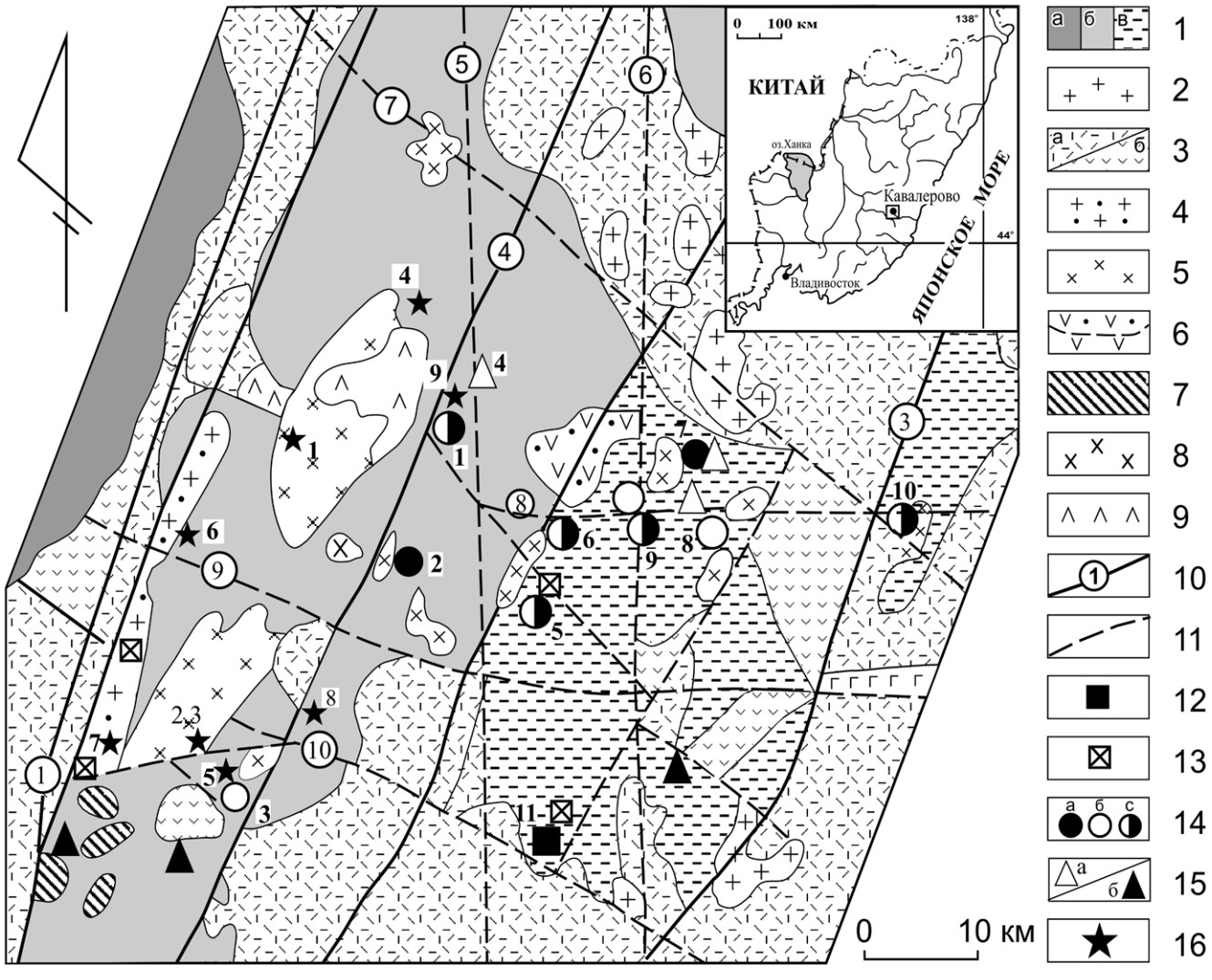


Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского района.
1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры Якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а) андезито-дациты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские), 4 – граниты и лейкограниты Шумнинского комплекса; 5-6 – Угловской комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловской ВТС – с точкой; 7 – интрузивные массивы «золотоносной» ассоциации; 8-9 – трахиандезит-монцонитовый (Березовско-Араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – глубинные разломы: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Фурмановский, 3 – Суворовский, 4 – Березовский), 11 – прочие разломы 5 – Ивановский, 6 – Хрустальный, 7 – Дорожный, 8 – Силинский, 9 – Зеркальный, 10 – Павловский); 12-15 – типы оловянной минерализации (месторождения, рудопроявления): 12 – скарны, 13 – касситерит-кварцевая формация (преимущественно грейзены), 14 – касситерит-силикатная формация турмалиновый (а), хлоритовый (б), турмалин-хлоритовый (с) типы, 15 – касситерит-сульфидная формация: а – арсенопирит-пирротин-сфалерит-галенитовый (колчеданный) тип, б – сфалерит-галенитовый тип, в т.ч. месторождения: 1 – Арсеньевское, 3 – Искра, 5 – Дубровское; 16 – места отбора проб для изотопно-геохронологического исследования и их номера.

С учетом K-Ar возраста березовских монцонитов (105 млн. лет) и граносиенитов (100-90 млн. лет), определенного по валовым пробам этих пород в лаборатории ИГЕМ РАН [2], а также данных о возрасте латитов – трахидезитов (116-114 млн. лет), интрудированных монцонитами Березовского массива [1], наиболее вероятный возраст комплекса может оцениваться в интервале 115-95 млн. лет. Датировки пород Араратского и Березовского массива фиксируют возраст субщелочных габбро-диоритов (ранняя интрузивная фаза) 105±2 млн. лет, кварцевых монцо-

нитов (поздняя фаза) – 98.3±2 млн. лет и очень редко встречающихся измененных (мусковит, турмалин, хлорит) гранитов (апогранитов), слагающих неопределенной формы мелкие тела – 78±3 млн. лет. Для Березовско-Араратского магматического комплекса характерна (слабо проявленная), полиметалльно (колчеданно) – оловянная металлогеническая специализация.

Близкие к названым по возрасту (105-95 млн. лет; K-Ar по биотиту) и составу интрузивные породы незначительных по размерам тел Соболиного ареала, рассматриваются как вероятный фациальный аналог пород Араратского массива, в составе единого комплекса; металлогеническая специализация медно-золотая с молибденом и вольфрамом.

Гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива (мелкозернистые лейкократовые разности) рассматривается в составе Шумнинского интрузивного комплекса КРР [1], вытянутого вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Возраст наиболее распространенных в ней лейкократовых с биотитом гранитов 60-65 млн. лет (K-Ar по биотиту и породе); металлогеническая специализация оловянно-редкометалльная. Эти граниты по многим параметрам близки гранитам, обнаруженным на глубоких горизонтах месторождения Дубровского в центральной части КРР [3]. Среднезернистые граниты (76.0±1.5 млн. лет, K-Ar по биотиту) доминируют в северной части интрузива, которая, условно, выделяется в качестве Шумнинского массива. Геологические соотношения этих разностей, подтвержденные результатами изотопно-геохронологического исследования, позволяют предполагать их фазами одного магматического комплекса.

Химический состав проб исследованных пород показывает их неоднородность, что вполне закономерно с учетом положения в районе интрузивных тел, которые эти пробы представляют. Кроме того, исследованные породы, в соответствии с определенным возрастом, могут фиксировать в модели геологического развития Сихотэ-Алиня разные геодинамические режимы, что, несомненно, предопределяет особенности их генезиса и геохимии.

Состав пород Березовско-Араратского комплекса, время проявления (ранний мел) эффузивной и главных интрузивных фаз, характеризуют его в общей схеме геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня как продукт магматизма континентальных окраин трансформного типа. Появление в его составе гранитоидов (монцогранитов) позднемелового возраста, вероятнее всего, связано с активизацией остаточных магматических очагов.

Результаты исследования, по нашему мнению, не только подтверждают проявление магматизма в западной части КРР в мел – палеоценовое время, но и позволяют говорить о двух стадиях (импульсах) тектоно-магматической активности позднемелового этапа: 76-80 и 65.0-67.5 млн. лет.

Первый – кампанский этап, представляют гранитоиды (монцогранитоиды) Березовско-Араратского комплекса и граниты главной фазы Шумнинского массива (76.0±1.5 млн. лет). Второй – маастрихтский этап, представляют лейкограниты Антоновского массива (65.0±2 млн. лет).

Выводы. Результаты исследований подтверждают, что в западной части КРР доминируют магматические образования двух геодинамических этапов: 1) раннемелового этапа трансформной окраины, представленного Березовско-Араратским монцонитоидным комплексом и мелкими интрузивными телами Соболиного ареала; 2) поздний мел – палеоценового этапа связанного со становлением субдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Разнообразие магматических пород в западной части КРР, примыкающей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, вполне закономерно и связано с эволюцией разных по геодинамической природе очагов. Одной из важнейших особенностей является то, что их эволюция, начавшись в обстановке одного регионального геодинамического этапа, завершалась в отличавшейся по многим параметрам обстановке этапа последующего.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты № 11-III-B-08-191, 09-III-A-08-400).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.

2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24. № 6. С. 77-87.

3. Орехов А.А., Гоневчук Г. А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района. (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 4. С. 79-91.

4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

Индикаторная роль NEB-адакитового магматизма в истории геодинамического развития островодужной системы Камчатки

Перепелов А.Б.[1], Чащин А.А.[2], Цыпукова С.С.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Актуальность исследований магнезиального андезитового, адакитового и ассоциирующего с ними обогащенного Nb базальтоидного вулканизма (NEB) определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в зонах конвергенции литосферных плит и их обнаружением не только в современных островодужных и окраинно-континентальных обстановках, но и в строении древних метаморфических комплексов. Близость составов Mg-андезитов и адакитов современных обстановок к среднему составу континентальной коры и составам архейских тоналит-трондъемит-гранодиоритовых комплексов (ТТГ) приводит исследователей к выводу об аналогии процессов формирования магм такого типа и процессов образования древней континентальной коры. Общими чертами условий формирования магнезиальных андезитовых магм и считаются высокие значения теплового потока и плавление эклогитизированного вещества субдуцируемой океанической литосферы при взаимодействии с астеносферной мантией.

Начало изучения магнезиального андезитового вулканизма связано с обнаружением пород такого типа на Алеутской островной дуге (о. Адак) [4]. Позднее для магнезиальных андезитов было введено наименование «адакиты» [3]. За более чем 30-ти летний период исследований магнезиального андезитового и адакитового вулканизма его проявления установлены в большинстве структур Тихоокеанского подвижного пояса, связанных в своем развитии с обстановками конвергенции литосферных плит. Помимо Алеутской островной дуги, магматические комплексы, в составе которых присутствуют магнезиальные андезиты и адакиты, обнаружены в островодужных обстановках – Камчатка, Филиппины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, и в структурах активных континентальных окраин – Мексика, Эквадор, Панама, Анды.

В зависимости от геодинамических условий проявлений магм такого типа на конвергентных границах литосферных плит, исследователями рассматриваются модели их происхождения в связи с погружением в зонах субдукции океанических хребтов и образованием астеносферных окон, пологой субдукцией и постепенным разогревом океанической литосферы, образованием «slab-window» на участках изгиба субдуцируемой плиты, деструкцией и погружением фрагментов океанической литосферы в зонах субдукции и на краю плит, образованием «slab portal» – участков прекращения субдукционных процессов в результате сдвиговых дислокаций и подъема астеносферной мантии, с особыми параметрами геометрии схождения литосферных плит, а также с начальными этапами поддвига и взаимодействием фронта субдуцируемой плиты с горячим мантийным веществом, подобно моделям образования бонинитовых расплавов. В качестве источников Mg-андезитовых, адакитовых и NEB магм предполагаются – вещество эклогитизированной

океанической литосферы с гранат-, амфибол- и ильменит- содержащими минеральными парагенезисами, вещество астеносферной мантии, метасоматизированное вещество надсубдукционного мантийного клина, осадки субдуцируемой океанической плиты. Процессы, рассматриваемые в моделях образования примитивных андезитоидных и ассоциирующих с ними адакитовых и NEB магм, также многообразны. Это формирование и проявление первичных примитивных расплавов при плавлении эклогитизированной океанической литосферы, образование магнезиальных андезитов в результате взаимодействия первичных кислых магм и перидотитового вещества мантии, генерация адакитовых расплавов при контаминации магнезиальных магм веществом субдуцируемых осадков или метасоматизированным веществом надсубдукционного мантийного клина, участие вещества астеносферной мантии в процессах плавления океанической плиты, дифференциация гибридных магм.

В островодужной системе Камчатки развитие примитивного магнезиального андезитового и NEB вулканизма установлено на Корякском перешейке [5], и магнезиального андезитового в Северном сегменте ЦКД и структуре Алеутско-Камчатского сочленения [1, 6, 7]. Модели происхождения магнезиальных андезитов Камчатки, предложенные в этих работах, базируется, в основном, на положениях об образовании магм такого типа в связи с процессами плавления вещества эклогитизированной океанической литосферы под воздействием астеносферной мантии и в связи с деструкцией и погружением фрагментов плиты в ее краевой части. Проявления магнезиального андезитового вулканизма в Северном сегменте Камчатки связываются с особыми

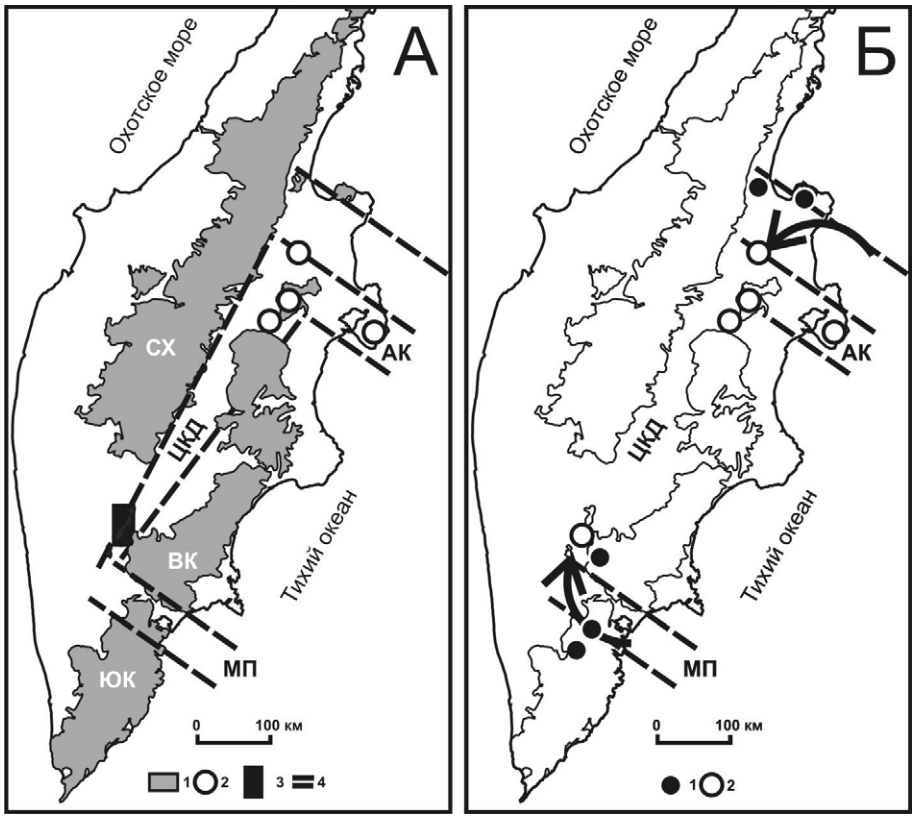


Рис. 1. Схемы локализации и модель геодинамической позиции NEB-адакитового и Mg# андезитового вулканизма Камчатки.

А. 1 – E_3-N_1 и N_2-Q вулканические пояса Камчатки; 2 – Mg-андезиты северной части ЦКД и зоны Алеутско-Камчатского сочленения (АК) (Portnyagin et al., 2007); 3 – район исследований южного фланга ЦКД; 4 – условные границы ЦКД, АК и Малко-Петропавловской поперечной разломной зоны (МП).

Б. Геодинамическая позиция NEB-адакитового и Mg# андезитового вулканизма Камчатки в модели деструкции литосферных плит в зонах поперечных трансформных дислокаций.

геодинамическими условиями его развития, с формированием структуры Алеутско-Камчатского сочленения. В представленных моделях отмечается возможность реализации процессов деструкции краевой части субдуцируемой океанической плиты (Алеутский «slab portal») под воздействием астеносферного апвеллинга, высокий тепловой поток в зоне сочленения, особенности геометрии схождения литосферных плит. Отмечается латеральная вещественная зональность магматизма с проявлением примитивных магнезиальных андезитовых магм на северном фланге ЦКД вблизи структуры сочленения и обогащенных Nb базальтоидных магм к северу от нее. При этом одним из положений моделей является вывод о невозможности формирования магм такого типа на Южной Камчатке, в условиях стандартных характеристик процессов субдукции океанической литосферы и пониженного теплового потока.

В ходе петролого-геохимических исследований позднекайнозойских вулканических комплексов островодужной системы Камчатки было проведено изучение экструзивно-лавового вулканического массива в междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка на южном фланге Центральной Камчатской Депрессии. Вулканический массив локализован на участке сужения структуры ЦКД и относится к крупному ареалу базальтоидного вулканизма, проявленному в виде обширных лавовых плато. Это ареал протягивается на расстояние до 40 км от широты р. Юртиная до широты реки Кенсол в северо-восточном направлении вдоль западного ограничения депрессии и вблизи разломной зоны северо-восточного простирания. Проведенное инструментальное датирование базальтоидов и андезитов вулкана $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом указывает на их более ранний возраст в диапазоне 3.2-2.7 млн. лет (N_2^2, средний плиоцен). Исследования показали [2], что в строении вулканического массива участвуют магнезиальные андезито-базальты (Mg# AB) и андезиты (Mg# A), обогащенные Nb базальты и андезито-базальты (NEB, NEBA) и различные типы адакитов. Все породы NEB-адакитовой Mg# андезитовой ассоциаций отличаются высокой магнезиальностью (Mg# 59-70) и являются примитивными по химизму. Среди адакитов выделяются наиболее обогащенные LILE компонентами Amph-содержащие (Sr/Y = 79-84) и умеренно обогащенные Pl-Cpx разности пород (Sr/Y = 67-70). Полученные изотопные характеристики пород Mg#A-NEB-адакитовой ассоциации южного фланга ЦКД соответствуют полю значений IAB Камчатки и MORB по Sr и Nd ($^{86}Sr/^{87}Sr$ = 0.70319-0.70354; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.513038-0.513123). При этом они имеют низкорадиогенный состав Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.134-18.223; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.435-15.460; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.724-37.827).

Обнаружение ареала развития магнезиального андезитового, адакитового и NEB вулканизма на южных флангах Центральной Камчатской Депрессии требует критического анализа или дополнений к ранее разработанным моделям происхождения примитивных андезитоидных магм островодужной системы Камчатки. Полученные петрологические и геодинамические доказательства проявлений примитивного андезитового вулканизма в Южном сегменте Камчатки свидетельствуют о возможной реализации особого сценария геодинамического развития островодужной системы Камчатки и указывают на роль в образовании магм такого типа поперечных разломных зон трансформного характера (Малко-Петропавловская структура).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 11-05-01009-а, 11-05-10008_к, Президиума СО РАН, ИП № 13.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е., Кэй Р.У., Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольцман Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А(Адак)-типа на Камчатке // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1553-1564.

2. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Материалы симпозиума. 22-27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449-454.

3. 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.

4. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978. V. 4. P. 117-132.

5. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta., 1997. V. 61. P. 577-600.

6. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma Generation at the Edge of the Pacific Plate // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. (Eds.: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J.). Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington D.C., 2007. V. 172. P. 199-239.

7. Yogodzinski G.M., Lees. J.M., Churikova T. G., Dorendorf F., Worner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature, 2001. V. 409. N. 25. P. 500-504.

Геохронологические рубежи обстановки скольжения плит в кеткапско-юнской магматической провинции Алданского щита по данным изотопного датирования

Полин В.Ф.[1], Мицук В.В.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
[2]ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск, Россия

Значительность объемов субщелочных магматитов в континентальной коре Алданского щита делает их источники предметом полемики, касающейся проблем геодинамики, роста континентов и рециклинга корового вещества. Существующие модели мезозойского магматизма Алданского щита увязывают его проявления либо с субдукционными и коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит, по другой версии, Амурского геоблока и Юго-западной части Сибирской платформы, либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа. Полученные нами в ходе предшествующих работ результаты петро- и геохимического изучения магматических пород позволили принять, в качестве рабочей для происхождения диоритоидно-гранитоидных и монцонитоидных расплавов, гипотезу парциального плавления пород нижней коры Алданского щита в ходе разных этапов единого тектоно-магматического цикла, связанного с существованием трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [2-5].

В междуречье Учур-Мая многофазные вулканоплутонические сооружения центрального типа, с различным сочетанием гипабиссальных, субвулканических и вулканических членов образуют протяженную на более чем 300 км дугообразную магматогенную структуру, представленную двумя зонами позднемезозойской тектоно-магматической активизации щита: Кеткапско-Юнской (ККЮМП) и Томптоканской магматическими провинциями. Большой интерес представляют вопросы хроностратиграфии, петрогеохимической и геодинамической типизации юрско-раннемелового трахиандезит-диорит-гранодиоритового учурского и монцонит – сиенитового кеткапского комплексов, проявленных в Кеткапско-Юнской магматической провинции, для оценки тектонической обстановки их формирования и особенностей петрогенезиса. Проблема имеет и немаловажное прикладное значение в связи с промышленной золотоносностью субщелочных кварцевых диоритов третьей фазы учурского комплекса.

Кеткапско-Юнская провинция в последние годы детально изучалась геолого-поисковым и петрологическим методами. Однако вопросы ее хроностратиграфии дебатируется на протяжении длительного времени и остаются открытыми; возрастные определения при этом до последнего времени производились на основании изотопного K-Ar датирования по валу (напр. [1]). Для лучшего понимания тектонической и магматической эволюции ККЮМП ныне требуется уточненная схема ее хроностратиграфии, и современные методы U-Pb датирования идеально подходят для решения данной задачи.

Наблюдаемое многообразие мезозойских изверженных пород Алданского щита объединя-

ется разными авторами в алданский, алданский и кеткапский, кеткапский и улаханский, облачный и алданский, алданский и джугджурский комплексы. Своим формированием они обязаны двум крупным циклам тектоно-магматической активности, подразделяемым на три [1], либо четыре – пять [2-3 и др.] фаз или этапов. В вопросе эволюции магматизма Кеткапско-Юнской провинции автор этого сообщения до недавних пор придерживался двуцикличной пятиэтапной схемы [2-5 и др.]. На основании детальных геологических наблюдений и немногочисленных данных калий-аргонового датирования, было предложено подразделение мезозойских магматитов на четыре комплекса: раннеюрско-раннемеловой трахиандезит-диорит-гранодиоритовый учурский, юрско-меловые: тефрит-фонолит-щелочнотрахитовый (со щелочными сиенитами) бокурский и фоидо-щелочно-сиенитовый дарьинский, меловой монцонит-сиенитовый кеткапский. Петролого-геохимическая характеристика их приведена в работах [2-5 и др.].

K-Ar архивные датировки для ККЮМП в целом варьируют от 188 до 83 млн. лет; что соответствует интервалу «ранняя юра – поздний мел». Ряд крайних значений (210, 211, 70 млн. лет) связан с разными причинами, что вызывает необходимость корректировки таких данных. В данном контексте представляются весьма интересными полученные нами новые результаты U-Pb и K-Ar датирования полиформационного магматизма ККЮМП. Образцы для исследований отобраны в пределах Улаханского, Юртового, Юнско-Даньского, Дюсь-Макитского и Усмуно-Дарьинского магматогенных поднятий ККЮМП.

В табл. 1 сведены геологические представления об эволюции магматизма ККЮМП, принятые в настоящее время, а также фондовые и литературные материалы по изотопной геохронологии пород ККЮМП, равно как и полученные автором «валовые» калий-аргоновые датировки пород и результаты SHRIMP-анализа цирконов в некоторых из них.

Размах калий-аргоновых датировок для 8 валовых проб субщелочных интрузивных пород отвечает раннему мелу (142±3 – 104±2.5 млн. лет), что значимо разнится от приводимых в материалах геолого-съемочных работ данных (табл. 1).

Таблица 1. Формационная принадлежность и эволюция субщелочного магматизма ККЮМП.

Серия		
кали-натриевая субщелочная		калиевая субщелочная
Формация		
трахиандезит-трахидацитовая	субщелочных диоритов-гранодиоритов	монцонит-сиенитовая
учурский		кеткапский
	четвертая фаза (K_1) (*138; *120±3 млн. лет) Мелкие штоки и лакколиты, изредка, дайки и маломощные силлы субщелочных гранитов и субщелочных гранодиоритов-кварцевых сиенитов **ПН-238-8618 (субщелочной гранодиорит) – **129±3 млн. лет** **ПН-239-8572 (субщелочной гранодиорит) – (***102±23) млн. лет (117,8; 123,4 – измеренные значения, среднее по ним: 120.4±4)**	**четвертая фаза** (K_1-K_2?) Дайки субщелочных гранитов, кварцевых сиенитов – – граносиентитов – субщелочных гранодиоритов, аляскитов (в кальдерах проседания и по их периферии; в местах пересечения систем глубинных разломов) **ПН-045-6105 (аляскит) – (***125.8±2.5) млн. лет** **ПН-131.574 (граносиенит) - **104±2.5 млн. лет**

Окончание таблицы 1.

	третья фаза (J_3-K_1) (*137;*138;*138;*130±20 млн. лет) Крупные лакколиты, мощные силлы, реже, небольшие штоки субщелочных кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов; маломощные силлы и редкие дайки пироксеновых трахиандезитов, феррогаббро, силлоподобные залежи и линзы габбро-диорит-пегматитов и габбро-пегматитов **ПН-238-8642 (субщелочной кварцевый диорит) – **142±3 (***120.1±5.5) млн. лет **ПН-142-8126 (субщелочной кварцевый диорит) – **109±3 (***124.4±4) млн. лет**	**третья фаза** (K_1?) Дайки, штоки, воронковидные интрузии, реже, лакколиты и силлы субщелочных диоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых монцонитов-сиенитов, редкие мелкие дайки бостонитов, ортофиров, минетт (по периферии кальдер проседания) **ПН-131.588-598Д (монцодиорит) – **121±2.5 (***123.6±1.6) млн. лет**
вторая фаза (J_2-J_3?) Короткие лавовые потоки и маломощные горизонты туфов трахидацитов; силлы и экструзивные купола, реже, дайки трахидацитов и трахириодацитов (по периферии кальдер проседания)	**вторая фаза** (J_2-J_3) (*155; *151±5 млн. лет) Мало- и умеренно-мощные силлы сиенит-порфиров – субщелочных гранодиорит-порфиров **ПН-9260-6 (субщелочной гранодиорит) – **126±2.5 млн. лет**	**вторая фаза** (K_1) (*100; *105; *108; *110 млн. лет) Маломощные короткие потоки и редкие туфовые покровы, иногда дайки дацитов и трахидацитов; изредка, дайки щелочных трахидацитов (в кальдерах проседания и по их периферии)
первая фаза (J_1-J_2?) Маломощные горизонты туфов, туфолав и лав андезитов и трахиандезитов (в кальдерах проседания); мелкие силлы и редкие дайки тех же пород	первая фаза (J_1-J_2) (*167; *172; *183; *188 млн. лет) Маломощные силлы субщелочных кварцевых и бескварцевых диоритовых порфиритов, редкие дайки и маломощные силлы спессартитов, вогезитов **ПН-133-1501 (субщелочной диоритовый порфирит)** – (***122±1) млн. лет	первая фаза (K_1?) Некки, маломощные силлы и дайки меласиенитов – субщелочных (бесфельдшпатоидных) эссекситов-шонкинитов **ПН-111.594/2 (эссексит-шонкинит субщелочной) – **128±2.5** **ПН-137-1580 (монцонит)** – **134±3 млн. лет**

Примечание: * – значения K-Ar возраста по данным (Кичигин, 1973) и материалам геолого-съемочных работ; ** – K-Ar датировки возраста по авторским образцам; *** – данные U-Pb (SHRIMP-II)-датирования по цирконам (конкордантные величины датировок).

U-Pb датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Предварительные наблюдения в катодолюминесцентном излучении показали, что большинство кристаллов циркона имеют обычную для магматитов осциллярную зональность. В четырех случаях получены датировки, статистически принадлежащие к единой совокупности или выборке. Для них рассчитаны скорректированные на ^{207}Pb средневзвешенные значения конкордантных дат или средневзвешенные $^{206}Pb/^{238}U$ индивидуальных дат, представляющих возраст кристаллизации пород. Полученные значения уран-свинцового возраста диоритоидов учурского комплекса варьируют от 124.4 до 120.1 млн. лет; для кеткапских монцонитоидов колебания имеющихся уран-свинцовых датировок попадают в интервал 125.8 – 123.6 млн. лет (табл. 1).

Сопоставление результатов валовых калий – аргоновых и уран-свинцовых (SHRIMP) датировок по одной и той же пробе выявило необычную особенность: превышение, в ряде случаев, датировок, полученных калий-аргоновым методом, над уран-свинцовыми датировками по цирконам. Подобное явление может объясняться либо привносом радиогенного аргона, либо выносом калия. Резкое несовпадение архивных данных с полученными нами может иметь вероятной причиной и присутствие среди пород учурского комплекса более древних разновидностей, чем проанализированные SHRIMP-методом на настоящее время.

В двух пробах учурских пород (диорит и гранодиорит) и одной – кеткапской (аляскит) присутствует значительное количество детритовых цирконов, принадлежащих, вероятно, веществу протолита. Вариации датировок для цирконов из протолита колеблются от 200 млн. до 2 млрд. лет, что согласуется с главными возрастными этапами магматизма в пределах Алданского щита.

Выводы:

Главный вывод, вытекающий из анализа результатов SHRIMP-датирования, состоит в том, что длительность проявлений субщелочного магматизма в ККЮМП имеет лишь несколько млн. лет и укладывается в рамки аптского века, что значимо разнится с «валовыми» калий-аргоновыми датировками, полученными предшественниками. Этот временной отрезок фиксирует, вероятно, завершающую стадию обстановки взаимного скольжения литосферных плит: Сибирского кратона и Амурского геоблока.

Полученные результаты позволяют более обоснованно расчленить учурский и кеткапский комплексы на отдельные фазы и фации, отражающие определенные этапы в истории их формирования, и вносят существенный вклад в воссоздание детальной эволюционной последовательности субщелочного вулкано-плутонизма для выявления его точного места в общей схеме магматизма как ККЮМП, так и всей области мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кичигин Л.Н. // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 147-153.

2. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. // Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2001. Т. 1. С. 185-191.

3. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. // ДАН, 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.

4. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С. // Материалы XII сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. Т. 2. С. 103-107.

5. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. // ДАН, 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.

Геохимические особенности позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня как индикаторы смены геодинамического режима на рубеже мезозоя-кайнозоя

Попов В.К., Гребенников А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, vladpov@fegi.ru

На территории Восточного Сихотэ-Алиня основные вспышки кислого игнимбритового вулканизма происходили в позднем мелу (турон-кампан) и раннем палеогене (палеоцен-эоцен). Согласно устоявшимся представлениям (с позиции плитовой тектоники) на рубеже мезозоя-кайнозоя произошло изменение вектора движения Тихоокеанской плиты и, как следствие, – геодинамических обстановок проявления магматизма региона от надсубдукционной в позднемеловое время к трансформной континентальной окраине в раннем палеогене [1, 4]. В настоящее время геотектонические обстановки трансформных континентальных окраин предложено выделять как обстановки зоны скольжения литосферных плит окраинноконтинентального типа [5]. Ранее нами рассматривались некоторые геохимические аспекты кислого вулканизма данных периодов [2, 3].

В данном сообщении, на основе полученных авторами новых результатов изотопно-геохимического изучения позднемеловых и палеогеновых игнимбритов Восточного Сихотэ-Алиня, рассмотрены их геохимические особенности как индикаторы смены геодинамического режима региона на рубеже мезозоя-кайнозоя.

В турон-кампанское время (90-75 млн. л.н.) в пределах Восточного Сихотэ-Алиня произошли ареальные большеобъемные извержения кислых магм, сформировашие мощный покров платоигнимбритов приморской серии в составе надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Приморская серия сложена кристаллотуфами и кристаллоигнимбритами риодацитового и риолитового состава. Формирование полей платоигнимбритов связывается с ареальными извержениями из малоглубинных очагов гранитоидной магмы. Их отличительной особенностью является высокое содержание (40-60%) кристаллокластов кварца и плагиоклаза размером до 1 см. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы в основном представлены магнетитом, апатитом, реже цирконом и ортитом. Плутоническими аналогами платоигнимбритов являются гранитоиды приморской серии, вскрытые в наиболее эродированных вулканических центрах. По химическому составу кислые эффузивы относятся к известково-щелочной серии. Породы характеризуются кислым и умеренно кислым составом (SiO_2 = 64-75 масс. %), повышенной глиноземистостью, нормальной и повышенной щелочностью. На графиках концентрации элементов, нормированных к среднему составу верхней коры, характер их распределения соответствует магматическим породам окраинно-континентального типа с минимумами по ниобию, стронцию, цирконию, титану и максимумами по калию, торию, лантану, церию [2]. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса для гранитных пород точки составов игнимбритов приморского комплекса располагаются в полях гранитов островодужного и орогенного типов. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирует от 0.70780 до 0.71016 (Попов, неопубликованные данные).

В палеоцене-раннем эоцене (65-45 млн. л.н.) ареалы развития кислого игнимбритового вулканизма приурочены к локальным рифтогенным структурам субширотной и северо-западной ориентировки, наложенным на разнородные орогенные структуры Сихотэ-Алинской складчатой области, включая поля эффузивов позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканические извержения флюидонасыщенных кислых магм привели к образованию гиалоигнимбритов, спекшихся туфов, вулканических стекол и флюидальных риолитов (последние часто в форме экструзивных куполов) богопольского вулканического комплекса, заполнивших тектонические просадки и кальдеры. Субвулканическими аналогами игнимбритов богопольского комплекса являются граниты и гранит-порфиры вскрытых близповерхностных магматических очагов. Эффузивные фации характеризуются широким набором минералов-вкрапленников, представленных кварцем, санидином, плагиоклазом, высокожелезистыми оливином (Fa_{89-99}), авгитом (Cpx_{95-99}), гиперстеном (Opx_{71-75}), роговой обманкой (Hb_{70-80}), биотитом (Bi_{70-88}) и ильменитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, муассанитом, и редкими «шариками» самородного железа и когенита [6]. Магматические породы богопольского комплекса относятся к известково-щелочной серии с высоким содержанием кремнекислоты (SiO_2 = 70-78 масс. %), с дифференцированым распределением калия и натрия. Это отражается в широких вариациях микроэлементного состава пород. В целом, вулканиты обогащены крупноионными литофильными элементами и Zr с дифференцированным распределением Ba и Sr. Относительно среднего состава континентальной коры для них характерно повышенное содержание элементов редкоземельной группы. Значения первичных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гиалоигнимбритах варьируют от 0.70659 до 0.70810.

Сравнительный анализ состава позднемеловых и палеогеновых игнимбритов выявил следующие отличительные особенности этих комплексов. Кристаллонасыщенные туфы и игнимбриты приморской серии относятся к высокоглиноземистому типу пород (al' > 1) и характеризуются

повышенными содержаниями магния, марганца, титана, суммарного железа, кальция, а спекшиеся туфы и гиалоигнимбриты богопольского комплекса – умеренно- и высокоглиноземистым составом с более высокими концентрациями кремнезема и щелочей.

На графике K+Na – Mg+Ca отчетливо проявлены отличия в катионном составе в составе позднемеловых и палеогеновых игнимбритов (рис. 1). Такое распределение термофильных и щелочных элементов отражает степень кристаллонасыщенности эффузивных пород.

Кристаллоигнимбриты и туфы приморской серии относятся к магнезиальным (magnesian), реже железистым (ferroan), известковым и известково-щелочным образования, а гиалоигнимбриты и спекшиеся туфы богопольского комплекса – железистым (ferroan), известково-щелочным и щелочно-известковым типами магматических пород (рис. 2).

На многокомпонентных диаграммах (спайдердиаграммах), нормализованных к составу нижней континентальной коры (по Weaver, Tarney, 1984), оба типа игнимбритов имеют сходный характер распределения элементов, с повышенным содержанием Rb, Th, U, K и элементов редкоземельной группы. Избирательное распределение в породах высокозарядных и редкоземельных элементов обусловлено составом акцессорных минералов – циркона и апатита в кристаллоигнимбритах и туфах приморской серии, ортита и монацита в породах богопольского комплекса. Кроме того, вулканиты приморской серии характеризуются более высокими концентрациями щелочноземельных элементов (Ca, Sr, Ba и Mg), а богопольского комплекса – щелочных металлов (K, Na, Rb, Cs). Вместе с тем, гиалоигнимбриты и экструзивные перлиты завершающих этапов развития богопольского комплекса отличаются минимальными содержаниями Sr, Ba и Eu.

На дискриминантных геохимических диаграммах Пирса, Харриса и модифицированной диаграмме С.Д. Великославинского точки состава вулканических пород приморского комплекса попадают в поля гранитов вулканических дуг и коллизионных гранитов, а фигуративные точки состава богопольских эффузивов занимают переходное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов.

Согласно классификационным диаграммам A. Miyashiro и B.R. Frost, позднемеловые кристаллоигнимбриты относятся к S-типу гранитов, образование которых может быть связано с парциальным плавлением метаосадочных пород. Точки состава гиалоигнимбритов богопольского комплекса располагаются в области совмещения полей гранитов S-, A- и I-типа, а на диаграмме A/(C+N+K) – (N+K)/A они образуют эволюционный тренд от S-типа (для вулканитов началь-

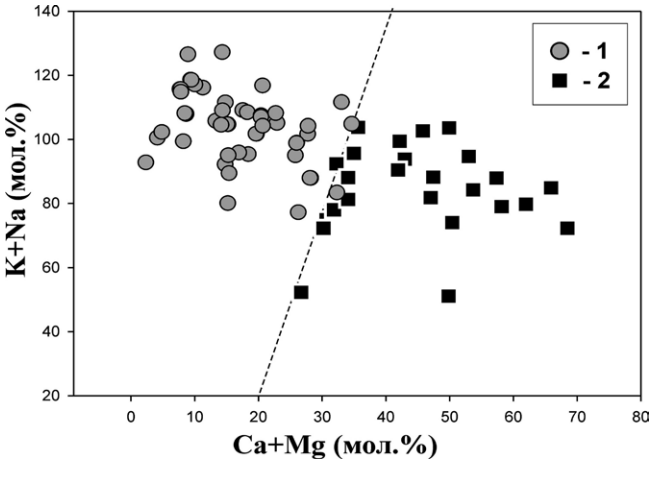


Рис. 1. Диаграмма Na+K – Ca+Mg, мол. %, по (Максимов, Гребенников, 2007). Прерывистая линия проведена условно. 1 – вулканические стекла, гиалоигнимбриты и спекшиеся туфы богопольского комплекса; 2 – кристаллоигнимбриты и туфы приморской серии.

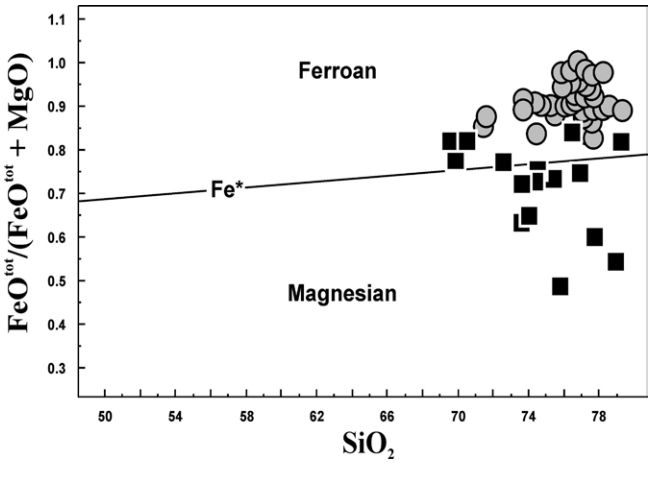


Рис. 2. Диаграмма $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ – SiO_2 (вес. %), по [7]. Сплошная линия показывает границу между железистыми (ferroan) и магнезиальными (magnesian) типами гранитоидов. Условные обозначения приведены на рис. 1.

ного этапа) до А-типа (заключительные фазы игнимбритовых извержений) (рис. 3). Составы биотитов из вулканитов богопольского комплекса также свидетельствуют о принадлежности этих пород к А-типу гранитных магм.

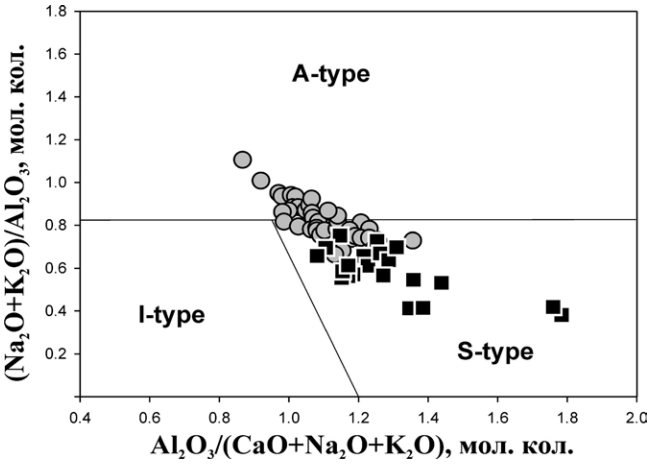


Рис. 3. Диаграмма A/(C+N+K) – (N+K)/A, по (Maeda, 1990). Условные обозначения приведены на рис. 1.

Таким образом, анализ вещественного и изотопно-геохимического состава туфов и кристаллоигнибритов приморской серии свидетельствует об их принадлежности к высокоглиноземистым гранитам S-типа. Их образование возможно в окислительной обстановке с участием водных флюидов, характерных для вулканизма надсубдукционного геодинамического режима. Для палеогенового игнимбритового вулканизма установлена эволюционная направленность, выраженная в последовательной смене состава источников гранитных магм от высокоглиноземистых (S-типа) к щелочно-известковым магмам А-типа. Формирование последних возможно при участии восстановленных (существенно водородных) флюидов [6], источником которых в процессе образования кислых коровых магм является обогащенное вещество астеносферы. Эти признаки свойственны для мантийного и корового магматизма зон растяжения, связанного с окраинноконтинентальным режимом скольжения литосферных плит [5].

В заключении отметим, что установленные геохимические особенности позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня являются индикаторами смены геодинамического режима активной континентальной окраины Азии на рубеже мезозоя-кайнозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-А-08-407 и № 09-III-А-08-401.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 С.

2. Попов В.К., Симаненко В.П., Сахно В.Г. Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (поздний сеноман-маастрихт) // В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 273-281.

3. Попов В.К., Гребенников А.В. Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен). Кислый вулканизм // В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук / Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 354-361.

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

5. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 32-37.

6. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2006. V. 101. N. 2. P. 69-88.

7. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology, 2001. V. 42. N. 11. P. 2033-2048.

Состав и строение литосферной мантии Дальнего Востока России по данным изучения глубинных ксенолитов

Приходько В.С., Петухова Л.Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, vladimir@itig.as.khb.ru

Ксенолиты шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских щелочных базальтоидов ДВ России (вулканические постройки на юго-восточном фланге Северо-Азиатского кратона*, на Ханкайском микроконтиненте**, Сихотэ-Алинской орогенной системе*** и Восточно-Сихотэ-Алинском вулкано-плутоническом поясе****) характеризуют литосферную мантию тектонических структур региона. Изучение представительных выборок мантийных ксенолитов из десяти вулканических построек (Токинские*, Свиягинские** и Медвежий**, Алчанский***, Анюйский***, Бархатный***, Болоньский*** и Иннокентьевский***, Коппинский****) показало определенные различия в составе литосферной мантии названных структур.

Среди изученных глубинных ксенолитов преобладают разнообразные шпинелевые перидотиты, характеризующийся устойчивой минеральной ассоциацией оливин+ ромбический пироксен + + моноклинный пироксен + хромшпинель. В основном это лерцолиты, оливиновые вебстериты и гарцбургиты. Границы ксенолитов обычно резкие. Большая часть изученных ксенолитов характеризуются равномернозернистым строением с однородным распределением минералов в образце. В ряде случаев обнаруживаются порфиробласты оливина или ромбического пироксена, создавая предпочтительную ориентировку в породе. Обычными для этих пород являются остаточные деформационные микроструктуры в минералах. В пределах отдельных вулканических построек ксенолиты характеризуются широким спектром модальных составов (от бедных клинопироксеном пород до существенно богатых). Полученные химические анализы представительных выборок пород (от 15 до 35 образцов) позволили построить петрохимические структуры ассоциаций ксенолитов шпинелевых перидотитов (лерцолиты и гарцбургиты) для всех изученных построек. На основе этой базы данных проводился сравнительный анализ вещественного состава ксенолитов шпинелевых перидотитов с целью оценки степени вертикальной и горизонтальной гетерогенности глубинного вещества в пределах континентального блока литосферы Дальнего Востока.

Отличительной петрохимической особенностью изученных выборок мантийных ксенолитов в пределах каждой из построек являются наличие пород с высокими и низкими содержаниями MgO, CaO, Al_2O_3 и других компонентов. Линейный характер зависимостей между содержаниями петрогенных элементов в ксенолитах шпинелевых перидотитов (отрицательные корреляции содержания MgO с содержаниями FeO, Al_2O_3, CaO и других «базальтоидных» элементов) предполагает их реститовую природу в рамках модели частичного плавления. При отделении от «первоначального» вещества мантии магматических жидкостей возникали в различной степени истощенные перидотиты. Состав комплементарных членов (выплавок и реститов) контролировался химизмом мантийного вещества, степенью его плавления и коэффициентами распределения элементов между жидкой и твердыми фазами.

На диаграмму в координатах MgO–Al_2O_3 нанесены фигуративные точки ксенолитов из вулканических построек (рис. 1). Большая часть ксенолитов из Токинских базальтоидов являются высокомагнезиальными перидотитами с низкими содержаниями легкоплавких компонентов, т.е. литосферная мантия под юго-восточным флангом кратона сложена в целом деплетированными разностями. Степень частичного плавления исходного мантийного вещества доходила до 40% [1]. Ксенолиты из вулканитов Ханкайского массива неоднородны по составу и сложены менее истощенными ультрамафитами. Низкоглиноземистые разности из вулканитов Медвежьего вулкана являются продуктами достаточно высоких степеней частичного плавления (более 20%) исходного субстрата. Составы мантийных ксенолитов из вулканических построек Сихотэ-Алинской системы можно

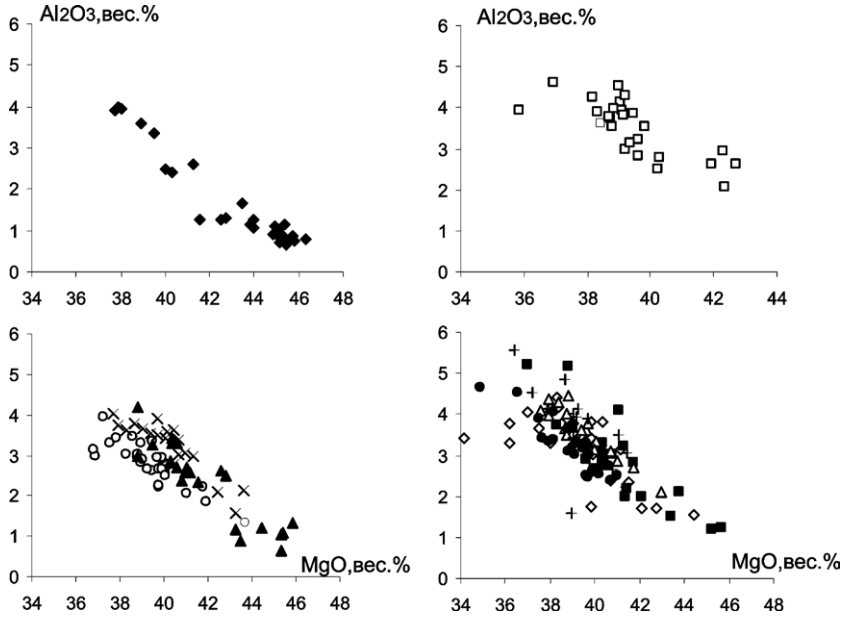


Рис. 1. Соотношения MgO и Al_2O_3 в ксенолитах шпинелевых перидотитов из построек:
1 – Токинские, 2 – Коппинская, 3 – Свиягинская-1, 4 – Медвежья, 5 – Свиягинская-2, 6 – Иннокентьевск, 7 – Болоньская, 8 – Бархатная, 9 – Алчанская, 10 – Анюйские постройки.

условно подразделить на три группы: из Болоньского и Иннокентьевского, из Алчанского и Бархатного и, из Анюйского. В составе глубинных пород первой группы присутствуют высокомагнезиальные разности, что сближает их с ксенолитами, представляющих литосферную мантию Ханкайского кратонного террейна. Глубинные породы второй группы являются менее истощенными, их объединяет близость составов. Средний состав ксенолитов Анюйской постройки характеризуются повышенными значениями содержаний CaO и Al_2O_3, и пониженными – MgO по отношению к остальным выборкам глубинных пород. Петрохимическая структура ксенолитов Коппинского вулкана, представляющих литосферную мантию вулканического пояса, близка вещественным характеристикам ксенолитов из базальтоидов Алчанского и Бархатного вулканов.

Таким образом, изучение составов представительных выборок ксенолитов шпинелевых перидотитов, представляющих литосферную мантию различных тектонических структур ДВ России, показало, что в пределах этих структур существует определенный спектр составов мантийного вещества на уровне фации шпинелевых перидотитов. Степень деплетированности литосферной мантии последовательно возрастает от пояса, орогенной системы, кратонного террейна к краевым флангам кратона.

Изучены зависимости изменений химических составов минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов от их магнезиальности (на примере глубинных пород из Алчанского и Свиягинского вулканов), которые выявили следующие особенности (рис. 2). Поведение оксидов в минералах ксенолитов Алчанской постройки (содержания Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене и Cr_2O_3 в хромшпинели) находится в рамках модели частичного плавления, когда увеличение магнезиальности породы сопровождается уменьшением натрия в клинопироксене и возрастанием хрома в клинопироксене и шпинели. Иная картина установлена для минералов ксенолитов Свиягинской постройки, представляющих литосферную мантию кратонного террейна. Содержание оксидов сохраняется практически на одинаковом уровне вне зависимости от магнезиальности пород (рис. 2). Такой характер поведения элементов в минералах мог возникнуть в результате твердофазовых реакций при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые.

Отсутствие плагиоклазовых и гранатовых разностей среди изученных ксенолитов, с учетом геотермических градиентов и рассчитанных температур минеральных равновесий (850-1100° С), свидетельствует, что мантийные породы извлекались щелочнобазальтовыми расплавами с глубин 40-60 км. Показано, что на этом интервале литосферная мантия дифференцирована как по вертикали, так и по латерали. Эти неоднородности фиксируются в представленном спектре

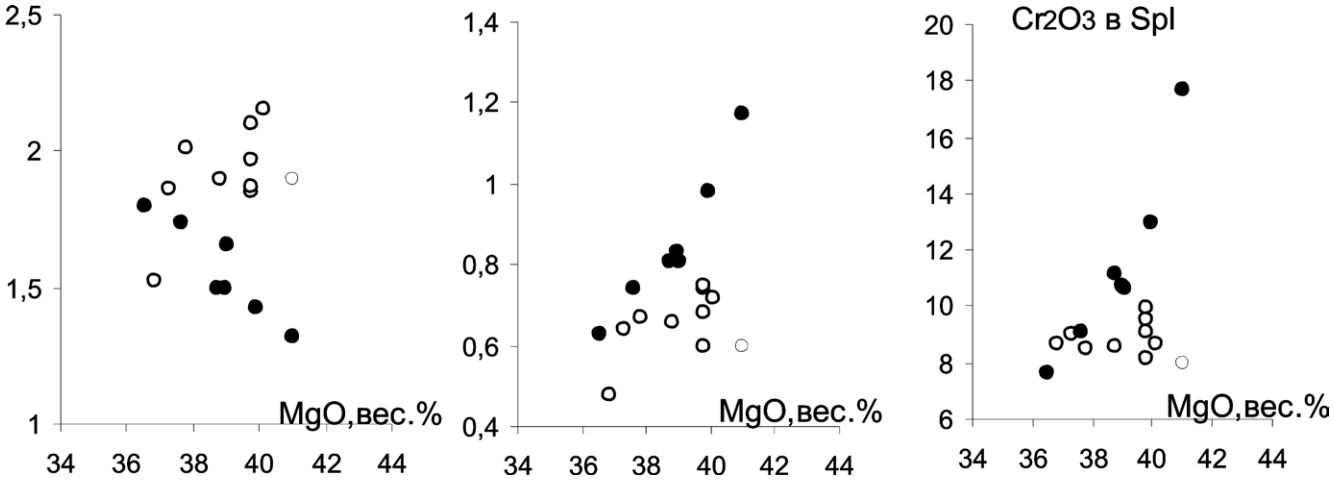


Рис. 2. Зависимость содержаний Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене и Cr_2O_3 в хромшпинели от магнезиальности пород (условные обозначения на рис. 1).

различных типов пород шпинелевой фации глубинности. Предполагается, что они является результатами дифференциации первичного вещества мантии и последующими геодинамическими обстановками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dmitri A. Ionov, Vladimir S. Prikhodko, Jean-Louis Bodinier, Alexander V. Sobolev, Dominique Weis. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. Contrib. Mineral Petrol (2005) 149; 647-665.

Типизация и возможные геодинамические условия образования полиметаморфических комплексов палеоконтинетальной области Урала

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

На Урале полиметаморфические образования распространены исключительно в областях развития докембрия. Однако вопрос об истинном возрасте этих пород остается предметом дискуссий. Для некоторых из них по структурно-петрологическим и радиохронологическим данным обосновывается принадлежность к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса. Наиболее надежно обоснован раннедокембрийский возраст пород для полиметаморфических комплексов Западной (палеоконтинентальной) области Урала. В последние годы установлен дорифейский возраст микулкинского комплекса, расположенного в северо-западной части Тимано-Канинской гряды [4].

Среди полиметаморфических комплексов Урала (и Тимано-Канинской гряды) мы выделяем следующие основные разновидности: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, кристаллосланцевые, гранулито-метабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые [5]. Их пространственное положение показано на рисунке.

Наиболее древние датировки цирконов получены по породам тараташского гнейсо-гранулитового комплекса на Южном Урале. Они соответствуют интервалу 3.6-2.8 млрд. лет, чем определяется позднеархейский возраст субстрата. U-Pb датировки по малым навескам цирконов с выделением разновозрастных генераций этого минерала и по единичным зернам цирконов дают основание считать, что ранний этап метаморфизма гранулитовой фации проявился здесь

около 2.9 млрд. лет назад [3, 6 и др.]. Диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2.1-1.7 млрд. лет назад.

В гнейсо-мигматитовых комплексах (александровском – на Южном Урале, няртинском и ханмейхойском комплексах на севере Урала), а также в париквасьшорском кристаллосланцевом комплексе Полярного Урала древнейшие возрастные определения варьируют в интервале 2.12-1.75 млрд. лет. Возрастной рубеж метаморфизма гранулитовой фации определяется цифрами около 2.1 млрд. лет [5].

На п-ве Канин по цирконам из пород микулкинского кристаллосланцевого комплекса получено три возрастных интервала: 1994-1764, 1372-1338 и 1260-1080 млн. лет [5], которые согласуются с возрастом постгранулитовых процессов метаморфизма в породах александровского комплекса.

Гранулит-метабазитовые комплексы давно рассматриваются нами как возможные возрастные аналоги гнейсо-гранулитовых комплексов, к которым на Урале относится уже упоминавшийся выше верхнеархейский гнейсо-гранулитовый тараташский комплекс. Недавно В.А. Душиным и его соавторами [2] опубликованы U-Pb (SHRIMP-II) возрастные датировки цирконов из метабазитов малыкского гранулит-метабазитового комплекса, свидетельствующие о проявлении в них ранних метаморфических событий в конце архея – около 2.7 млрд. лет назад.

Вопрос о возрасте и возможности сопоставления с докембрием древних платформ эклогитсодержащих толщ Урала остается проблематичным. Тем не менее, реальность проявления ультравысокобарического метаморфизма в раннем докембрии доказывается находками архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе Сфеноскандинавского щита. В геохронологическом отношении лучше изучен марункеуский комплекс Полярного Урала. Максимальные значения возраста пород этого комплекса, определенные путем K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1.70, 1. 56, 1.54 млрд. лет. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов (1.68±0.07, 1.61±0.07, 1.54±0.15, 1.54±0.14 млрд. лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем [1]. Кроме того, для циркона из этих же пород В.Л. Андреичевым получен конкордантный U-Pb возраст, равный 1.86 млрд лет. Эти данные дают основание считать, что, ультравысокобарический метаморфизм, который обычно связывается с субдукцией океанической коры, в пределах рассматриваемой территории проявился в раннедокембрийское время более, чем 1.70 млрд. лет назад (по-видимому, в интервале 1.9-2.1 млрд. лет назад, если возрастное значение, полученное для циркона и высокую вероятность комплементарного развития высокотемпературных умеренно- и высокобарических процессов).

Различия в вещественном составе, а также фациальных условиях и особенно типе метаморфизма пород позволяет выделить две группы полиметаморфических комплексов. Одна из них характеризуется преобладанием в разрезе пород кислого состава, преимущественно первично-осадочного происхождения и умереннобарическим типом метаморфизма. В составе другой группы существенная роль принадлежит первично-магматическим образованиям, преимущественно основного ряда, испытавшим высокобарический метаморфизм. В каждой из названных двух групп можно выделить вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов (таблица). Вертикальный (возрастной) ряд комплексов, первой из перечисленных групп, составляют (снизу-вверх): гнейсо-гранулитовые (тараташский комплекс) → гнейсо-мигматитовые (александровский, няртинский, ханмейхойский комплексы) → кристаллосланцевые (микулкинский, париквасьшорский, хараматалоуский комплексы). Второй вертикальный ряд составляют (снизу-вверх): гранулит-метабазитовые (малыкский и хордъюский комплексы) → эклогито-гнейсовые (марункеуский комплекс) → эклогито-сланцевые (неркаюский и максютовский комплексы). Наряду с вертикальными рядами намечаются определенные латеральные соотношения между различными комплексами, свидетельствующими об их формировании в разных геодинамических обстановках (таблица). Из приведенных выше геохронологических данных можно сделать заключение, что различия в геодинамических обстановках формирования рассматриваемых

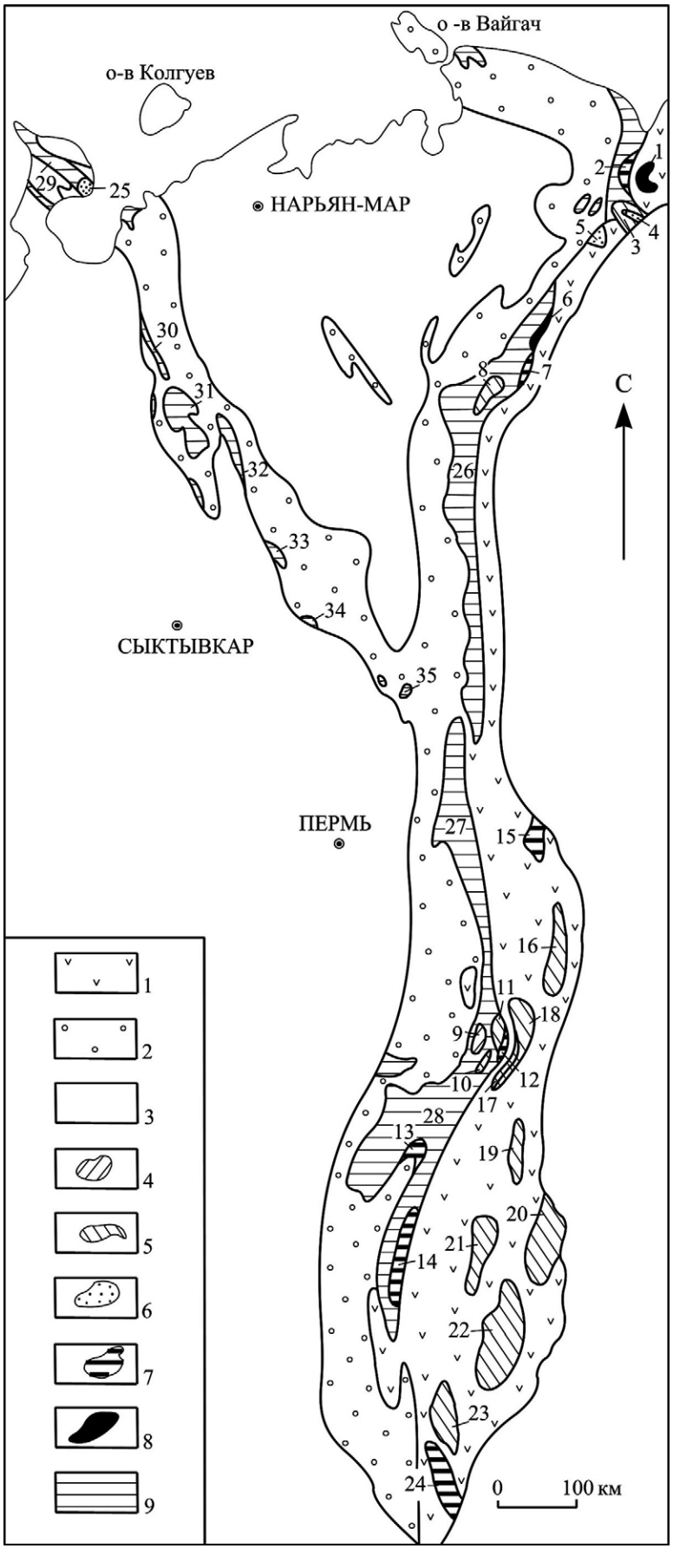


Рис. Схема размещения докембрийских комплексов Тимано-Уральского региона.
1-2 – палеозойские формации: 1 – палеоокеанические, 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4-8 – нижнедокембрийские (?) полиметаморфические комплексы: 4 – гнейсо-гранулитовые, 5 – гнейсо-мигматитовый, 6 – красталлосланцевые, 7 – эклогит-амфиболитгнейсовые и эклогит-сланцевые, 8 – гранулит-метабазитовые; 9 – верхнедокембрийские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Метаморфические комплексы: 1 – малыкский, 2 – марункеуский, 3 – ханмейхойский, 4 – париквасьшорский, 5 – хараматалоуский, 6 – хордъюский, 7 – неркаюский, 8 – няртинский, 9 – тараташский, 10 – александровский, 11 – уфалейский, 12 – восточно-уфалейский, 13 – белорецкий, 14 – максютовский, 15 – салдинский, 16 – мурзинско-адуйский, 17 – селянкинский, 18 – сысертско-ильменогорский, 19 – кочкарский, 20 – мариинский, 21 – адамовский, 22 – текельдытауский, 23 – кайрактинский, 24 – талдыкский, 25 – микулкинский. Основные области развития докембрия: 26 – Центрально-Уральская зона, 27 – Кваркушское поднятие, 28 – Башкирское поднятие, 29 – поднятие Канин Нос, 30 – Цылемский камень, 31 – Четласский камень, 32 – Вымская гряда, 33 – Обдырское поднятие, 34 – поднятие Джежимпарма, 35 – Полюдовское поднятие.

Таблица. Латеральные и вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов

Возраст	Комплексы	
PR_1	**Кристаллосланцевые комплексы** Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и афиболитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) фаций. Гранитизация проявлена слабо.	**Эклогито-сланцевые комплексы** Метаморфизм эклогитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) и гранат-глаукофансланцевой субфаций.
$AR_2(?)$-PR_1	**Гнейсо-мигматитовые комплексы** Метаморфизм амфиболитовой фации умеренных давлений с реликтами гранулитовой фации. Гранитизация. Гранито-гнейсовые купола.	**Эклогито-гнейсовые комплексы** Метаморфизм эклогитовой фации. Ультравысокобарические субфации.
AR_{1-2}	**Гнейсо-гранулитовые комплексы** Метаморфизм гранулитовой фации умеренных и пониженных давлений.	**Гранулито-метабазитовые комплексы** Метаморфизм гранулитовой фации повышенных и высоких давлений.

структурно-вещественных комплексов существовали, начиная, по крайней мере, с позднего архея и в течение всего раннего протерозоя.

Установленные закономерности в составе и строении полиметаморфических комплексов палеоконтинетальной области Урала, их вертикальные и латеральные соотношения, а также данные о возрасте появления процессов выскотемпературного метаморфизма пород дают основание считать, что они являются фрагментами одного кратона (Европейского или точнее Волго-Уральской части Балтики).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-еохронологическим данным. Автореф. докт. дис. Екатеринбург, 2010. 46 с.

2. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Стуктурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург, 2008. С. 27-29.

3. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый архей Урала // ДАН, 2005. Т. 400. № 4. С. 510-514.

4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176-194.

5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Конанова Н.В., Потапов И.Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.

6. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У., Лепехина О.П. Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar-^{39}Ar систематика // Стуктурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГ иГ УрО РАН, 2008. С. 117-120.

Венд-раннекембрийский островодужный гранитоидный магматизм Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса (Алтае-Саянская складчатая область)

Руднев С.Н.[1], Бабин Г.А.[2], Ковач В.П.[3], Киселева В.Ю.[1], Серов П.А.[4]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3, rudnev@uiggm.nsc.ru
[2]Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, г. Новосибирск, Красный проспект, 67, babin@sniiggims.ru
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, v.kovach@mail.ru
[4]Геологический институт КНЦ РАН
184209, Мурманская область, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, mozay@nm.ru

Алтае-Северосаянский островодужный вулканоплутонический пояс, протяженностью более 900 км, является одним из фрагментов раннекаледонской системы островодужных поясов, расположенных структурах Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии (рис. 1). В строении Алтае-Северосаянского островодужного пояса выделяются несколько ареалов развития интрузивного магматизма венд-раннекембрийского возраста, удаленные друг от друга приблизи-

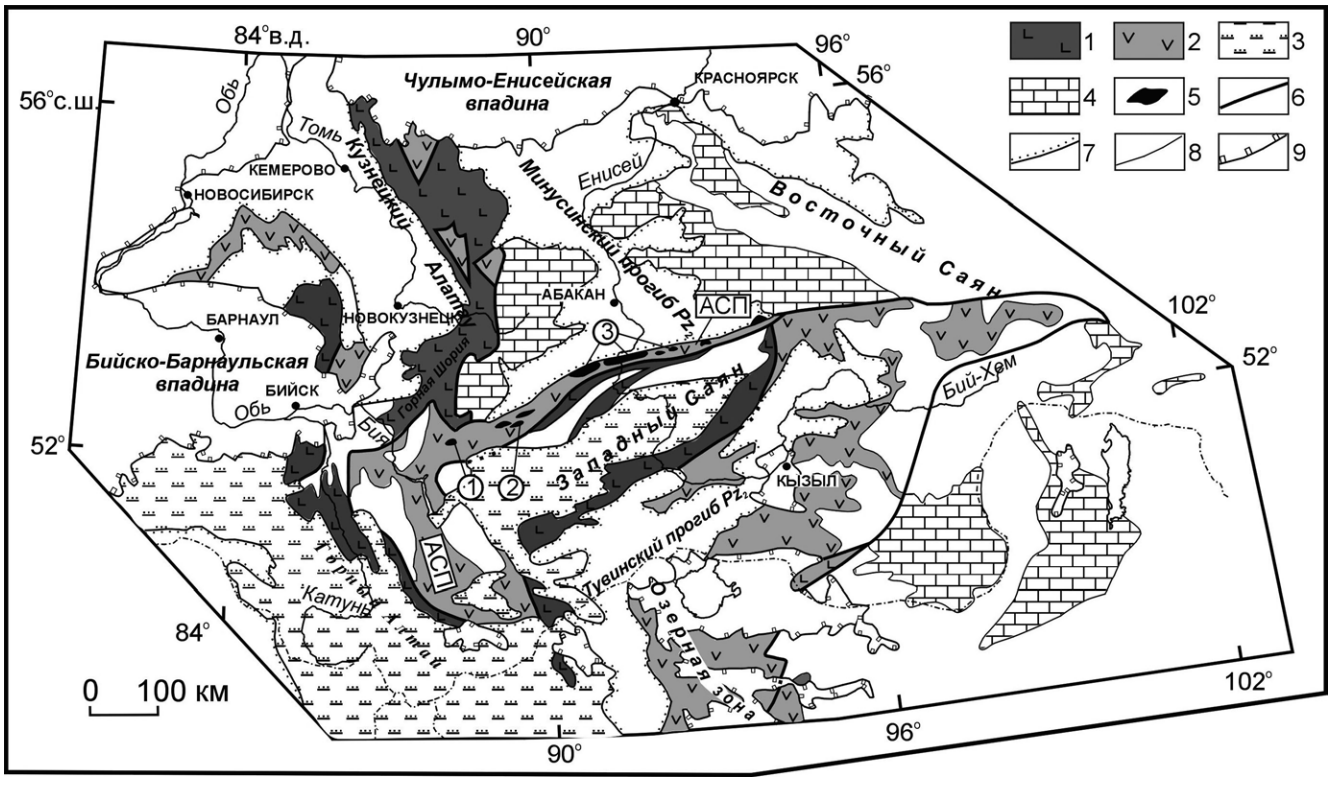


Рис. 1. Схема расположения венд-раннекембрийских вулканоплутонических поясов Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии.
1-2 – вулканоплутонические пояса (1 – с океаническими или окраинноморскими ассоциациями, 2 – с островодужными ассоциациями); 3-4 – венд-кембрийские палеобассейны (3 – турбидитный, 4 – терригенно-карбонатный); 5 – плагиогранитоидные массивы позднего венда – раннего кембрия; 6 – тектонические нарушения; 7-9 – границы (7 – палеобассейнов, ранне-, средне-, средне-позднепалеозойских прогибов, 8 – выходов структурно-вещественных комплексов, 9 – мезозойско-кайнозойских отложений). Цифрами даны номера массивов и их названия (1 – Кштинский, 2 – Тараскырский, 3 – массивы майнского комплекса). АСП – Алтае-Северосаянский вулканоплутонический пояс.

тельно на 100 км, отличающиеся вещественным составом и возрастом гранитоидов и вмещающих их вулканитов [4].

Целью данной работы является выяснение внутреннего строения, возраста, вещественного состава, изотопно-геохимических характеристик гранитоидов Кштинского и Тараскырского массивов и интрузий майнского комплекса, расположенные в различных секторах и ареалах Алтае-Северосаянского островодужного пояса и, на этой основе установить длительность и этапность проявления интрузивного магматизма, условия генерации исходных расплавов и источники.

Кштинский диорит-тоналит-плагиогранитный массив (~ 1 км^2) находится в северо-западной части Алтае-Северосаянского островодужного пояса (Садринский сектор, Горная Шория, рис. 1). Породы массива прорывают венд-раннекембрийские вулканиты каечакского базальтового комплекса N-MORB-типа, слагающие основание островодужной системы в этом секторе и островодужные базальты садринского комплекса. Возраст пород массива, по данным U-Pb датирования цирконов, составляет 545±4 млн. лет. По петрохимическому составу и геохимическим характеристикам они отвечают высокоглиноземистым плагиогранитоидам известково-щелочной серии и проявляют сходство с высококремнистыми адакитами [1, 6]. Такое сходство плагиогранитов массива с адакитами отражает формирование их расплавов при частичном плавлении гранатсодержащего амфиболита, по составу отвечающего N-MORB, в погружающейся зоне субдукции, при давлении более 15 кбар в равновесии с Hb+Cpx+Pl+Gar реститом [3, 7, 8]. Плагиогранитоиды характеризуются высокими значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = +7.5$, позднерифейским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) =$ = 0.66 млрд. лет и низкими первичными отношениями изотопов стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$. Nd- изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками свидетельствует о ведущей роли деплетированных ювенильных источников при генерации исходных расплавов плагиогранитоидов Кштинского массива с незначительной добавкой древнего корового материала.

Тараскырский плагиогранитный массив (30-40 км^2) расположен в 100 км восточнее от Кштинского массива (рис. 1). Вмещающими для них породами являются островодужные вулканиты нижнемонокской свиты (V-Є$_1$). Результаты U-Pb изотопных исследований плагиогранитов этого массива свидетельствуют о возрасте равном 545±3 млн. лет. По содержанию петрогенных и редких элементов они относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа известково-щелочной серии, формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов, расположенные в основании и/или низах островодужной системы при давлении 3-7 кбар в равновесии с Pl+Cpx+Opx реститом [5]. Плагиограниты характеризуются следующими значениями изотопных параметров: $\varepsilon_{Nd}(T) = +6.7$, $T_{Nd}(DM) = 0.76$ млрд. лет и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70533$. Изотопно-геохимические данные в совокупности геохимическими характеристиками гранитоидов также указывают на ведущую роль деплетированных ювенильных источников при генерации исходных расплавов, но с более высокой добавкой древнего корового материала.

Интрузивные образования майнского тоналит-плагиогранитного комплекса представлены в составе крупных плутонов (Енисейский, Табатский) и мелких массивов расположенные в центральной и восточной части в Алтае-Северосаянского пояса (рис. 1). Они прорывают венд-раннекембрийские островодужные вулканиты нижнемонокского базальт-плагиориолитового комплекса и перекрываются базальтами верхнемонокской свиты с галькой конгломератов майских плагиогранитов в ее основании. В качестве океанического основания островодужной системы в этом секторе служат базальты MORB-типа верхнекоярдской и куртушибинской свит. Возраст пород майнского комплекса составляет 524+2 млн. лет [2]. По геохимическим характеристикам они относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа. Первичные расплавы плагиогранитоидов майнского комплекса, согласно модельным расчетам, были сформированы за счет плавления метабазитовых субстратов, отвечавших по редкоэлементному составу толеитовым базальтам. Причем гранитообразование майнских плагиогранитоидов происходило в поле устойчивости безгранатовых реститовых парагенезисов, по аналогии с породами Тараскырского

массива. В отличие от последних, плагиограниты майнского комплекса характеризуются более низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = +4.9$ и более древним Nd-модельным возрастом $T_{Nd}(DM) =$ = 0.80 млрд. лет, а первичное отношения изотопов стронция составляет $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$.

Выводы.

Островодужный гранитоидный магматизм в Алтае-Северосаянском вулканоплутоническом поясе наблюдается в интервале от 550 до 520 млн. лет. В этом возрастном диапазоне выделяется два рубежа гранитообразования. На раннем этапе (550-540 млн. лет) масштабы итрузивного магматизма не велики и проявились в формировании Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива и плагиогранитоидов тараскырского типа, в то время как на позднем этапе (525-520 млн. лет), отмечается резкое увеличение объемов гранитообразования, которое выразилось в становлении крупных плутонов майнского тоналит-плагиогранитного комплекса.

На всех этапах развития островодужного магматизма основное развитие получили плагиогранитоиды известково-щелочной серии. Последние по своим геохимическим характеристикам и условиям генерации расплавов подразделяются на плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типов. Высокоглиноземистые плагиограниты наблюдаются в составе Кштинского массива и по вещественному составу сопоставляются с адакитами. Они формировались за счет плавления базитового источника по составу отвечающего N-MORB в погружающейся зоне субдукции при давлении около 15 кбар. Низкоглиноземистые плагиограниты Тараскырского массива и майнского комплекса образовались в результате плавления базальтов расположенные в низах и/или основании островодужной системы при давлении 3-7 кбар.

Nd изотопные исследования показали, что при переходе от плагиогранитоидов раннего этапа к позднему, отмечается уменьшение значений εNd (+7.5…+4.9) и удревнение Nd-модельных возрастов T_{Nd}DM (0.66-0.80 млрд. лет). Такой характер изменения изотопных параметров свидетельствует о прогрессирующем вкладе корового материала в область магмогенерации по мере омоложения пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00474), Президиума СО РАН (ОНЗ № 10.2) и Совета при Президенте РФ (НШ-65458.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.

2. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 2. С. 170-187.

3. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000. № 7. С. 704-717.

4. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. 188 с.

5. Berd J.S., Lofgren G.E. Dehydratation melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // J. Petrol., 1991. V. 32. P. 365-401.

6. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // Lithos, 2005. V. 79. P. 1-24.

7. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // Precambrian Res., 1991. V. 51. P. 1-25.

8. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydratation melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995. V. 36. P. 891-931.

Геодинамические аспекты эволюции метаморфизма орогенных поясов

Русин А.И.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер.,7, rusin@igg.uran.ru

Метаморфизм является одним из индикаторных процессов, характеризующих термическое состояние и эволюцию литосферы в различных геодинамических обстановках. Реакция литосферы на развитие глубинных мантийных процессов в режимах рифтогенного растяжения и коллизионного сжатия не может быть одинаковой. Обоснование этого положения потребовало полного отказа от постулатов гипотезы орогенических циклов, и внесения существенных корректив в геодинамический цикл Уилсона, дополнив его всесторонним анализом событий, связанных с разрывом плит [2, 7]. Тектонические гипотезы, основанные на парадигме теплового сжатия Земли, не рассматривали возможность существования областей длительного литосферного растяжения, и главное внимание уделяли выделению орогенных событий, индикаторными признаками которых считались угловые несогласие, региональный метаморфизм и интрузии гранитных батолитов. Обнаружение хотя бы одного из этих признаков было достаточным для заключения о проявлении того или иного орогенического цикла (байкальского, каледонского и т.д.).

Тектоника плит ввела новое понимание орогенеза как следствия столкновения (коллизии) океанических и/или континентальных плит. Такая трактовка позволяла показать многообразие орогенных обстановок [3], конкретизировала возможности использования принципа актуализма при палеогеодинамических реконструкциях и вводила ограничения в устоявшиеся представления о соотношениях магматических, метаморфических и деформационных процессов в орогенных поясах. Были получены свидетельства того, что индикаторным для коллизионных орогенов является высоко- и сверхвысокобарический эклогитовый и глаукофансланцевый метаморфизм [3, 5], а формирование гранитных поясов сопряжено с высокоградиентным метаморфизмом умеренных и низких давлений [2]. Такая сопряженность наиболее выразительно проявлена в островных дугах и активных континентальных окраинах, являющихся поверхностным выражением надсубдукционных зон. На Урале определенно устанавливается связь поясов высокоградиентного метаморфизма с надсубдукционным раннекаменноугольным окраинно-континентальным тоналит-трондьемитовым магматизмом. Отчетливо выражена незакономерная смена зональных комплексов низких и умеренных давлений по простиранию метаморфических поясов, что вступает в противоречия с представлениями [3] о проявлении в надсубдукционных обстановках только низкобарического андалузитового метаморфизма, а также расчетными математическими моделями (A.B. Thompson, Ridley, 1987), обосновывающими возможность типизации орогенных поясов по барическим условиям регионального метаморфизма.

Во внутриконтинентальных орогенах, сформированных при коллизии типа континент – континент, развитие метаморфизма, как это было выразительно показано в расчетных моделях термальной эволюции орогенных поясов, имеет принципиальные отличия в сравнении с надсубдукционными зонами [5 и др.]. Столкновения континентов, исходя из данных о современных скоростях движения плит, является геологически практически мгновенным событием, при котором значимых метаморфических преобразований пород не происходит. Крупные надвиги и общее укорачивание коры нарушают ее термальную структуру, перестройка которой в условиях ограниченных флюидных теплопотоков, в связи с прекращением субдукции, не может быть скоротечной. Релаксация нарушенной термальной структуры земной коры, обеспечиваемая преимущественно кондуктивным теплопотоком, может продолжаться десятки миллионов лет. Подъем геоизотерм, контролируемый температурой в самых верхних горизонтах мантии и теплопроводностью коры, в конечном итоге обусловливает развитие метаморфических и ультраметаморфических процессов (палингенно-анатектического гранитообразования) в нижней коре, ее общий

прогрев и постколлизионное растяжение, фиксируемое региональными сдвигами и разломами с вязким продолжением на глубине. Распространенные представления о «главной фазе» регионального метаморфизма на Урале, связанной со складчатостью и массовым пермским гранитообразованием, оказались ошибочными. Специальное исследование мигматитов и контактовых зон гранитных плутонов позволило установить, что уровни пермского палингенно-анатектического гранитообразования в современном эрозионном срезе не вскрыты, а метаморфические породы, отмечаемые в экзоконтактовых ареолах гранитных интрузий, часто несут свидетельства формирования в надсубдукционных обстановках. В то же время, пожалуй, впервые в мировой практике, был исследован метаморфизм постколлизионных региональных сдвиговых зон, контролируемых комплексами гранитоидных бластомилонитов. Установлено, что минеральные парагенезисы рекристаллизованного матрикса гранитоидных бластомилонитов формировались при температурах 400-500° С и повышенных давлениях флюида (до 10-13 кбар), вполне сопоставимых с параметрами метаморфизма глаукофансланцевых комплексов. Выведение в верхнюю кору гранитоидных бластомилонитов, контролирующих региональные сдвиги, и эклогит-сланцево-гнейсовых комплексов, как показывают фишн-трековые датировки цирконов и апатитов, было одновременным на всем протяжении Урала и связано с раннемезозойским постколлизионным растяжением по простиранию орогена.

Представления о заложении мировой системы фанерозойских подвижных поясов на эпикарельском фундаменте, выдвинутые Г. Штилле и ставшие основой для выделения ассинтской (рифейской) эры тектогенеза, исходили из предположения о ее временной и генетической сопоставимости с последующими эрами (каледонской, герцинской, альпийской). Однако и после установления фактической продолжительности рифея и венда попытки интерпретации этого периода в рамках гипотезы орогенических циклов, а затем и циклов Уилсона не прекратились. Вместе с тем формационные особенности разрезов рифейских «миогеосинклинальных» толщ, отсутствие в них офиолитов и островодужных формаций, континентальный платформенный тип вулканических пород и периодичность проявления анорогенного магматизма более 30 лет назад позволили С.Н. Иванову привести обоснования континентальной рифтовой природы позднедокембрийских толщ в обрамлениях фанерозойских орогенах. Дальнейшие исследования привели к разработке новой концепции полного крупного цикла развития литосферы фанерозойских подвижных поясов, обосновывающей эволюционную направленность и закономерную смену энсиалических режимов энсиматическими [7]. Важнейшим элементом этой концепции является то, что в ней в отличие от цикла Уилсона не просто констатируется разрыв плит, а детально анализируются механизмы такого разрыва и обосновывается чрезвычайная длительность (более 1 млрд. лет) этих событий. В свете современных знаний можно полагать, что первопричиной заложения и развития мировой системы фанерозойских подвижных поясов были пульсационно функционирующие мантийные плюмы («суперплюмы»), зарождавшиеся на границе ядра и мантии. Они обеспечивали периодические внедрения в литосферу высоконагретого глубинного материала, вызывавшего предрифтовые подъемы земной коры (энсиалические орогении), анорогенный магматизм и разнотипные метаморфические преобразования пород [4], которые сменялись периодами покоя, денудацией поднятий и накоплением трансгрессивных рядов формаций. Повторяемость этих событий, в которых могут выделяться предрифтовые, рифтовые и пострифтовые стадии, обусловливает эндогенное утонение и, в конечном итоге, разрыв плит. Такое развитие может прекратиться на любой из стадий и имеется много оснований полагать, что в строении интракратонных поясов протерозоя обнаруживаются различные уровни эрозионных срезов таких палеорифтовых зон.

В настоящее время энсиалическое происхождение и связь позднедокембрийских интракратонных поясов с литосферным растяжением никем практически не оспаривается и споры вызывает, пожалуй, только природа позднедокембрийских орогений. В нашей трактовке это

энсиалические орогении, связанные с предрифтовыми подъемами земной коры. Они не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом заключается их принципиальное отличие от «складчатого» орогенеза. Такая интерпретация вступает в противоречие с устоявшимися и выработанными на основе геосинклинальной парадигмы постулатами, что развитие осадочных бассейнов неизбежно должно завершаться тангенциальным сжатием (складчатостью) и региональным метаморфизмом. Гипотеза А. Кренера об А-субдукции в позднедокембрийских энсиалических орогенах как раз и основывается на этом постулате, хотя никаких фактических свидетельств «складчатого» орогенеза им не приводится. Столь же декларативными являются заключения об эльсонском, гренвиллском и байкальском «складчатом орогенезе» в фанерозойских поясах. Единственным аргументом в его обоснованиях остается зональный метаморфизм, который по традиции трактуется как часть орогенеза. Ошибочность такой трактовки обосновывается в нашей концепции континентального рифтового метаморфизма [1]. Континентальный рифтовый метаморфизм обладает многими специфическими особенностями. Он проявляется синхронно в рифтогенно-депрессионных формациях чехла (однородный и зональный метаморфизм умеренных и низких давлений), а также в нижней коре и литосферной мантии в связи с ее пластичным (хрупко-пластичным) растяжением. В условиях литосферного растяжения формируется особый класс метаморфических пород – комплексы рифтогенных бластомилонитов. Такие комплексы выделяются в блоках раннедокембрийского фундамента фанерозойских областей, а в глубоко эродированных областях формируют самостоятельные анортозит-гранулитовые пояса повышенных давлений (гренвиллский, свеконорвежский и др.), которые иногда ошибочно интерпретируются как коллизионные структуры. Такая трактовка характерна для популярной концепции «суперконтинентальных» циклов. В этой концепции главное внимание уделено материальным свидетельствам плюмовых процессов (дайковые рои, щелочно-ультраосновные плутоны, излияния платобазальтов и др.), предшествующих континентальному рифтингу, однако в оценках длительности и периодичности этих событий нет определенности. Объективные данные о том, что континентальный рифтогенез в докембрии приводил к периодическому открытию океанов отсутствуют. Позднедокембрийская предыстория фанерозойских орогенов и сходные по геодинамике развития подвижные пояса нижнего протерозоя не обнаруживают бесспорных свидетельств проявления в них коллизионных процессов.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. № 1. С. 6-19.

2. Иванов С.Н., Русин А.И. Эволюция метаморфизма в фанерозойских подвижных областях // Эволюция геологических процессов. Докл. совет. геол. на 28-м МГК. М.: Наука, 1989. С. 67-76.

3. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.

4. Русин А.И. Метаморфизм рифейских формаций в фанерозойских складчатых областях Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург, 1997. С. 57-64.

5. Русин А.И. Орогенный (коллизионный) метаморфизм Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 63-74.

6. England P.C. Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution. Tectonic setting of regional metamorphism // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1987. V. 321. N. 1557. P. 3-22.

7. Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N. 127. P. 383-397.

Высоко- и сверхвысокобарические комплексы Урала: изотопный возраст и проблемы петрогенезиса

Русин А.И.[1], Краснобаев А.А.[1], Вализер П.М.[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН,
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, rusin@igg.uran.ru
[2]Ильменский государственный заповедник УрО РАН
г. Миасс, mev_62@inbox.ru

Высокобарический метаморфизм является одной из наиболее выразительных черт Уральского подвижного пояса. В первую очередь это относится к эклогитовым и глаукофансланцевым комплексам. Ясно выраженная структурная позиция, доступность и мировая известность ряда типовых объектов способствовали их всестороннему исследованию. Были получены согласующиеся оценки термодинамических параметров и геохимических особенностей высокобарического петрогенезиса, рассмотрены вероятные модели последовательности метаморфических процессов, выдвинуты новые идеи о возможных механизмах возникновения надлитостатических давлений и природе эклогитовых протолитов [2]. Изотопно-хронологические данные, полученные в последние 10-15 лет, имели решающее значение для согласованного вывода о связи эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма Урала с косой коллизией силурийско-девонской островодужной системы и утоненного края В.-Европейской платформы.

Наиболее многочисленные определения возраста были выполнены для «нижней серии» максютовского комплекса [2, 6, 7 и др.]. Имевшиеся ранее K-Ar датировки (434-370 млн. лет), были дополнены Ar-Ar определениями изотопного возраста фенгитов (392-373 и 365-355 млн. лет) и глаукофанов (411-389 млн. лет), минеральными Sm-Nd изохронами (396-357 млн. лет) и U-Pb датировками возраста цирконов (1800, 1216 и 443-352 млн. лет) и рутилов (1517, 547 и 384-377 млн. лет). В интерпретации этих данных отчетливо проявились два подхода. В первом, всем палеозойским датировкам придавался геологический смысл, и они рассматривались как свидетельства многоэтапности метаморфических, деформационных и эксгумационных процессов [1]. Второй подход, сохраняющийся и до настоящего времени, основывался на общепринятой концепции «пороговых температур» закрытия изотопных систем [7]. Полученные различными методами сходящиеся значения (370-380 млн. лет) интерпретировались как время эклогитовой кристаллизации, сопряженной с началом охлаждения (эксгумации), а дискордантные (> 380 млн. лет) – раннего сверхвысокобарического метаморфизма.

Иная идеология, основывающаяся на результатах исследования эклогитового метаморфизма на эталонных объектах Западной Норвегии, была принята в наших работах [2, 5, 6 и др.]. Эклогитизация сухих гранатовых гранулитов в Бергенских дугах происходит только в зонах проникновения свободного водного флюида, отмечаемого развитием гидроксилсодержащих минералов (фенгита, парагонита, цоизита и др.). Выразительные свидетельства ведущей роли эклогитового флюида обнаруживается и в нижней серии максютовского комплекса. Многочисленные гидротермальные жилы (кварцевые, кварц-фенгитовые, лавсонит-гранатовые и др.), включения водных минералов в зональных порфиробластах гранатов и другие свидетельства указывают на очень высокие соотношения флюид-порода во время эклогитовой кристаллизации, при которых практически не сохраняются реликтовые парагенезисы. В то же время, эклогитовый метаморфизм не ведет к полному переуравновешиванию Sm-Nd и, особенно, U-Pb изотопных систем, обнаруживающих «протолитовые» датировки.

Для оценки времени эклогитового метаморфизма возможности использования Rb-Sr метода ограничивалось техническими трудностями. Впервые полученные нами для максютовского комплекса высокоточные внутренние минеральные изохроны на основе фенгитов позволили показать [6], что реакции эклогитизации не были растянуты во времени, а представляли кратковременный

процесс, связанный с активностью флюидов, четко датируемый значением 375.1±1.8 млн. лет. Это средневзвешенное значение, полученное по 9 частным изохронам эклогитов, вмещающих глаукофановых сланцев и гидротермальных жил, отклонения в которых не превышают 2 млн. лет.

Аналогичные исследования были проведены на марункеуском эклогит-гнейсовом комплексе Полярного Урала [2, 5 и др.]. Этот комплекс характеризуется меньшей флюидонасыщенностью. Обнаруживаются участки, в которых дефицит или отсутствие флюида создает кинетические барьеры для протекания реакций эклогитизации. Наблюдающаяся в этом комплексе хорошая сохранность метамагматических структур с эклогитовыми парагенезисами и резкая контрастная зональность в гранатах интерпретируются нами как следствие очень высокой скоротечности метаморфических реакций. Изохронные Rb-Sr возрасты для 14 образцов из ассоциаций эклогитовой и амфиболитовой фаций, а также флюидных жил дают среднее значение 355±1.4 млн. лет. Точечные U-Pb датировки цирконов из тех же образцов показывают допалеозойские значения. Докембрийские протолитовые возрасты часто сохраняет Sm-Nd изотопная система. Трактовка их как возраста эклогитового метаморфизма в марункеуском комплексе является ошибочной.

На основе радиоизотопных данных предпринимались неоднократные попытки оценить время эксгумации эклогитовых комплексов. Наибольшее распространение получило мнение [7], что охлаждение максютовского комплекса началось сразу же за эклогитовой кристаллизацией в нижней серии (375 млн. лет), характеризовалось стадийностью, обусловленной конвергентными процессами, и завершилось в начале мезозоя в связи с перемещением комплекса в верхнюю кору. Выполненные нами исследования фишн-трековых возрастов цирконов и апатитов, группирующихся вокруг значения 250 млн. лет, позволили сделать вывод, что охлаждение от 300 до 100° С, связанное с перемещением эклогитовых комплексов из средней в верхнюю кору было не только кратковременным, но и одновременным на Южном и Полярном Урале [5].

Общеуральский пояс высокобарического метаморфизма располагается восточнее Главной сутурной зоны в палеоконтинентальном секторе. Кроме эклогитовых террейнов он трассируется многочисленными линейными зонами голубых сланцев, иногда располагающимися на значительном (до 30 км) удалении от Главной сутуры [3]. И хотя время формирования таких зон в ряде случаев достаточно уверенно коррелируется с эклогитовой кристаллизацией, они заметно отличаются параметрическими характеристиками (T = 300-450° C и P = 2-8 кбар). В голубосланцевых зонах отсутствует ассоциация жадеита с кварцем, редко встречаются глаукофан и барруазит, а преобладают кросситы, рибекиты, винчиты и актинолиты. Различные реакционные соотношения Na, Na-Ca и Ca в пределах одного шлифа, указывающие на контрастные изменения давления в ограниченных объемах, можно объяснить только пульсационным поступлением в систему высоконапорного флюида. Уральские данные определенно свидетельствуют о приуроченности голубосланцевых зон к надвигам в сиалической коре, и вступают в противоречия с распространенными представлениями об их субдукционной природе и связи с офиолитами, продукты разрушения которых на западном склоне Урала отсутствуют.

Нам представляется, что альтернативой субдукционных моделей, допускающих возможность не только погружения легких сиалических масс в мантийные глубины, но и очень быструю их эксгумацию, могут стать чрезвычайно высокие скорости метаморфических реакций, обусловливающих развитие высоко- и сверхвысокобарических минеральных ассоциаций при кратковременном повышении флюидного и тектонического давления. Практически все структурные и минералогические признаки, рассматриваемые в настоящее время [1] в качестве свидетельств начальной высокоскоростной эксгумации эклогитовых комплексов из «мантийных глубин», дополненные наблюдениями над полиамфиболовыми парагенезисами глаукофансланцевых зон, вполне могут интерпретироваться и как свидетельства очень высоких скоростей метаморфических реакций.

В последние годы высоко- и сверхвысокобарические ассоциации на Урале установлены и изучены в субконтинентальных мафит-ультрамафитовых комплексах [4], являющихся обязатель-

ным элементом коллизионных орогенов. К этим образованиям были отнесены лерцолитовые массивы Южного Урала, ассоциированные с гранат-пироксеновыми мафитами и ультрамафитами, щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменогорской сдвиговой зоны, включающая гранат-пироксен-анортитовые породы и оливин-энстатитовые ультрамафиты максютовского комплекса. В массиве Узянский Крака задокументирован уникальный пример расслоения лерцолитов на комплементарные серии дунитов и симплектитовых гранатовых пироксенитов, обусловленный декомпрессионным подъемом (более 20 кбар и 900° С → 13-11 кбар и 860-750° С) глубинного блока в верхнюю кору при рифтовом растяжении. Время этого события зафиксировано сходящимися значениями цирконовых датировок в интервале 590-550 млн. лет. Цирконовый возраст щелочно-ультраосновной ассоциации Ильмен (662 и 543 млн. лет) позволяет связывать ее формирование с вендской активизацией рифтогенных процессов, а сохранность в метабазитах гроспидитового парагенезиса (Gros+Px+Dist±Zo) является прямым указанием на очень глубинные условия кристаллизации (> 27 кбар). Обнаружение в ультрамафитовом блоке максютовского комплекса парагенезиса: форстерит + энстатит + магнезит + титанклиногумит ± антигорит, пентландит и SRIMP цирконовые датировки (2449±22, 1666±15, 1492±16 и 545±5.8 млн. лет) позволяют предположить, что в этом типовом эклогитовом комплексе присутствуют сверхвысокобарические фрагменты субконтинентальной мантии, изотопные системы циркона в которых не были переуравновешены в связи с коллизионными событиями. В этом аспекте, вероятно, заслуживает обсуждения и вопрос о природе высокобарического меланжа (антигоритовые серпентиниты – 1660±40 и 452±4 млн. лет, «Са эклогиты» – 439.8±4.9 млн. лет), разделяющего нижнюю и верхнюю серии максютовского комплекса. Ранее считалось, что объединение серий было связано с постэклогитовой конвергенцией [1, 7 и др.]. Новые изотопные датировки и обнаружение в нижней серии сверхвысокобарических субконтинентальных блоков вступают в противоречие с традиционной трактовкой и допускают предположение о возможной структурной самостоятельности зоны высокобарического меланжа.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях и механизмы эксгумации // Петрология, 2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.

2. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.

3. Русин А.И., Никифоров О.В. Глаукофансланцевый метаморфизм Северного Урала // Ежегодник – 1990. Екатеринбург: УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С. 62-64.

4. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 108-112.

5. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. V. 67. N. 22. P. 4353-4371.

6. Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002. V. 66. N. 7. P. 1221-1235.

7. Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mointains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos, 2000. V. 52. P. 235-252.

Модель предколлизионного генезиса миоценовых щелочных базальтов Кроноцкого перешейка (Восточная Камчатка)

Савельев Д.П.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, savelyev@kscnet.ru

Один из спорных вопросов геологического строения Камчатки – происхождение неогеновых щелочных пород «внутриплитного» геохимического типа, формирование которых предшествовало плиоцен-четвертичному этапу восточнокамчатского вулканизма. Известные в пределах Восточной Камчатки проявления щелочного вулканизма тесно связаны с миоценовыми терригенными толщами Тюшевского прогиба – щапинской свитой в бассейне р. Левой Жупановой [3] и на Кроноцком перешейке [5, 6]. «Внутриплитные» характеристики этих пород различные авторы связывают с глубокими расколами в континентальной плите, возникшими в связи с коллизией (в результате причленения Кроноцкого террейна) [3], или приуроченностью их к поперечным субширотным зонам сбросо-сдвигов, протягивающихся из Тихоокеанской плиты в пределы Курило-Камчатской островной дуги [2].

Автором получены новые данные по щелочным базальтам из керна Конусной скважины, пробуренной в бассене р. Тюшевки в пределах Кроноцкого перешейка (понижения, выполненного преимущественно терригенными толщами, между Кроноцким п-овом и хребтом Гамчен). Породы залегают в виде двух силлов среди туфотерригенных пород среднемиоценового возраста [5], их петрохимические особенности были изучены ранее О.И. Супруненко и Б.А. Марковским [5]. Данные рентгенофлуоресцентного анализа (аналитик Е.В. Карташева, аналитический центр ИВиС ДВО РАН) подтвердили высококалиевый характер пород, высокие содержания в них титана и фосфора (TiO_2 = 2.2-3.1%, K_2O = 1.6-6%, P_2O_5 = 0.9-1%). По геохимическим характеристикам (содержание Nb 67-92 г/т, Zr – 413-567 г/т, отношение Zr/Y = 15-19) породы сходны с щелочными габброидами и трахидолеритами бассейна р. Мал. Чажмы [6], но отличаются большей «внутриплитной» спецификой – большей калиевой щелочностью, более высокими содержаниями ниобия и циркония. Другим аналогом изученных пород являются миоценовые щелочные базальты правых притоков р. Левой Жупановой [3].

В представленном докладе предлагается авторская модель, согласно которой миоценовые щелочные базальты Кроноцкого перешейка сформировались на западном склоне Кроноцкой палеодуги перед ее причленением к Камчатке.

Недавно Н. Хирано с соавторами [8] показал, что вблизи зоны субдукции на расстоянии более 400 км от нее на древней (достаточно мощной) океанической плите могут формироваться небольшие щелочнобазальтовые вулканы, возникающие за счет декомпрессионного плавления в астеносфере в зоне изгиба плиты при приближении к желобу. Такие вулканы могли формироваться на Тихоокеанской плите, движущейся к Камчатке, в те моменты, когда к зоне деформаций подходили участки с увеличенной мощностью. В среднем миоцене Кроноцкая палеодуга была уже неактивной и в составе Тихоокеанской плиты двигалась в сторону Камчатки [7]. При приближении к зоне субдукции плита испытывала деформации, и из-за увеличенной мощности (за счет Кроноцкой палеодуги) в нижней части плиты возникли расколы, что могло привести к декомпрессионному плавлению (согласно модели Н. Хирано [8]). Именно в такой обстановке 10-15 млн. лет назад и мог проявиться щелочной магматизм небольшого объема западнее Кроноцкой палеодуги (на ее подводном склоне) в условиях терригенного осадконакопления (в Тюшевском бассейне между Камчаткой и Кроноцкой палеодугой), и образовались небольшие подводные вулканы и силлы среди терригенных осадков (рис. 1). Затем Кроноцкая палеодуга была причленена к Камчатке, и произошел перескок зоны субдукции на восток в современное положение [1]. Т.е., в соответствии с моделью автора данного доклада, щелочные базальты

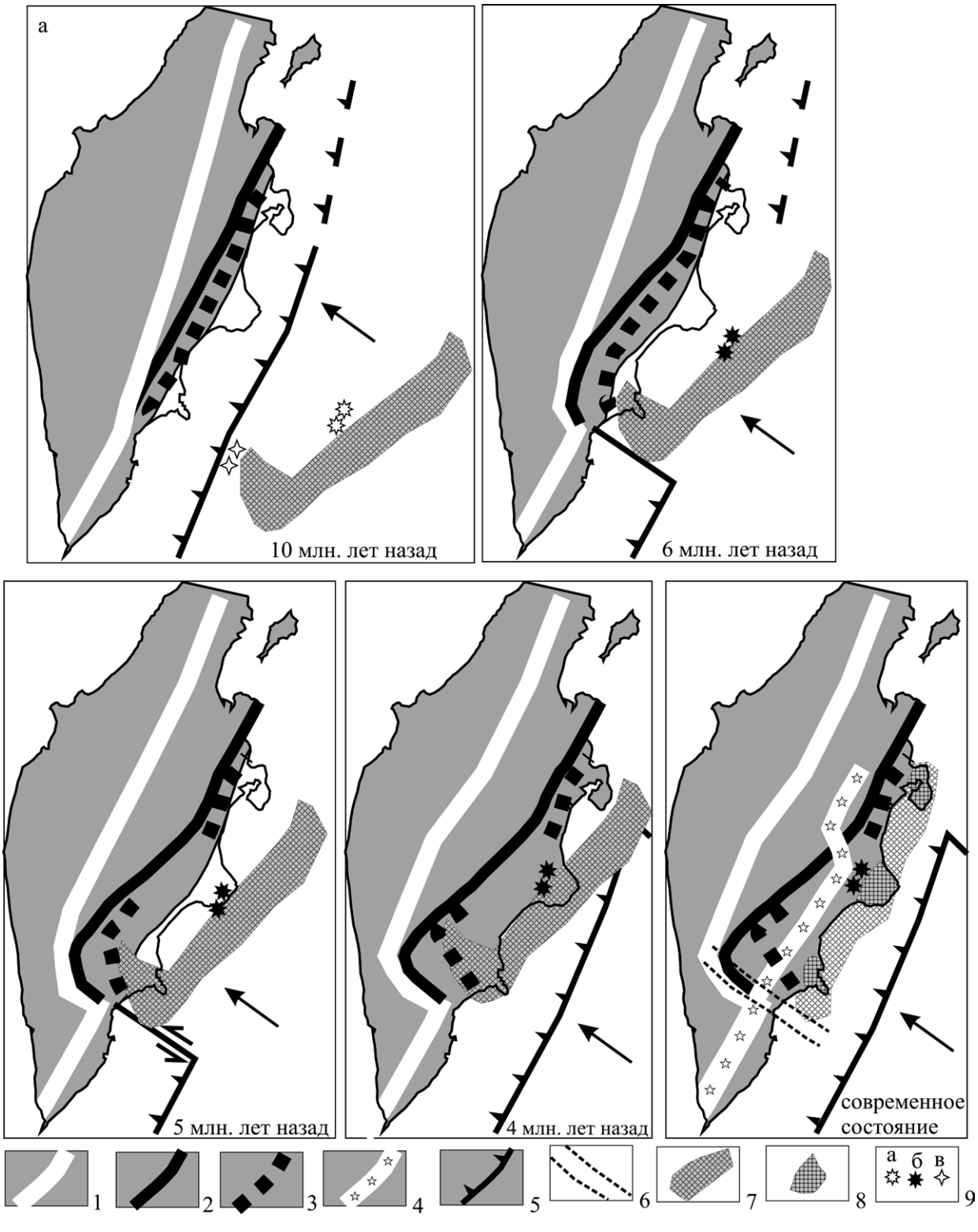


Рис. 1. Причленение Кроноцкой палеодуги к Камчатке (на основе моделей [1, 4, 7]) и происхождение миоценовых щелочных базальтов Кроноцкого перешейка.

1 – олигоцен-миоценовый вулканический пояс; 2 – мел-палеоценовая (Озерновско-Валагинская) островная палеодуга; 3 – ветловский палеоцен-эоценовый аккреционный комплекс; 4 – Восточно-Камчатский плиоцен-четвертичный вулканический пояс; 5 – глубоководный желоб; 6 – Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций; 7 – Кроноцкая палеодуга; 8 – современные выходы на поверхность комплексов Кроноцкой палеодуги (блоки полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского Мыса); 9 – миоценовые щелочные вулканы Кроноцкого перешейка (а – активные, б – потухшие) и р. Лев. Жупановой (в).

Кроноцкого перешейка не связаны с современной зоной субдукции, а сформировались на Тихоокеанской плите до причленения Кроноцкой палеодуги к Камчатке. Для Камчатки такой тип вулканизма можно назвать предколлизионным. Данная модель объясняет наличие щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа между образованиями Кроноцкой палеодуги и фронтом Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Предложенная модель может объяснить и происходение щелочных базальтов р. Лев. Жупановой, которые также ассоциируют с миоценовыми терригенными толщами Тюшевского прогиба [3]. Отличие заключается в том, что современное их положение – в тылу Восточно-Камчатского вулканического пояса, а не перед ним. Однако, если принять авторскую модель левостороннего сдвига по Петропавловско-Малкинской зоне поперечных дислокаций при столкновении Кроноцкой палеодуги с Камчаткой [4], то древнее положение этих вулканитов оказывается аналогичным вулканитам Кроноцкого перешейка – в Тюшевском прогибе на западном склоне Кроноцкой палеодуги (рис. 1а).

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-A-08-428.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002. № 4. С. 64-80.

2. Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С. Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // Отечественная геология, 1995. № 4. С. 37-44.

3. Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Лэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав поздненеогеновых K-Na-Щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия, 1997. № 10. С. 1005-1018.

4. Савельев Д.П. Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций как результат причленения Кроноцкой палеодуги // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, издательство ДВО РАН, 2005. С. 19-22.

5. Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканиты полуострова Кроноцкого (Камчатка) // ДАН СССР, 1973. Т. 211. № 3. С. 682-685.

6. Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН, 1994. Т. 335. № 5. С. 626-629.

7. Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338-344.

8. **Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al.** Volcanism in Response to Plate Flexure // Science, 2006. V. 313. P. 1426-1428.

Метаморфические породы сверхвысоких давлений Кыргызского Тянь-Шаня

Сакиев К.С., Бакиров А.Б.

Институт геологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики

В пределах Кыргызского Тянь-Шаня в двух местах известны метаморфические комплексы сверхвысоких давлений: макбальский в Кыргызском и чолокторский в Атбашинском хребтах. Первый из них располагается в пределах каледонид Северного Тянь-Шаня, а второй – в пределах варисцид Южного Тянь-Шаня. Оба метаморфических комплекса имеют непосредственную пространственную связь с близковозрастными офиолитовыми комплексами.

Макбальский метаморфический комплекс сверхвысоких давлений слагает одноименный тектонический купол, который выступает среди раннепалеозойских образований и формирует древнее ядро этого района.

Основание разреза района слагает эклогитоносная акджонская серия, которая представлена двумя свитами: снизу вверх макбальской и нельдинской. Контакт между ними тектонический. Макбальская свита в основном образована тремя группами пород: а) кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами, б) метапелитами и в) карбонатными породами. Нельдинская свита представлена в основном метапелитами и небольшими прослоями до 0.5-1.0 м мощности

темноцветных кварцитов и карбонатных пород. Встречаются горизонты сульфидов и темных углеродистых сланцев, обогащенных сульфидами. Выше по тектонизированному контакту залегает каиндинская серия позднего протерозоя карбонатных и терригенных пород, испытавших метаморфизм фации зеленых сланцев. Они интрудированы гранитоидным комплексом с U-Pb датами 660 и 1150 млн. лет. На них шарьирован офиолитовый комплекс задугового бассейна среднего кембрия – раннего ордовика. По окраинам купола встречаются интрузии гранитоидов каледонского тектонического цикла.

Метаморфизм сверхвысоких давлений установлен в кварцитах и слюдисто-кварцевых сланцах, метапелитах и карбонатных породах.

В к**варцитах и слюдисто-кварцевых сланцах** минеральные ассоциации представлены: кварц (40-95%) + мусковит (фенгит) ± гранат ± хлоритоид ± хлорит± коэсит (включения в гранате) ± ± турмалин + акцессорные минералы (циркон, рутил, рудные).

В **метапелитах** типична ассоциация: гранат + хлоритоид + тальк + фенгит + турмалин + коэсит (включения в гранате). В обоих случаях коэсит изучен и установлен с помощью Рамановской лазерной спектроскопии и указывает на принадлежность вышеназванных минеральных ассоциаций к метаморфизму сверхвысоких давлений.

Метабазиты макбальского метаморфического комплекса представлены эклогитами и апоэклогитовыми породами. В основном они испытали метаморфизм высоких давлений, но среди них встречаются также разновидности, в которых во включениях граната установлены псевдоморфозы кварца по коэситу.

По-видимому, породы макбальской свиты были подвержены субдукции при очень низких геотермических градиентах, не превышающих 5° С/км и были погружены на глубины более 90-100 км. Затем по какой-то причине произошел **нагрев, что привело к резкому переходу коэсита в кварц**. Породы стали легче, и при наличии тангенциального сжатия они подверглись выжиманию, интрудированию. В процессе подъема были захвачены породы как высоких давлений (эклогиты и альбит-винчитовые сланцы), так и низких давлений. Макбальский комплекс по существу представляет собой глубинный меланж.

Чолокторский метаморфический комплекс слагает северный склон западной части Атбашинского хребта. Совместно с атбашинской свитой метаморфических пород чолокторский комплекс слагает верхний аллохтон в ряду герцинских тектонических комплексов. Они здесь шарьированы на офиолитовый комплекс, который в свою очередь надвинут на осадочные образования пассивной окраины континента. Сверху чолокторский комплекс с крупным несогласием перекрывается отложениями верхнего карбона и нижней перми. Конгломераты последнего содержат крупные обломки эклогитов и других пород чолокторского комплекса.

Чолокторский комплекс сложен линзовидными телами эклогитов и апоэлогитовых пород, которые как бы плавают среди вмещающих пород, представленных метапелитами, кварцитами и карбонатами. Эклогиты Атбашинского хребта содержат минеральные ассоциации как высоких, так и сверхвысоких давлений. Во вмещающих породах минеральные образования высоких и сверхвысоких давлений пока не установлены.

Эклогиты характеризуются минеральными ассоциациями: гранат + омфацит + эпидот + цоизит + + кварц + глаукофан + фенгит + доломит + кальцит + лавсонит + парагонит. Доломит и лавсонит встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде включений в гранате. Кристаллы граната содержат также включения пироксена, кальцита и псевдоморфозы лавсонита. Последние имеют ромбовидную форму и в большей своей части замещены эпидот-парагонитовым агрегатом, но местами сохранены реликты самого лавсонита. Встречаются также включения кальцит + парагонит.

В эклогитах Чолокторского комплекса установлены псевдоморфозы кварца по коэситу как в гранате, так и в омфаците. Кроме того, в этих омфацитах выявлены два типа ламелл, имеющие важное значение для выяснения Р-Т условий метаморфизма. *Первый тип ламелл* встречается

в центральной части кристалла омфацита и выражается в срастании двух разновидностей моноклинного пироксена богатого Na и бедного им. *Второй тип ламелл* внутри омфацита, содержащего псевдоморфозы кварца по коэситу, представлен срастанием деформированных кристаллов альбита и талька.

Для чолокторского комплекса характерна еще одна своеобразная порода, названная нами атбашитом. Это сложно складчатая полосчатая мигматитоподобная метаморфическая порода, состоящая из двух частей: меланосомы (субстрата), представленной эклогитом, и лейкосомы (жильной массы), сложенной гранат-кварцевым агрегатом. Порода тонкополосчатая мощностью полос в 1-2 мм. Мощность меланократовой части породы меняется, нередко достигая 5-10 см, местами переходя в линзовидные тела мощностью до 0,5-1,0 м протяженностью до 3-5 м.

Таким образом, и в макбальском, и в чолокторском метаморфических комплексах с UHPM связаны породы сиалической коры: кварциты и метапелиты в макбальском комплексе; кварц-гранатовый агрегат в атбашитах в чолокторском комплексе. Подобная ситуация характерна для многих комплексов UHPM: Североказахстанского, Восточнокитайского, Западных Альп и многих других. Регионально геологические условия района развития чолокторского комплекса свидетельствуют о том, что сиалическая кора висячего крыла субдукционной зоны здесь была подвержена субдукционной эрозии. Процессы субдукции в этих районах протекали в условиях низких геотермических градиентов, и кислые породы, уплотняясь, могли достигать больших глубин. Однако подвергаясь воздействию возрастающего теплового потока, эти породы могли испытывать инверсию плотности. Это обстоятельство, по-видимому, и привело к их быстрому поднятию (эксгумации).

Изотопно-геохимическая систематика и геохронология пород шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья

Сасим С.А.[1], Дриль С.И.[1], Травин А.В.[2], Чуканова В.С.[1], Ильина Н.Н.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г, Иркутск, sdril@igc.irk.ru
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, travin@uiggm.nsc.ru

В течение всего фанерозойского времени Сибирский палеоконтинент контактировал с мантийными плюмами, предположительно относимыми к Африкано-Атлантическому горячему полю мантии [3]. В мезозое область закрывающегося Монголо-Охотского палеоокеана и сопредельные территории находились под влиянием интенсивных внутриплитных процессов. Переход Монголо-Охотского складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался в юрское время широким развитием шошонит-латитового магматизма [2]. Классическим примером магматических образований этой серии в Юго-Восточном Забайкалье считаются интрузивные породы трехфазного Акатуевского массива (Александровозаводская впадина), возраст которого по K-Ar изотопным данным был определен в пределах 166-147МА [2].

Образования первой фазы крайне ограниченно распространены в северной краевой части массива и представлены оливиновыми и пироксен-амфиболовыми монцонитами. Породы первой фазы испытали сильное контактовое воздействие при формировании пород второй (главной) фазы Акатуевского массива. Вторая (главная) фаза внедрения слагает основную часть массива. Она представлена биотит-амфиболовыми монцонитами и, реже, кварцевыми монцонитами. Образования третьей (заключительной) фазы внедрения представлены дайками сиенитов, большинство из которых сконцентрированы вокруг массива.

Авторами получены Ar-Ar изотопные датировки амфиболов из пород первой и второй фаз массива: 154.8+/-4.4МА и 160.7+/-3.9МА. Несколько парадоксальным кажется факт более молодого возраста пород первой фазы по сравнению со второй, хотя в пределах погрешности определения

оба возраста практически совпадают. Кроме того, монцониты первой фазы, занимающие крайне незначительный объем интрузии, длительное время находились под влиянием остывающего расплава, сформировавшего породы наиболее объемной второй фазы, что могло повлиять на сохранность изотопной Ar-Ar системы. Примечательно, что Ar-Ar возраст амфибола из латита вулканогенной толщи, тесно пространственно ассоциирующейся с Акатуевским массивом, составляет 161.5+/-1.7МА. Этот факт уверенно подтверждает синхронность формирования пород интрузивной и вулканической фаций шошонит-латитовой серии Александровозаводской впадины.

Породы Акатуевского массива по соотношению кремнекислотности и суммарной щелочности могут быть отнесены к умеренно-щелочному ряду. Отношение K_2O/Na_2O в исследуемых породах изменяется в широких пределах от 0,49 до 1,78, что вместе с высокой калиевостью и относительно низкими содержаниями TiO_2 (< 1.2 вес. %) позволяет отнести их к шошонит-латитовой серии.

Все типы пород Акатуевского массива характеризуются высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов и обогащенными нормированными спектрами распределения. Породы первой фазы Акатуевского массива характеризуются наибольшими Σ_{REE} (373-453 г/т) и высокой степенью преобладания легких редких земель над тяжелыми ($La/Yb_{(N)}$ = 31.06-41.38) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.72-0.78). Последнее служит указанием на то, что расплавы, формировавшие оливиновые монцониты и амфибол-пироксеновые монцониты первой фазы были фракционированными относительно полевого шпата, концентрировавшего в своей структуре Eu. Для пород второй (главной) фазы массива величина Σ_{REE} несколько уменьшается и лежит в пределах 300-427 г/т. Нормированный спектр лантаноидов становится менее дифференцированным – $La/Yb_{(N)}$ = 19.50-41.42, а отрицательная европиевая аномалия углубляется (Eu/Eu* = 0.59-0.86). Уменьшение величин Σ_{REE} и $La/Yb_{(N)}$ в породах главной фазы внедрения массива по сравнению с породами первой фазы авторы склонны связывать с процессом кристаллизационной дифференциации расплава, в котором кроме силикатных фаз, представленных оливином, клинопироксеном, амфиболом, плагиоклазом и, возможно, K-Na полевым шпатом, значимое участие принимал апатит. Этот акцессорный минерал резко обогащен легкими лантаноидами и присутствует в виде многочисленных включений в железомагнезиальных минералах монцонитоидов. Породы третьей (заключительной) фазы имеют самые низкие суммарные содержания REE (Σ_{REE} = 152-268 г/т) и наименее дифференцированные нормированные спектры редких земель – $La/Yb_{(N)}$ = 8.69-32.62. Величина отрицательной европиевой аномалии в большинстве пород этой фазы незначительна (Eu/Eu* = 0,82-0,94). Сравнение составов пород первой и второй фаз Акатуевского массива со средними составами базальта океанических островов (OIB) и внутриплитного континентального базальта Азии (КБА) [4] на мультикомпонентной диаграмме (рис. 1) показывает, что монцонитоиды массива существенно обогащены по сравнению с OIB и КБА такими группами элементов как LILE (K, Rb, Ba, Sr), легкие

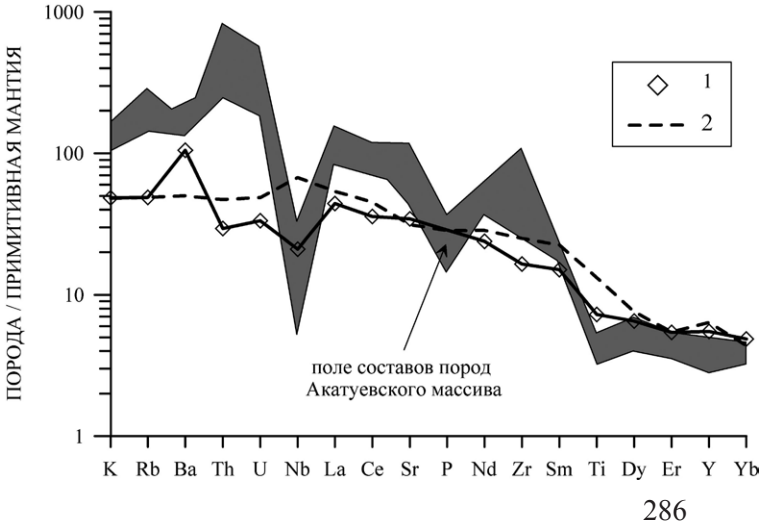


Рис. 1. Мультикомпонентная диаграмма для пород ранней и главной фазы Акатуевского массива. Условные обозначения: 1 – континентальный базальт Северной Азии по [4]; 2 – средний базальт OIB.

REE, Th и U при существенном дефиците в области HFSE (Nb, Ti) и P. Дефицит Nb и Ti в монцонитоидах свидетельствует о том, что мантийный источник расплавов шошонит-латитовой серии был метасоматически изменен предшествующим процессом субдукции. Воздействие на мантийный субстрат существенно водного флюидного потока, генерирующегося в результате дегидратации погружающейся океанической коры, способствует образованию акцессорных фаз, способных концентрировать HFSE. При последующем плавлении такого мантийного источника, формирующиеся расплавы оказываются существенно обеднены элементами высокозарядной группы. Палеогеодинамические реконструкции для Монголо-Охотского складчатого пояса [1] указывают на существование в позднем палеозое зон субдукции по периферии одноименного палеоокеана. Эти субдукционные процессы должны были оказать метасоматизирующее воздействие на значительные объемы мантии, сопряженной с зонами субдукции. Посторогенные (внутриплитные) магматические образования, проявленные в мезозойское время в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса, могли в той или иной степени унаследовать черты мантийного источника, претерпевшего в прошлом субдукционный метасоматоз. Характерным примером магматических пород такого генезиса могут служить породы шошонит-латитовой серии Забайкалья. Ярко проявленный дефицит HFSE указывает на связь этих магматических пород с субдукционной геодинамической обстановкой, а высокие содержания LILE и легких REE указывают на внутриплитный характер магматических расплавов.

Монцонитоиды первой и главной фаз массива имеют изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = = 0.70644 – 0.70677) относительно более радиогенный по сравнению с таковым ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = = 0.7045-0.7055) в других мезозойских внутриплитных базитах региона. Этот факт может служить указанием на то, что в генезисе расплавов шошонит-латитовой серии кроме мантийного источника может принимать участие и некоторое количество корового вещества. Слабоотрицательные значения величин $\varepsilon Nd_{(0)}$ = (-2,1) – (-0,2) также могут быть связаны с процессом контаминации первичного мантийного расплава веществом континентальной коры. Состав этого корового компонента должен характеризоваться величинами $\varepsilon Nd \geq (-10)$, что отличает его от общепринятых средних составов верхней ($\varepsilon Nd = -25$) или нижней континентальной коры ($\varepsilon Nd = -30$). Предположительно, таким изотопным составом может обладать фанерозойская континентальная кора региона, в составе которой значительное место занимают отложения аккреционных клиньев и островных дуг.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. 6. С. 7-41.

2. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойский латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.

3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма // Доклады РАН, 2000. Т. 375. № 4. С. 525-530.

Мезоархейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура

Светов С.А., Светова А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск

Реконструкция архейской геологической истории планеты, ее геодинамических режимов возможна на основании изучения сохранившихся фрагментов архейских гранит-зеленокаменных систем в пределах древних кратонов мира. В связи с тем, что в последние годы было установлено, что гранит-зеленокаменные комплексы представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов [1, 4, 7] и при детальном рассмотрении, содержат магматические серии, во многом аналогичны фанерозойским. Это позволяет нам использовать знания, накопленные в ходе изучения современных зон перехода «океан – континент» по геохимико-петрологической характеристике индикаторных породных ассоциаций, при интерпретации результатов изучения архейских магматических систем, сформированных на ранних стадиях развития Земли. Главной проблемой подобных реконструкций является фрагментарная сохранность архейских разрезов, связанная с тем, что уровень эрозии гранит-зеленокаменных комплексов часто достигает – 10-15 км, не позволяя сохраниться полному набору страто-тектонических ассоциаций, существовавших в этих временных рамках и затрудняя модельные построения.

Нами проводилось детальное изучение древнейших на Фенноскандинавском щите андезитовых ассоциаций (с возрастом 3.05-2.99 млрд. лет), сохранившихся в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока, и анализ эволюционного развития транзитной зоны от мезо- до неоархея. Методической основой работы стал комплексный геологический анализ породных ансамблей в пределах зеленокаменного пояса, прецизионная геохимическая характеристика (LIL, HFS, REE) андезитовых магматических систем, изучение распределения группы флюид-мобильных (FME) элементов (таких как B, Be, Li, As) и B – B/Be систематике породных серий. Работа базировалась на проведенном ранее детальном изучении породных комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [3] и является развитием проведенных ранее исследований [1, 3].

По геологическому строению зеленокаменный пояс представляет собой крупную аккреционно-орогенную структуру, в составе которой выделяется набор тектонически совмещенных стратотектонических ассоциаций (СТА), маркирующих контрастные геодинамические режимы его формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3.05-2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный АДР-адакитовый (2.90-2.85 млрд. лет) комплексы. Проведенные исследования показали не только временную, но геохимическую неоднородность андезитового магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В структурах наблюдается устойчивый породный ансамбль: адакиты – Nb-обогащенные БАДР (АДР) андезиты – байяиты (высоко-Mg андезиты) ± ± толеитовые андезиты, который может являться качественным признаком существования субдукционных систем. Причем в данной системе адакиты отражают процесс плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты [5], а все прочие ассоциации формировались при плавлении метасоматизированной области мантийного клина или в ходе смешения первичных адакитовых магм с мантийным веществом. Геохимическая характеристика породных серий показана на диаграммах (рис. 1).

Для реконструкции режима мезоархейской субдукции нами использована классификация андезитовых ассоциаций по флюид-мобильным элементам (FME), B/Be систематика ассоциаций в сопоставлении с данными по фанерозойским андезитовым сериям, формирующимся в субдук-

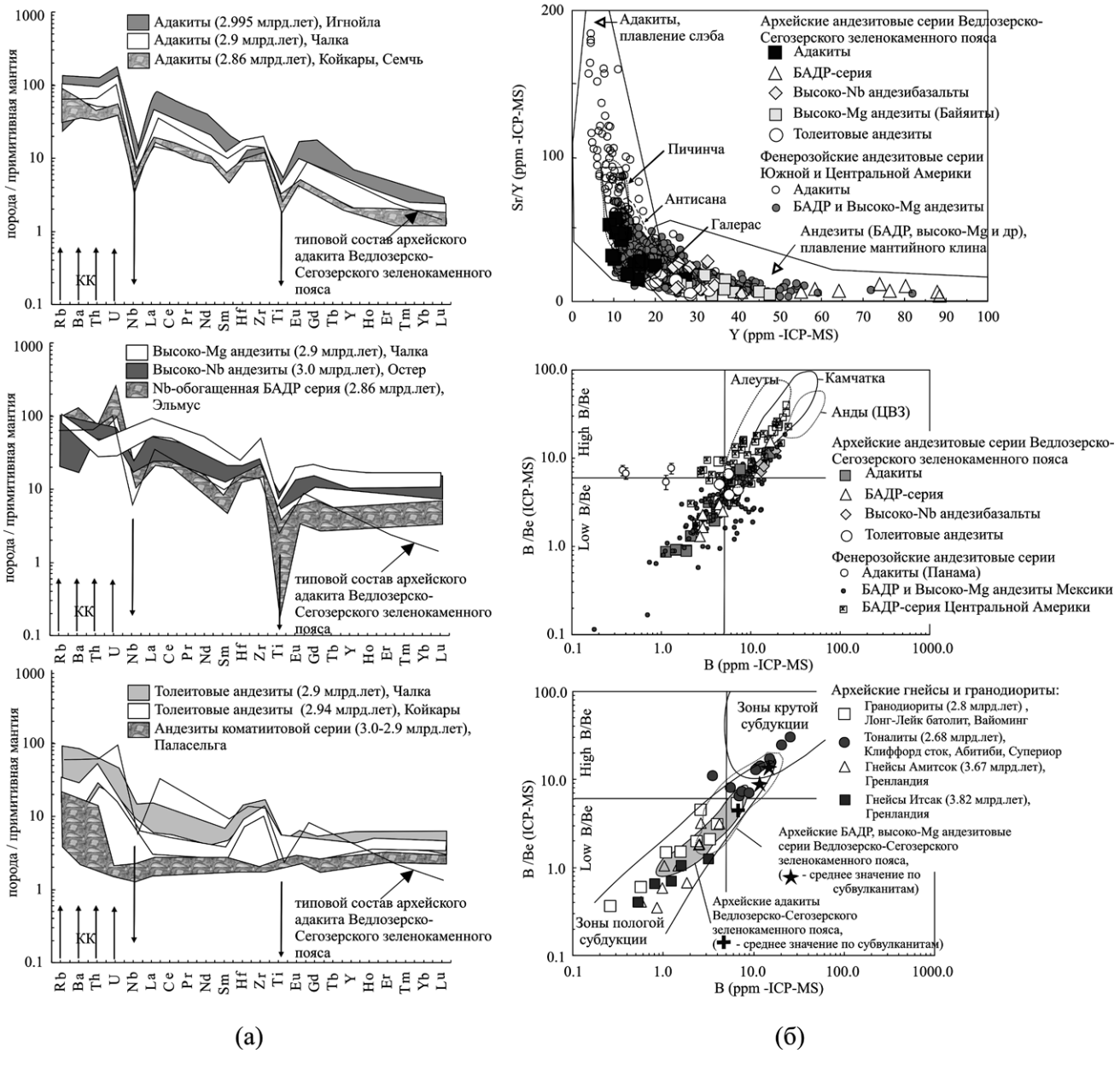


Рис. 1. (а) – Мультиэлементные диаграммы для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии (КК-коровая компонента). (б) – Диаграммы в координатах (а) Sr/Y–Y, (б-в) B/Be–B для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Точки и поля архейских и фанерозойский комплексов мира на диаграммах Sr/Y–Y и B/Be–B построены по данным базы GeoRock (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de) и (Mohan et. al., 2008).

ционных системах с пологим и крутым погружением слэбов.

Установлено, что адакиты и ассоциирующие с ними островодужные мезоархейские вулканиты Карельского кратона имеют низкие B/Be отношения (относятся к Low B/Be типу, (адакиты – 0.8-4.7; островодужные андезиты – 2.4-7.8). Данные значения сопоставимы с B/Be систематикой архейских гранито-гнейсов Гренландии (3.67 и 3.82 млрд. лет), гранодиоритов Вайоминга (2.8 млрд. лет) [6] и значительно ниже, чем в фанерозойских вулканитах известково-щелочного ряда Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем, где B/Be отношение может достигать уровня 30-70.

Низкие B/Be отношения характеризуют вулканиты формирующиеся при субдукции молодой (< 20 млн. лет) «горячей» океанической коры в режиме пологого погружения. Это связано с тем, что прогрессивный метаморфизм в ходе увеличения температуры и давления по мере погружения слэба, приводит к выносу бора еще на инициальной стадии метаморфических преобразований, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Be, что и проявляется в низких величинах B/Be отношения в области метасоматизированного мантийного клина [6].

В результате анализа B-B/Be системы следует выделять два контрастных типа пород: 1 – с низким содержанием B и низким B/Be отношением и 2 – с высоким содержанием B и высоким B/Be отношением. Геохимическая B – B/Be систематика пород позволяет оценить степень участия флюидной фазы в процессах магмогенерации первичных расплавов, а в случае комплексной характеристики вулканитов, формирующихся в конвергентных зонах (как при плавлении слэба, так и метасоматизированной мантии), может являться «химическим инструментом» для разделения субдукционных систем по их архитектуре (областей с пологой и крутой субдукцией).

Обобщая полученный материал, можно сделать следующие выводы:

Андезитовый магматизм в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходил многократно в следующих интервалах: 3.05-2.94; 2.94-2.91; 2.90-2.85; 2.82-2.68 млрд. лет.

В каждом временном интервале формировалась породная ассоциация (адакиты – высоко-Mg андезиты – высоко-Nb или Nb-обогащенные андезиты), характерная для субдукционных обстановок. Во всех интервалах магматизма адакиты играли существенную роль, при этом адакитовые расплавы характеризуют первичные выплавки, которые при смешении с мантийным веществом продуцируют ряд новых магматических серий: байяитовые, высоко-Nb и др.

Эволюция конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока проходила в мезоархее в режиме развития субдукционной системы с пологим погружением слэба. В процессы магмогенерации было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии. Пологое погружение горячей плиты приводило к раннему началу ее дегидротации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина. Геохимическое разнообразие генерируемых магматических серий (смена пород от адакитов к известково-щелочным и щелочным сериям) объясняется латеральной зональностью субдукционной системы и сменой очагов магмообразования по мере ее погружения.

Проведенная FME-систематика древнейших андезитовых комплексов Карельского кратона и сопоставление ее с характеристикой древнейших архейских гранито-гнейсов Гренландии, гранодиоритов Вайоминга согласуется с представлением о доминировании пологой архитектуры субдукционных конвергентных систем в архее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

2. Кожевников В.Н., Светов С.А., Светова А.И. Некоторые признаки неглубокой субдукции в архее. // Материалы международной конференции «Новые идеи в науках о земле», М., 2001. Т. 1. С. 58.

3. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115с.

4. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

5. 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.

6. Mohan M., Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // Earth and Planetary Science Letters, 2008. V. 274. P. 479-488.

7. Polat A., Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in mobile tectonic regime // Archean geodynamics and environments. Geophysical monograph series 164. Am. Geoph. Un., 2006. P. 189-213.

Особенности составов минералов из мантийных и коровых перидотитов HP/UHP коллизионных зон

Селятицкий А.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3

Характерным компонентом литосферных блоков, испытавших коллизионный метаморфизм при высоких / сверхвысоких давлениях (HP/UHP), являются тела гранатовых и шпинелевых перидотитов, представляющих один из ключевых петрографических типов коллизионных зон и являющихся носителями важной генетической информации из-за их близкой связи с мантией, как в отношении состава, так и P-T параметров образования. Они рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать данные о характере субдукции и эксгумации, о структуре, свойствах и вещественном составе верхней мантии и низов коры.

Как известно, ультрабазитовые породы, помимо низкого содержания SiO_2, характеризуются также высокими концентрациями MgO, низкими FeO и, как правило, Al_2O_3, а также относительно богаты такими редкими элементами, как Cr и Ni и бедны редкими землями, а также Zr, Y, Nb. Это характерно практически для всех перидотитов, по всему земному шару. Их называют альпинотипными, орогеническими или мантийными. Однако известно несколько коллизионных зон, где встречаются перидотиты, которые своим химическим составом сильно отличаются от всех остальных. Они относительно богаты FeO, TiO_2, Al_2O_3, Zr, Y, Nb, РЗЭ и бедны MgO, Cr и Ni [1]. Впервые такие породы обнаружил Д. Карсвелл и др., изучая гранатовые перидотиты Западного гнейсового региона Норвегии [2]. На основе особенностей петрохимического состава он разделил их на два типа: Mg-Cr тип и Fe-Ti тип. Впоследствии, перидотиты Fe-Ti типа стали называть коровыми, в то время как перидотиты Mg-Cr типа относятся к типичным мантийным образованиям. Вслед за Д. Карсвеллом, породы с таким же необычным составом были найдены в террейне Даби-Сулу, восточный Китай [3] и Кокчетавском массиве, северный Казахстан [1 и ссылки в ней]. Китайские перидотиты были разделены на «перидотиты группы А» (мантийные) и «перидотиты группы Б» [3] («коровые»).

Если мантийные перидотиты представляют собой реститовую мантию и сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение, то коровые перидотиты происходят из доколлизионных ультрабазит-базитовых предшественников низких давлений, первоначально находившихся в земной коре, а затем при субдукции вместе с корой погруженных в мантию. До метаморфизма высоких/сверхвысоких давлений протолиты коровых перидотитов претерпели существенные химические изменения [1, 3].

Из-за нетипичного для ультрабазитов химического состава, редкой встречаемости и сложной геологической истории, коровые перидотиты являются уникальными образованиями. Поскольку минералы типичных мантийных перидотитов, отражая валовый состав пород, обладают высокой магнезиальностью, и, поскольку составы двух типов перидотитов существенно различаются, а слагающие их фазы – одни и те же (оливин, пироксены, гранат, шпинель), становится актуальным сравнить особенности составов минералов из коровых и мантийных перидотитов.

Получены результаты сравнения петрогенных составов оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и гранатов из коровых перидотитов северного Казахстана, западной Норвегии, восточного Китая и мантийных перидотитов западной Норвегии, восточного Китая, Индонезии и Европы (Западные и Центральные Альпы, Лигурийские перидотиты Италии, Бланский массив Чехии). Всего использовано анализов – из мантийных перидотитов: 120 анализов оливинов, 140 анализов ортопироксенов, 79 анализов гранатов и 96 анализов клинопироксенов; из коровых перидотитов: 63 анализа оливинов, 38 анализов ортопироксенов, 46 анализов гранатов, 22 анализа клинопироксена. Все перидотиты, за исключением перидотитов Кокчетавского массива,

представлены гранат-содержащими разновидностями. По Кокчетавскому массиву использованы собственные аналитические данные по гранатовым и шпинелевым перидотитам.

Исследованы содержания таких компонентов как FeO, MgO, MnO, CaO, TiO_2, Cr_2O_3, NiO. Для оливина из разных типов перидотитов наибольшие различия проявлены в концентрациях FeO, MgO и NiO. Оливины из коровых перидотитов высоко железистые – среднее значение составляет 0.21, – тогда как для «мантийных» оливинов средняя железистость равна 0.09. Точки составов «мантийных» оливинов на диаграмме Mg-Fe занимают компактное поле, в то время как «коровые» оливины обнаруживают значительный разброс составов. В оливинах мантийных перидотитов железистость колеблется в интервале 0.04-0.11 (одно значение 0.14, которое тяготеет к полю «коровых» оливинов), тогда как в оливинах коровых перидотитов максимальные значения железистости достигают 0.44 и не опускаются ниже 0.14. Такая высокая железистость весьма необычна для оливинов из пород ультраосновного состава. Кроме того, большинство оливинов из коровых перидотитов содержит необычно низкие концентрации NiO, как правило < 0.1 масс. % (среднее содержание 0.02 масс. %), тогда как оливины мантийных перидотитов содержат NiO в концентрациях почти всегда > 0.3 масс. % (среднее значение 0.38 масс. %). Единичные анализы китайских, норвежских и индонезийских «мантийных» оливинов характеризуются низкими концентрациями NiO – соответственно 0.17, 0.04 и 0.00 масс. %.

Ортопироксены из коровых перидотитов, также как и оливины, обладают более высокой железистостью, по сравнению с мантийными: средняя железистость первых 0.18, вторых – 0.09. Интервал железистости для «мантийных» ортопироксенов составляет 0.04.-0.11, редко до 0.14; для «коровых» 0.13-0.21, реже до 0.26 и 0.31. Ортопироксены из разных генетических типов существенно различаются концентрациями Cr_2O_3. Для «коровых» ортопироксенов характерны очень низкие содержания Cr_2O_3: от 0 до 0.06 масс. %, среднее содержание 0.01 масс. %. Большинство «мантийных» ортопироксенов обогащено Cr_2O_3: среднее содержание этого компонента в них составляет 0.31 масс. %, а максимальные содержания достигают 0.91 масс. %. Однако, некоторые «мантийные» ортопироксены имеют невысокие концентрации Cr_2O_3, сопоставимые с коровой выборкой ортопироксенов, особенно это характерно для ортопироксенов из мантийных перидотитов Китая. Наиболее высокие содержания Cr_2O_3 в ортопироксенах характерны для мантийных перидотитов Европы. Существенных различий по таким примесям, как MnO и TiO_2 для оливинов и ортопироксенов из разных генетических типов ультрабазитов нет – поля их составов в значительно мере перекрываются.

Если составы оливинов и ортопироксенов из мантийных и коровых ультрабазитов образуют практически самостоятельные поля (за исключением единичных точек) по железу, магнию и хрому, то поля составов клинопироксенов из разных типов частично перекрываются по этим компонентам. Средняя железистость «мантийных» клинопироксенов 0.07 при разбросе значений от 0.03 до 0.12, «коровых» – 0.12 при разбросе значений от 0.07 до 0.20. Наименьшей железистостью среди «коровых» клинопироксенов характеризуются кокчетавские (железистость 0.07-0.08), на диаграмме Mg–Fe точки их составов расположены полностью в поле мантийных клинопироксенов. Наибольшей железистостью среди «коровых» характеризуются китайские клинопироксены (0.19 – 0.20), однако, они обладают достаточно высокими концентрациями Cr_2O_3 (0.43-0.90 масс. %), сравнимыми с концентрациями Cr_2O_3 в «мантийных» клинопироксенах (0.19-2.28 масс. %, среднее для всей выборки 1.14 масс. %). Клинопироксены из коровых перидотитов Кокчетавского массива и Западного гнейсового региона Норвегии характеризуются практически полным отсутствием хрома – 0 масс. %, редко до нескольких сотых (т.е. меньше предела обнаружения микрозонда). Среднее значение Cr_2O_3 для всей выборки «коровых» клинопироксенов составляет 0.17, что, вобщем-то, гораздо ниже среднего значения для мантийных клинопироксенов. В отношении таких компонентов как MnO и TiO_2 интересно, что клинопироксены из мантийных перидотитов (Mg-Cr тип) по таким характеристикам как

максимальное и среднее значения содержат больше как марганца, так и титана, чем клинопироксены из коровых перидотитов (Fe-Ti тип). Для «коровых» клинопироксенов содержание MnO варьирует в пределах 0.01-0.23 масс. % (среднее 0.05 масс. %), для мантийных – 0.00-0.33 масс. % (среднее 0.07 масс. %). Содержание TiO_2 в «коровых» клинопироксенов 0.01 – 0.11 масс. % (среднее 0.05 масс. %), в «мантийных» – 0.00-0.97 масс. % (среднее 0.21 масс. %).

Гранаты «коровых» перидотитов гораздо более железистые и содержат намного меньше хрома по сравнению с «мантийными» гранатами. Гранаты разных типов по концентрации железа и магния занимают практически самостоятельные поля, за исключением двух точек норвежских «мантийных» гранатов, которые тяготеют к коровым» составам. Железистость «коровых» гранатов изменяется в интервале 0.29-0.57 (среднее значение 0.37), мантийных – 0.12-0.33 (среднее значение 0.21). Содержание Cr_2O_3 в «коровых» гранатах 0.00-1.33 масс. % (среднее значение 0.12 масс. %), в «мантийных» – 0.34-4.84 масс. % (среднее значение 2.14 масс. %). Так же как и для клинопироксенов, содержание Cr_2O_3 в гранатах из коровых перидотитов Китая существенно выше, чем в гранатах из коровых перидотитов Кокчетава и Норвегии и перекрывается с составами «мантийных» гранатов. Если содержания Cr_2O_3 в кокчетавских и норвежских «коровых» гранатах, как правило, равны 0.00 масс. % (т.е. гранаты из этих коровых перидотитов пустые в отношении хрома!!!), то в китайских «коровых» гранатах они составляют 0.32-1.33 масс. %. Содержания марганца и кальция в гранатах разных типов перекрываются практически полностью. Содержание MnO в «коровых» гранатах 0.15-0.90 масс. % (среднее 0.36 масс. %), в «мантийных» – 0.01-0.87 масс. % (среднее 0.47 масс. %). Содержание CaO в «коровых» – 2.67-6.78 масс. % (среднее 4.78 масс. %), в «мантийных» – 3.51-6.40 масс. % (среднее 4.74 масс. %). Вероятно, эти элементы отражают в первую очередь P-T условия образования перидотитов, а не валовый состав пород.

Результаты сравнения показали, что коровые перидотиты Кокчетавского массива в северном Казахстане, террейна Даби-Сулу в восточном Китае и Западного гнейсового региона Норвегии характеризуются необычно высокой железистостью минералов, а также весьма низкими концентрациями NiO в оливинах и Cr_2O_3 в пироксенах и гранатах, что не характерно для минералов из ультраосновных пород типичного мантийного происхождения. По содержанию FeO, MgO, Cr_2O_3 и NiO оливины, гранаты и пироксены отражают различия в валовом составе перидотитов из разных генетических типов. Поэтому выявленные особенности и различия в составах минералов из мантийных (Mg-Cr типа) и коровых (Fe-Ti типа) ультрабазитов могут быть использованы, наряду с химическим составом самих пород, для комплексной диагностики ультрабазитов в коллизионных зонах, касающейся генетической типизации пород и установления природы их протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00217) и Интеграционного проекта СО РАН № 2.

ЛИТЕРАТУРА

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 2. С. 99-119.

Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet-peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bulletin de Mineralogie,1983. V. 106. P. 727-750.

Zhang R.Y., Liou J.G. Dual origin of garnet peridotites of Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Episodes, 1998. V. 21. P. 229-234.

Маастрихтский вулканизм Сихотэ-Алиня:
геохимические свидетельства перестройки геодинамического режима региона на рубеже мезозоя – кайнозоя

Симаненко В.П., Попов В.К., Чащин А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Магматизм маастрихтского возраста в Сихотэ-Алинском регионе проявился в больших объемах в окраинно-континентальном Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (ВСАВП), где представлен кальдерными комплексами и очаговыми структурами, сложенными эффузивами от умеренно-кислого до основного состава, известных как самаргинская и сияновская и свиты. За пределами пояса маастрихтские вулканизм проявился в сдвиговых зонах Центрального Сихотэ-Алинского (ЦСАР) и Алчанского разломов. В зоне ЦСАР вулканиты сложены главным образом экструзивными фациями пород от риолитов до андезибазальтов в сосаве самаргинской, а в Алчанском бассейне – северянской свиты.

До недавнего времени маастрихтские магматические образования региона считались субдукционными, формировавшимися на заключительном этапе развития ВСАВП. Однако полученные в последние годы геологические данные показали, что тектоническая перестройка Азиатско-Тихоокеанской окраины, с инверсией режима субдукции на режим относительного скольжения литосферных плит, началась не в начале кайнозоя, а много раньше – в конце позднего мела [6]. Изменение геодинамической обстановки привело к смене магматических источников, характера вулканизма, и отразилось в химическом составе магматических продуктов. Однако, изучение пород самаргинской свиты северного звена ВСАВП [2] показало, что по геохимическим особенностям они относятся к надсубдукционному типу и не проявляют признаков магм других геодинамических обстановок. Авторы предположили, что источником первичных магм маастрихтских вулканитов, также как и более ранних турон–кампанских, являлся метасоматизированный надсубдукционный клин, а андезитовые магмы являются гибридными, образованными в результате взаимодействия глубинных магматических расплавов с вмещающими породами мантийного клина [2].

Мы изучили состав маастрихтских вулканических пород ВСАВП на примере одного из вулканов в бассейне р. Светлой на севере Приморья и вулкана Солонцовский в окрестностях г. Дальнегорска, а также экструзивные андезиты и андезибазальты вблизи поселка Шумный (ЦСАР) и породы северянской свиты в Алчанском сдвиговом бассейне [5].

В ВСАВП разрезы маастрихтских вулканитов сложены продуктами извержений вначале риолитовых, а позднее андезитовых и андезибазальтовых магм. Маастрихтский возраст пород обоснован флористическими данным [3]. Риолиты нижней части свиты имеют U-Pb возраст 69.4±05 млн. лет [4], а комагматичные андезитам диориты Солонцовского вулкана – 60.45 ±0.65 млн. лет [1]. Приразломные грабены и депрессии зоны ЦСАР выполнены экструзиями, переходящими в покровы, субвулканическими интрузиями и дайками риолит-андезибазальтового состава, прорывающими туфогенно-осадочные слои с маастрихтской флорой. Северянская свита сложена потоками андезитов, андезибазальтов и базальтов с горизонтами туфов, с маастрихтской флорой. K-Ar возраст андезитов 67.5±1.5 млн. лет.

По петрохимическим признакам породы ВСАВП являются типичными представителями вулканитов активных континентальных окраин. Им свойственны обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U), деплетированность в части высокозарядных некогерентных (Nb, Ta, Zr и Hf) и транзитных (Ni, Co, Cr) элементов. На диаграммах распределения редкоземельных элементов наблюдаются тренды с отрицательным наклоном и слабо выраженный Eu минимум. Отношение $(La/Yb)_n$ = (6-12). На диаграммах распределения несовме-

стимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии, для спектров характерны минимумы по Ba, U, Nb, Ta, Hf, Ti и максимумы по Rb, Th, La, Sr, Gd. Породы имеют низкие величины отношения Ti/V, что свидетельствует о высокой фугитивности кислорода, свойственной областям магмогенерации с субдукционной геодинамикой. На диаграммах распределения микроэлементов и их отношений (Nb/La–Ba/La, Ba/La–$(Yb/La)_n$, Ba/La–La/Yb, Ti–Zr, Sr/Y–Y и др.) они располагаются в полях островодужных андезитов. Положение точек состава пород на диаграмме La/Sm–Sm/Yb свидетельствует о существенной роли пироксена в магматическом источнике. Вулканические породы ВСАВП имеют аномально низкие и отрицательные величины $\delta^{18}O$. В них проявлена прямая корреляция $\delta^{18}O$ с содержаниями SiO_2 и K_2O и отрицательная – с содержанием H_2O. На диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ составы пород располагаются ниже линии тренда «мантийной контаминации» в поле влияния атмосферной воды и образуют тренд, параллельный тренду контаминации термальными водами атмосферного происхождения, осуществляемый в магматических камерах и подводящих каналах. Отношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в андезитах значительно варьирует (0.704115-0.707507), при содержании Sr 360-560 мг/кг. На диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–1000/Sr, используемой для исследования изотопно-геохимической неоднородности источников магматических расплавов, точки составов указывают или на варьирующие содержания радиогенного ^{87}Sr в источнике, или на плавление источника с варьирующими Rb/Sr отношениями. Высокие $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношение в образце с ксенолитами габбро указывают на коровую контаминацию магм. Антидромная последовательность извержений и заметное снижение величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в поздних продуктах вулканизма связаны, видимо, с увеличением степени частичного плавления субстрата. Изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в находятся в интервале значений 0.512728-0.512755, εNd (1.6-2.28). На диаграмме отношений изотопов неодима и стронция андезиты располагаются в области обогащенных источников. Ранние кислые андезиты располагаются вблизи обогащенного мантийного компонента EMII (OIB). Поздние андезиты располагаются вблизи линии смешения мантийных компонентов DMM и EMI (OIB). Это также может свидетельствовать об увеличении степени частичного плавления и углублению очага магмообразования из области верхней коры к границе коры и мантии. Изотопные отношения свинца в породах меняются слабо. Их составы ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.323-18.330; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = = 15.521-15.553; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.258-38.339, Δ7/4-4.3-6.8; Δ8/4-47.8-53.5 Δ7/4) на диаграммах располагаются выше линии средних составов океанических базальтов северного полушария (NHRL) в поле составов вулканитов юго-западной Японии [7].

Вулканиты зоны ЦСАР отличаются от пород ВСАВП повышенной калиевостью, умеренной и высокой магнезиальностью, высоким содержаниями титана (> 1.5 масс. %) и фосфора (0.61-0.71 масс. %) и представлены трахиандезитами и трахибазальтами. Сохраняя основные характеристики надсубдукционных магматических пород они имеют, в сравнении с ними, повышенные концентрациями легких REE, высокозарядных и транзитных элементов. Такие индикаторные отношения как Nb/Ta, La/Yb в них много выше, а Th/La, Ba/ La ниже, чем в островодужных. Соотношение La/Sm–Sm/Yb свидетельствует о существенной роли амфибола в плавящимся субстрате, а высокое $(La/Yb)_n$ отношение, при низком Ba/La, – о существенном вкладе в образование внутриплитной компоненты. Они также характеризуются низкими и отрицательными значения $\delta^{18}O$, что объяснимо облегченной циркуляцией атмосферных вод в зоне разлома и изотопным обменом вода-порода. Начальные отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в них колеблется от 0.705436 до 0.705600, при вариациях 1000/Sr от 0.96 до 1.8. Положение точек на диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–1000/Sr указывает на вовлечение в плавление компонента континентальной коры и на отсутствие изотопного фракционирования стронция или смешения фаз с разным изотопным составом. Слабое увеличение значений изотопного состава Sr сопровождается значительным снижением отношений изотопов неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512663-0.512259).

Породы северянской свиты имеют повышенную глиноземистость, щелочность, магнезиали-

ность и высокие содержания P_2O_5 и относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. По соотношению TiO_2–K_2O они деляются на две группы: первую образуют андезиты и андезидациты с содержанием K_2O = 3.5-4 и TiO_2 > 1 масс. %, вторую – андезибазальты и базальты с содержанием K_2O = 3-3.5 и TiO_2 = 1-1.6 масс. %. В пределах групп увеличение содержаний калия сопровождается увеличением концентраций титана. Содержания переходных микроэлементов в них повышенные и отличаются значительной вариабельностью. Тренды распределения этих, а также ряда несовместимых элементов (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE) согласуются с магнезиальностью пород. Распределение редкоземельных элементов более фракционированное (La_n/Yb_n = = 13-22, La_n/Sm_n = 2-5), чем в породах ВСАВП. Дациты свиты по сравнению с андезитами и андезибазальтами богаче легкими REE. На графиках, нормированных к примитивной мантии, проявлены глубокие минимумы Ta и Nb и максимумы Sr, свойственные продуктам надсубдукционного магматизма, а также высокие максимумы свинца, свойственные базальтам континентальных рифтов. Отношение Zr/Nb (5.5-17) в них близкое к внутриплитным базальтам, а величины многих индикаторных отношений (La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, Th/Rb, Rb/Nb и др,) значительно выше, чем в примитивной мантии, NMORB и OIB. На диаграммах Ba/La–$(La/Yb)_n$ точки состава пород располагаются в области плавления внутриплитного источника, а на диаграммах Sr/Y–Y, $(La/Yb)_n$–Yb_n – в поле адакитовых расплавов. La/Sm и Sm/Yb отношения указывают на существенную роль в плавящемся субстрате амфибола, а $(Ce/Yb)_n$-$Yb)_n$ – на присутствие в источнике до 4% граната. Приведенные данные указывают на признаки смешения магм из разных источников. Породы свиты имеют высокие значения $\delta^{18}O$ (5.9-9.1‰) и на диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ располагаются вдоль линии «мантийной контаминации». Отношения изотопов стронция указывает на смешение мантийного компонента с компонента коры, варьирующим и по изотопному составу стронция, и по 1000/Sr отношению. Андезиты зоны Центрального разлома и северянской свиты на диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ обособлены от вулканитов ВСАВП и образуют рой точек в центре треугольника DM-EMI-EMII.

Полученные данные свидетельствуют о пространственной смене с востока на запад геохимического состава маастрихтских андезитов. Эти различия связаны, вероятно, не с поперечной зональностью, свойственной окраинно-континентальным поясам, а с неодновременным началом перестройки геотектонического режима на территории Сихотэ-Алиня. Снижение в маастрихте скорости и вектора движения Тихоокеанской плиты [8] привело к проявлению во фронтальной части субдуцирующего слэба вращательного момента, увеличению угла наклона слэба, образованию режима растяжения и активизации ранее существовавших глубинных сдвиговых зон. На участках синдвигового растяжения происходило утонение океанической плиты с последующим ее разрывом и образованием литосферных окон (slab-window), через которые горячая океаническая астеносфера воздействовала как на мантийный клин, так и на низы континентальной коры. В это же время в пределах ВСАВП продолжали формироваться магмы с надсубдукционными геохимическими характеристиками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование экструзивно-иинтрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Доклады РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 81-85.

2. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология, 2007. Т. 15. № 3. С. 295-316.

3. Олейников А.В., Неволина С.И. Стратиграфия самаргинской свиты Приморья // Тихоокеанская геология, 1985. № 4. С. 75-83.

4. Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Доклады РАН, 2008. 418. № 2. С. 226-231.

5. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западнон Приморье) // Геохимия, 2006. № 12. С. 1251-1265.

6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные континентальные окраины (Калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997.

С. 240-243.

7. Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P., Cousens B., Bellon H. Cretaceous to Cenozoic volcanism in south Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // From Smellie. J, L.(ed.). 1995. Volcanism. Associated with Extension at Cansuming Plate Margins. Geological Society Special Publication. N. 81. P. 169-191.

8. Engebredson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. Gejljgical Sociaty of America, Special Paper. 1985. V. 208. P. 1-59.

Позднемезозойский магматизм северной окраины Амурского супертеррейна: возрастные уровни, источники, геодинамическая интерпретация

Сорокин А.А.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В пределах восточной окраины Азиатского континента широко распространены поля мезозойских вулканических и плутонических пород, которые формировались в различных геодинамических обстановках. Одной из структур, для которой характерно интенсивное проявление мезозойского магматизма, является Амурский супертеррейн, представляющий собой гетерогенное сооружение, состоящее из более мелких террейнов или блоков (Керулен-Аргунского, Мамынского, Бурея-Цзямусы-Ханкайского и др.), которые были объединены в единый сегмент континентальной коры в конце позднего палеозоя или раннем мезозое [2].

Общепринятого варианта районирования ареалов проявления мезозойского магматизма Амурского супертеррейна на сегодняшний день не существует. Большинство исследователей выделяют Большехинганский, Умлекано-Огоджинский и Хингано-Охотский вулкано-плутонические пояса. Кроме того, значительные объемы вулканических пород участвуют в выполнении Амуро-Зейской и Среднеамурской впадин. Следует отметить, что существует точка зрения, согласно которой Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс является продолжением Большехинганского, которые совместно образуют единый Восточно-Азиатский «вулканогенно-плутогенный» мегаареал [1, 3].

Результаты проведенных в последние годы исследований [4-6 и др.], могут свидетельствовать о том, что субширотного Умлекано-Огоджинского пояса, занимающего дискордантное положение по отношению к Большехинганскому и Хингано-Охотскому поясам – крупнейшим вулкано-плутоническим структурам Азии, не существует. Не исключено, что различные его части являются фрагментами вышеуказанных субмеридиональных вулкано-плутонических поясов, конформных тихоокеанской окраине. При этом, общая дискретность проявления позднемезозойской активности, в целом, согласуется с таковой, предложенной для в восточной и юго-восточной Азии [7].

В данном сообщении обсуждается вопросы возможных источников вещества, участвующих в формировании позднемезозойского магматизма Приамурья. Результаты выполненных Rb-Sr, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о том, что изученные магматические породы характеризуются широким разбросом изотопно-геохимических параметров ($\varepsilon_{Nd}(T)$, $T_{Nd}(DM)$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$), что может указывать на изотопную неоднородность их источников.

Самыми ранними из позднемеловых магматических образований Амурского супертеррейна (и наиболее удаленными от тихоокеанской окраины) являются гранитоиды верхнеамурского и буриндинского комплексов (140-127 млн. лет). Они характеризуются наиболее древними значениями модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ = 1.2-1.0 млрд. лет ($T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ = 1.3-1.2 млрд. лет), низкими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -2.1 ... -4.6, высокими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ - 0.7063 – 0.7075 (рис. 1). По этим параметрам к ним близки андезиты талданского комплекса (127-123 млн. лет): $T_{Nd}(DM)$ = 1.2-1.1 млрд. лет, ε_{Nd} (T) = -3.2 ... -3.8, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.7070 – 0.7074.

Следующая возрастная группа магматических образований (119-115 млн. лет) представлена вулканитами бимодального галькинского комплекса и ассоциирующими с ними гранитоидами. Риолиты, лейкограниты, гранодиориты этого возрастного уровня по своим изотопно-

геохимическим характеристиками ($T_{Nd}(DM) = 1.3 – 1.0$ млрд. лет, $T_{Nd}(DM\text{-}2st) = 1.3 – 0.9$ млрд. лет, $\delta_{Nd}(T) = - 4.1...- 2.4$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7063 – 0.7080$) практически не отличаются от рассмотренных выше гранитоидов (140-127 млн. лет) (рис. 1). Трахиандезибазальты бимодального комплекса отличаются более «ювенильным» изотопным составом Nd и Sr: $T_{Nd}(DM) = 0.8 – 0.9$ млрд. лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = - 1.0 - 0.6$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7054 – 0.7060$. Фигуративные точки их составов на диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T) – ^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ (рис. 1) образуют линейную зависимость в пределах тренда корреляции составов мантийных источников (mantle array).

Андезибазальты, андезиты бурундинского и унериканского комплексов имеют еще более молодой возраст (108-102 млн. лет) и в большей степени приближены к тихоокеанской окраине Азии. По сравнению с андезитами, трахиандезибазальтами талданского и галькинского вулканических комплексов, они характеризуются близкими с ними изотопными составами Nd ($T_{Nd}(DM) = T_{Nd}(DM\text{-}2st) = 0.9 – 1.1$ млрд. лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = - 2.1... 0.2$), но более высокими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7062 – 0.7070$ (рис. 1).

На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$ – возраст (рис. 2) точки изотопных составов наиболее ранних гранитоидов (140-127 млн. лет) и андезитов (127-123 млн. лет) относительно удаленных от континентальной окраины, находятся в пределах или выше поля эволюции изотопного состава Nd раннемезозойских гранитоидов Амурского супертеррейна, в первом приближении отражающего средний состав его континентальной коры и соответствующего полю эволюции континентальной коры дорифейской изотопной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Исходя из изотопных особенностей рассматриваемых гранитоидов и вулканитов, есть все основания полагать, что основными источниками исходных для них расплавов послужили породы континентальной коры указанного супертеррейна с добавкой ювенильного материала.

Изотопно-геохимические особенности вулканитов бимодального галькинского комплекса и ассоциирующих с ними гранитоидов с возрастом 119-115 млн. лет свидетельствуют о том, что среди вероятных для них источников доминировали породы континентальной коры, наиболее распространенный мантийный источник (PREMA) и обогащенный мантийный источник EM-II (рис. 1).

Наиболее близкими к PREMA являются составы андезибазальтов с возрастом 118-117 млн. лет [4], участвующих в выполнении Амуро-Зейской впадины. Аналогичные источники, по-видимому, доминировали в образовании вулканических пород с возрастом 108-102 млн. лет, пространственно приближенных к континентальной окраине Азии, но с более ярко выраженным влиянием ис-

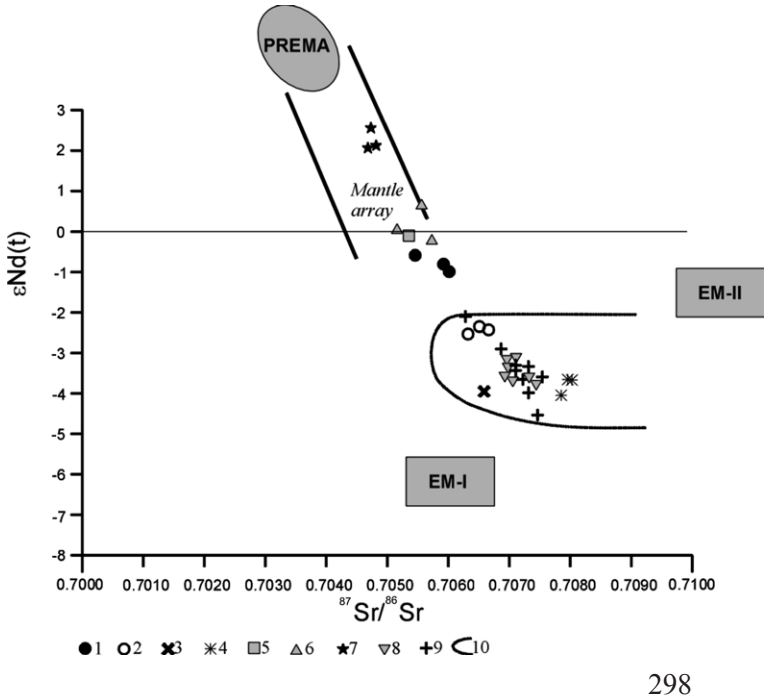


Рис. 1. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t) – ^{87}Sr/^{86}Sr$ (I^{Sr}_0) для позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна. 1-2 – породы Галькинского вулканического поля: 1 – трахиандезибазальты, 2 – риолиты; 3 – гранодиориты Талалинского массива; 4 – граниты Джиктандинского массива; 5 – андезибазальты Корсаковского вулканического поля; 6 – андезибазальты Умлеканского вулканического поля; 7 – андезибазальты выполнения Амуро-Зейской впадины; 8 – андезиты Талданского вулканического поля; 9 – гранитоиды Игакского массива; 10 – поле составов раннемезозойских гранитоидов.

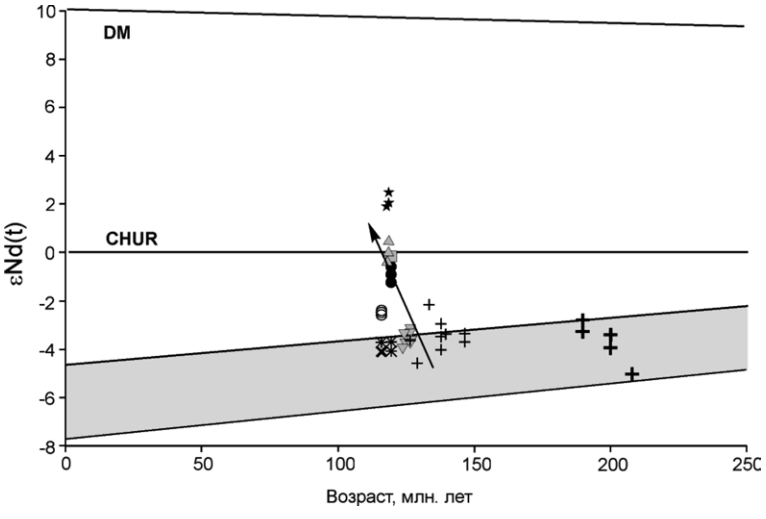


Рис. 2. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t)$ – возраст для для позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна. Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd континентальной коры региона, стрелкой – тренд эволюции изотопного состава Nd позднемезозойских пород.

точника EM-II.

Таким образом, формирование позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна происходило при участии двух групп источников расплавов: коровых и мантийных. Коровый источник, по своему составу отвечающий дорифейской изотопной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса, внес определяющий вклад в формирование гранитоидов с возрастом 140-127 млн. лет, а так же андезитов с возрастом 127-123 млн. лет, наиболее удаленных от тихоокеанской окраины. Участие мантийных источников предполагается в формировании более поздних вулканических образований с возрастом моложе ~ 120 млн. лет, относительно приближенных к тихоокеанской окраине. Среди этих источников наиболее уверенно диагностируются источники типа EM-II и PREMA.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 09-05-00728, 08-05-00643) и Президиума ДВО РАН (проекты №№ 09-I-ОНЗ-09, 09-II-СО-08-007).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.

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

3. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.

4. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Котов А.Б., Мельникова О.В. Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: первые геохимические и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические данные // Доклады Академии наук, 2008. Т. 421. № 4. С. 525-529.

5. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельникова О.В. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний восток): $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17. № 6. С. 90-104.

6. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 4. С. 473-485.

7. Wang F., Zhou X-H., Zhang L-C., Ying J-F., Zhang Y-T., Wu F-Y., Zhu R-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth and Planetary Science Letters, 2006. V. 251. P. 179-198.

Геохимия процессов гранитизации и магматического замещения базитовых роговиков контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, itararin@mail.ru

На окраине Азиатского континента от Чукотки на севере до п-ова Малакка на юге протягивается система разновозрастных вулканических поясов. Позднемезозойская и кайнозойская эпохи развития надсубдукционного магматизма этого региона были наиболее продуктивными, обусловив формирование Катазиатского вулкано-плутонического пояса. Но к началу кайнозоя геодинамическая обстановка в пределах континентальной окраины резко изменилась. Смещение зон субдукций к океану, аккреция различных по геодинамическому типу террейнов на континентальной окраине и начало коллизионных процессов привели к смене конвергентного режима и установлению режима трансформной окраины [9], сопровождаемого растяжением с образованием раздвигов, рифтов, грабенов и сбросов и формированием ореолов преимущественно внутриплитного геохимического типа [7].

Высокотемпературные гранулитоподобные метаморфические породы, обнаруженные в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Восточной Камчатки, обусловили длительную дискуссию об их происхождении [1, 2, 5, 6, 8]. Петрологические и геохимические исследования свидетельствуют о контактово-реакционной природе этих образований и их формировании при процессах ороговикования, метасоматоза и магматического замещения исходных базитовых вулканитов с прослоями терригенных пород вахталкинской толщи ганальской серии в контактовом ореоле Юрчикского интрузива – факолитообразного тела длиной около 22 км и мощностью около 1500 м (в северной части интрузива). Интрузив сложен ранними габбро-норитами и поздними лерцолитами, верлитами, троктолитами и габброидами. В краевых зонах массива ранние габбро-нориты гнейсированы, катаклазированы и превращены в габбро-амфиболиты в результате регионального метаморфизма амфиболитовой фации, охватившего также роговики ореола и отложения ганальской серии. По данным Sm-Nd и U-Pb SHRIMP изотопии [5] внедрение габбро-норитов и формирование роговикового ореола датируется эоценом (34.9±0.8 млн. лет), а становление поздних габброидов по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb SHIMP определений – началом миоцена.

Вахталкинская толща (мощностью 800-900 м), залегающая в основании ганальской серии, сложена метаморфизованными базитовыми вулканитами – амфиболитами, амфиболовыми и клинопироксен-амфиболовыми сланцами, содержащими разбудинированные прослои гранат-биотитовых плагиогнейсов, дацитовых метавулканитов, кварцитов и реже мраморов. Базитовые вулканиты во внутренних частях контактового ореола превращены в мелкозернистые амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики. Максимальная температура контактового метаморфизма достигала 700-800° С, а давление – $3.2\text{-}4.8.10^8$ Па. В локальных участках ореола базитовые роговики подверглись метасоматическим преобразованиям, обусловившим формирование парагенезисов ортопироксена (X_{Mg} = 0.58-0.63) с плагиоклазом An_{45} и переменным количеством биотита, апатита и Fe-Ti-оксидов. Усиление метасоматических процессов обусловливает интенсивную дебазификацию роговиков и их локальное магматическое замещение, выражающееся в развитии маломощноых лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых±гранат мигматитовых прожилков и обособлений, характеризующихся гипидиоморфнозернистой магматической структурой и крупными (до 1-2 и более миллиметров) кристаллами минералов. Образование в метасоматитах биотит-ортопироксен-плагиоклазовых±гранат лейкократовых прожилков и обособлений, аналогичных лейкосоме типичных мигматитов,

свидетельствует о локальном плавлении (магматическом замещении) исходных роговиков, предварительно измененных метасоматическими процессами. Особенностью мигматитовых прожилков является резко повышенное содержание в них апатита, свидетельствующего о высокой концентрации летучих компонентов (воды, фосфора, хлора, фтора) в метаморфизующих флюидах.

Сравнение химического состава основных вулканитов вахталкинской толщи и продуктов их преобразования в контактовом ореоле свидетельствует, что процессы метасоматоза и магматического замещения отвечают кремниево-щелочному метасоматозу (гранитизации), при котором в исходные породы происходит последовательный, но неравномерный привнос SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос Fe, Mg, Mn, Ca и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y, S, обусловливая интенсивную дебазификацию исходных образований. Сравнение содержаний РЗЭ в амфиболитах и основных кристаллических сланцах, их ороговикованных разностях и метасоматитах свидетельствует, что при процессах ороговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения исходных вулканитов содержание легких РЗЭ значительно возрастает, а концентрация тяжелых РЗЭ несколько снижается (рис. 1). Изучение изотопных отношений стронция и неодима в породах ореола (рис. 2) показало, что исходные основные вулканиты вахталкинской толщи близки по изотопным характеристикам толеитовым базальтам Тихого океана и меньше островодужным толеитам. Процессы метасоматического изменения исходных вулканитов и их орговикованных разностей приводят к снижению изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и увеличению изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, примерно параллельно мантийному тренду.

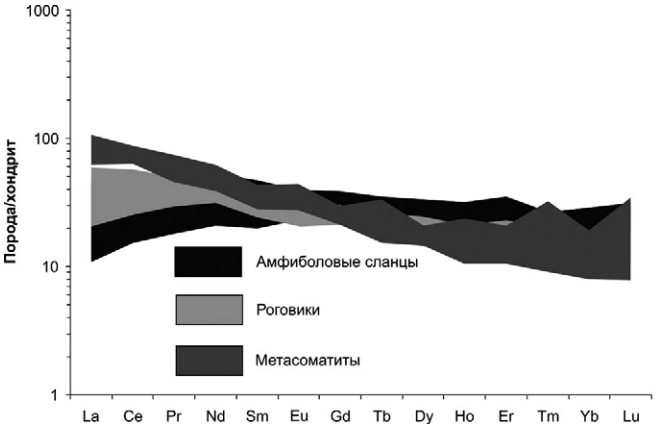


Рис. 1. Нормированные по хондриту [10] содержания РЗЭ в амфиболовых сланцах, роговиках и метасоматитах контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки.

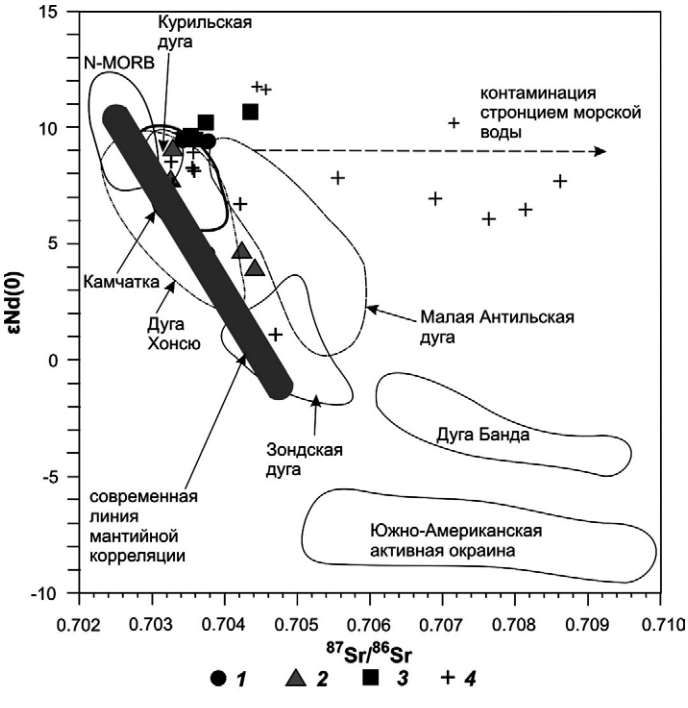


Рис. 2. Изотопная Sr–Nd систематика метаморфических и метасоматических пород контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки.

1 – амфиболиты и амфиболовые сланцы вахталкинской толщи, 2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты, 3 – амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые роговики, 4 – метаморфические породы Хавывенской возвышенности.

Таким образом, исследование измененных пород вахталкинской толщи в контактовом ореоле Юрчикского интрузива свидетельствует, что их преобразование обусловлено процессами высокотемпературного ороговикования, сопровождавшегося метасоматическим изменением роговиков и их локальным магматическим

замещением. Все эти процессы происходили практически одновременно, тесно связаны между собой в пространстве и во времени, определяясь интенсивностью воздействия на исходные породы фильтрующихся высокоминерализованных флюидов.

Возможность гранитизации основных пород под воздействием высокоминерализованных глубинных флюидов с образованием гранитоидов была теоретически показана Д.С. Коржинским [4] и подтверждена экспериментальными исследованиями [3]. Согласно этим представлениям, гранитизация обусловлена магматическим замещением исходных пород под воздействием сильноминерализованных щелочно-кремнекислых трансмагматических флюидов подкорового происхождения, способствующих дебазификации и «осветлению» пород, идущих параллельно с нарастающим плавлением (формированием теневых и полосчатых мигматитов). Поднимаясь в верхние горизонты земной коры, мантийные флюиды обусловливают метасоматические изменения и неизохимическое парциальное плавление корового субстрата, вызывая его гранитизацию.

Проведенные исследования свидетельствуют, что высокий тепловой прогрев корового субстрата характерны для северной части контактового ореола Юрчикского интрузива, что определило развитие здесь интенсивных процессов орговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения (гранитизации) исходных базитовых вулканитов и переслаивающихся с ними осадочных пород. Предполагается, что эти метаморфические процессы и магматическое замещение происходили под влиянием высокоминерализованных мантийных флюидов, фильтрующихся по магматическому каналу, по которому осуществлялся подъем габброидного расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного отделения Российской академии наук (грант 09-III-A-08-409).

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.А. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского хребта Камчатки // ДАН СССР, 1991. Т. 318. № 4. С. 930-936.

2. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.

3. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинных флюидов // ДАН СССР, 1990. Т. 311. № 2. С. 462-465.

4. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952. № 2. С. 56-69.

5. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В и др. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // ДАН, 2003. Т. 393. № 3. С. 371-375.

6. Тararин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // ДАН СССР, 1977. Т. 234. № 3. С. 677-680.

7. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 537).

8. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика, 1978. № 8. С. 45-51.

9. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке Азии // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонич. совещания М.: ГЕОС, 2000. С. 544-547.

10. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. N. 3-4. P. 223-253.

Надсубдукционный интрузивный магматизм северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид

Трунилина В.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, пр-т Ленина, 39

Вдоль границ Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины Сибири с оксфордского до конца волжского времени преимущественно в субаквальной обстановке, происходили вулканические излияния со сменой существенно базальтовых вулканитов лавами пестрого и далее – кислого состава, сформировавшие Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (УЯВП). Rb-Sr изохронные датировки эффузивов варьируют от 162 до 155 млн. лет. Магматическая деятельность связана с зоной субдукции. По мнению Л.М. Парфенова, зона субдукции была наклонена под Колымо-Омолонский микроконтинент, но в настоящее время превалирует мнение об ее наклоне под континентальную окраину, что подтверждается установленной латеральной зональностью с увеличением с востока на запад концентраций K, Ba, Li, Rb и LREE в одновозрастных вулканитах близкого состава. Петрологические особенности вулканитов позволили сделать вывод о формировании их в обстановке энсиалической островной дуги с зарождением магматических очагов в мантийных субстратах с дальнейшим вовлечением в плавление пород кристаллической коры протерозойского возраста [4].

В пределах всех вулканогенных полей УЯВП развиты небольшие массивы габбро-тоналит-гранодиоритового, а в прилегающей части Верхоянской окраины – тоналит-гранодиорит-плагиогранитного состава. Изотопный (Rb-Sr и Ar-Ar) возраст пород – 161-153 млн. лет. Массивы имеют как однофазное, монофациальное, так и зональное строение. Полнодифференцированные массивы более характерны для тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации. По вариациям петрографического состава, часто зональному строению массивов, ведущей роли амфибола среди темноцветных минералов, низкой суммарной щелочности и повышенной натровости и глиноземистости пород те и другие сопоставимы с надсубдукционными гранитоидами М-типа, индикаторными для поздних стадий эволюции развитых дуг и ранних этапов коллизии [3]. В то же время между породами этих двух ассоциаций существуют и значимые различия.

В составе первой ассоциации преобладают основные и/или средние породы, тогда как гранодиориты и плагиограниты развиты незначительно или отсутствуют. С запада на восток, с продвижением от фронтальной к тыловым частям дуги, роль основных пород снижается. Для габброидов и диоритов характерны: зональный плагиоклаз (66–>40% *an*) с преобладанием лабрадора и ядрами битовнита (78-85% *an*); магнезиальный, нередко уралитизированный, клинопироксен (преимущественно диопсид-авгит с f = 21–25%), обычно со значимым содержанием жадеитового минала, что типично для пироксенов базальтоидов развитых дуг; низко- и умеренно-железистая роговая обманка или паргасит; умеренно железистый биотит, соответствующий по составу биотитам производных мантийно-коровых расплавов и (в диоритах и гранодиоритах) биотитам гранитоидов М-типа. И амфибол, и биотит обогащены хлором при низком содержании фтора, что также типично для интрузивных пород развитых островодужных систем. В габброидах, кроме того, присутствует магнезиальный оливин (f = 16-18%) с включениями или в срастании с хромшпинелидами или хромсодержащим магнетитом. Главные акцессорные минералы: высокотемпературный титаномагнетит; Cl-апатит, нередко обрамленный F-апатитом; пироп-альмандин (18-35% *py*), зональный циркон с широко варьирующими от «габбровых» до «гранитных» значениями ZrO_2/HfO_2. В кислых породах присутствуют также сфен, пирротин и пирит. В основных и средних породах установлены единичные зерна типичных для эклогитов и гранатовых амфиболитов чермакитовой роговой обманки и жедрита, корродированные клинопироксеном. Плагиограниты и гранодиориты представляют собой продукт внутрикамерной дифференциации. Они сложены неотчетливо зональным плагиоклазом (45->23% *an*), кварцем; промежуточным ортоклазом

ипозднемагматическимиамфиболомибиотитом.Изакцессориевустановленысфен,зональныйциркон с «габбровыми» и «диоритовыми» значениями ZrO_2/HfO_2; титаномагнетит; Cl- и F-апатиты.

Породы метаглиноземистые, магнезиальные, известковые. По петро- и геохимическим параметрам габброиды относятся к промежуточному между толеитами юных дуг и известково-щелочными андезибазальтами развитых дуг, диориты – к типу известково-щелочных андезитов развитых дуг, а плагиограниты – к промежуточному типу между гранитоидами толеитового и андезитового ряда. Распределение REE в габброидах слабо дифференцированное, с близкими к островодужным толеитам и толеитам СОХ содержаниями LREE, но при значительно меньших – HREE. Минимум Eu проявлен слабо или отсутствует. В процессе дальнейшей дифференциации, с переходом к диоритам и плагиогранитам возрастает роль LREE. На спайдер-диаграммах отчетливо выражены характерные для островодужных серий отрицательные аномалии Ti, Cr, Ni. Установлена геохимическая специализация на Au, наиболее ярко выраженная для полнодифференцированных массивов. Таким образом, по всем параметрам состава интрузивные породы ассоциации комагматичны вулканитам.

Наиболее приемлемой гипотезой происхождения пород рассматриваемого типа С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Леннан [3] считают кристаллизационную дифференциацию низкокалиевой водонасыщенной базальтовой магмы. Петро- и геохимические параметры габброидов ассоциации соответствуют такой модели, тогда как при генерации более кислых ее членов несомненно присутствовало вовлечение в плавление нижних горизонтов кристаллической коры:

– по соотношениям La/Yb – Yb (1,7-3,2 – 7-12) и La/Yb_N – Yb_N габброиды относятся к производным расплавов, возникших из метасоматизированной лерцолитовой мантии [1, 6], а соотношения в них $(Ce/Yb)_N$ – Ce_N (0,9-5,6 – 9-30) указывают на последующую фракционную кристаллизацию этого расплава, обусловившую вариации их составов. Более кислые породы по тем же параметрам и основным петрохимическим характеристикам [7] представляют производные расплавов, сформированных при плавлении нижнекоровых гранатовых амфиболитов.

– вариации значений K/Rb – Rb (390-920 – 45-112) также соответствуют генерации расплавов в субстратах, представлявших мантийное (основные породы) и смесь корового и мантийного (более кислые) вещества [5].

– на диаграмме $K–SiO_2$ [6] точки составов основных пород ложатся в пределах базальтового тренда, а более кислых – занимают промежуточное положение между базальтовым и коровым трендами.

В составе тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации примыкающей части Верхоянской континентальной окраины основные породы распространены весьма ограниченно. Составы породообразующих минералов близки таковым пород первой ассоциации. Отличия заключаются в преимущественно андезиновом составе плагиоклаза, несколько большей (до 32%) железистости клинопироксена, отклонении составов амфиболов к эденито. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит и титаномагнетит, ильменит и сфен, раннемагматический Cl-апатит и позднемагматический F-апатит. Акцессорный гранат имеет состав пироп-альмандина с содержанием *Py* 22–29%. Установлены единичные реститовые зерна амфибола высоких давлений (P = 16,5 кбар), крупные включения ксеногенного кварца в оторочке ортоамфибола или карбоната, ксенолиты дистен-флогопит-карбонатного и гранат-пироксен-кварцевого составов. В последних гранат содержит до 17% гроссулярового и до 22% пиропового миналов, что типично для гранатов метаморфических пород глубоких горизонтов коры: амфиболитов, гранулитов, коровых эклогитов. Установлена геохимическая специализация на Au, Bi, Ag.

От пород соответствующей кремнекислотности первой ассоциации рассматриваемые отличаются также повышенными концентрациями K, Ba, Sr, Rb, Li, LREE. Тренды распределения REE андезитового типа, с отсутствием Eu анамалии или со слабо выраженным максимумом Eu. По соотношениям La/Yb_N – Yb_N (6.5-33 – 3.8-7.9) и $(Ce/Yb)_N$ – Ce_N (4.8-6.4 – 40-52) и основных петро-

химических параметров все породы ассоциации относятся к производным расплавов, возникших в результате парциального плавления амфиболитов и гранатовых амфиболитов нижней коры [1, 5, 7]. Соотношения в них K/Rb – Rb (147-464 – 36-160) свидетельствуют о генерации расплавов в субстратах, представлявших смесь корового и мантийного материала и коровый материал. На диаграмме K–SiO_2 точки составов тоналитов – плагиогранитов ложатся в пределах корового тренда, с отклонением для наиболее основных составов к базальтовому тренду.

Совокупность этих данных вместе с постоянным присутствием в породах ассоциации реститовых минералов и их срастаний эклогитового и амфиболитового парагенезисов, позволяют предполагать генерацию материнских расплавов в процессе селективного плавления нижнекоровых метаморфических субстратов [3]. По мнению Г.Б. Ферштатера, источником тепловой энергии, необходимой для плавления, возможно, являлся продолжающийся базитовый магматизм, производные которого, как указано, присутствуют в ареалах развития ассоциации в виде мелких штоков и даек габброидов.

При рассмотрении в целом вариации петро- и геохимических особенностей всей совокупности выделенных надсубдукционных интрузивных образований устанавливается снижение роли основных пород с ростом глубин их магмогенерации, увеличение содержаний в породах равной кремнекислотности содержаний K, LREE, Li, Rb с продвижением от фронтальной к тыловым частям Уяндино-Ясачненской дуги и далее, что, по нашему мнению, еще раз подтверждает наклон зоны субдукции под Верхоянскую континентальную окраину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея, 1987. С. 250-284.

2. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Доклады АН СССР, 1983. Т. 268. № 6. С. 1463-1466.

3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.

4. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология, 2004. № 4. С. 61-66.

5. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987.

6. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology, 1997. V. 142. P. 57-83.

7. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin, 1989. V. 101. P. 635-643.

Изотопно-геохимическая гетерогенность Западнокамчатско-Корякского вулканогенного пояса

Федоров П.И.[1], Коваленко Д.В.[2]

[1]Геологический институт РАН

119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, pi_fedorov@mail.ru

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, Dmitry@igem.ru

Эоцен-олигоценовые вулканические образования, формирующие ряд обособленных ареалов, протягиваются в северо-восточном направлении от западного побережья п-ова Камчатка через Корякское нагорье к Анадырской впадине, образуя вулканогенный пояс, выделяемый как Западнокамчатско-Корякский вулканогенный (ЗККВП) [5]. Пояс сегментирован из-за резкой проявленности поперечных разломов, однако единая структурная позиция вулканогенных пород, близкий возраст их проявления подтверждаются геологическими и геофизическими данными. Значительная протяженность ареалов ЗККВП и их наложенность на гетерогенные образования различных структурно-формационных комплексов, позволяют предположить различия в вещественном составе вулканитов как между отдельными ареалами, так и сегментами пояса (Запад-

нокамчатским, Центрально- и Северокорякским) и, соответственно, оценить условия формирования магм по латерали.

Магматические образования пояса с резким угловым несогласием перекрывают как сложно деформированные доэоценовые аккреционные комплексы, так и палеоцен-раннеэоценовые рифтогенные, часто пространственно наследуя в корякских сегментах поля распространения последних. Возраст пород пояса принимается как средне-позднеэоценовый для Западнокамчатского сегмента и позднеэоцен-олигоценовый для корякских сегментов [1, 4].

Магматические породы Западнокамчатского и Северокорякского сегментов ЗККВП образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов, а Центральнокорякского сегмента – от андезитобазальтов до игнимбритов риолитового состава и от диоритов до гранитов [2-3, 6]. По соотношению SiO_2, K_2O и FeO*/MgO породы Западнокамчатского сегмента относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии, за исключением вулканитов г. Черная и мыса Хайрюзова, составы которых более калиевые. Магматические породы Центральнокорякского сегмента также в основном отнесены к умереннокалиевой известково-щелочной серии, за исключением части высококалиевых дацитов, тогда как вулканиты Северокорякского сегмента принадлежат преимущественно низкокалиевой известково-щелочной серии.

Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканических породах пояса типично для надсубдукционных образований. Вулканиты обогащены крупноионными (LILE) элементами относительно высокозарядных (HFSE) элементов, средних и тяжелых редкоземельных элементов. Наблюдаются Ba и Th, Ta и Nb минимумы. Часть высокомагнезиальных вулканитов несколько обогащена относительно MORB Zr и Nb (центральная часть Камчатского перешейка и район горы Черной). Спектры средних и тяжелых REE деплетированы относительно MORB. Наблюдается рост концентраций LILE при увеличении SiO_2 до 63-64% и их убывание при дальнейшем увеличении кремнекислотности. Поведение HFSE и Yb отличается большим разнообразием. Так, вулканиты Корякских сегментов пояса в целом характеризуются более высокими концентрациями HFSE; отмечается рост содержаний Y и Yb в вулканитах Центральнокорякского сегмента при увеличении SiO_2, тогда как в вулканитах Северокорякского и большей части ареалов Западнокамчатского сегментов наблюдается уменьшение концентраций этих элементов с увеличением кремнекислотности расплавов.

Распределение редкоземельных элементов (REE) фракционированное, с обогащением легкими REE. La_n/Yb_n отношения в базальтах Западнокамчатского сегмента изменяются от 2.9 до 6.4, в андезитах – от 3.3 до 8.4, в дацитах – от 6.1 до 9.9. Вулканиты Корякских сегментов отличаются меньшим обогащением легкими REE. Так, в базальтах и андезитобазальтах La_n/Yb_n отношения изменяются от 1.5-2.0 в Рарыткинском ареале, до 2.9-3.3 в Элекайских горах Северокорякского сегмента, и до 4,8 в Велнолыкском ареале Центральнокорякского, в андезитах – от 3.0-3.8 в Рарыткинском ареале до 4.2-5.6 в Велнолыкском, а в дацитах Велнолыкского ареала – от 4.7 до 5.6. Риолиты Велнолыкского ареала также умеренно деплетированы цериевыми REE (La_n/Yb_n = = 2.7-7.6).

Примечательно, что часть андезитодацитов горы Черной Западнокамчатского сегмента характеризуется низкими концентрациями Y (12-14 ppm), Yb (1.0-1.3 ppm) и высокими отношениями La_n/Yb_n (11-13), сближающими их с производными адакитовых расплавов. Однако, они отличаются более низкими Sr/Y отношениями (35-38) относительно адакитов молодых островных дуг.

Изотопный состав Nd и Sr в породах ЗККВП отчетливо демонстрирует определенные различия в составе источников как между выделенными сегментами пояса, так и в пределах ареалов Западной Камчатки. Вулканиты Элекайского и Рарыткинского ареалов характеризуются низкими $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.70275-0.70375) и высокими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ (8.9-11.2). В вулканитах Велнолыкского ареала отношения изотопов стронция более высокие (0.70451-0.70564), а неодима – низкие ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = 0.12-2.9). В породах Западнокамчатского сектора значения $\varepsilon_{Nd}(T)$

меняются от +7.2 до –1.5 при $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяющихся от 0.7038 до 0.7047. В целом изотопные составы пород Западнокамчатского-Корякского вулканического пояса образуют отрицательную последовательность от резко деплетированных до обогащенных, близких к изотопным составам кварц-полевошпатовых осадков Камчатки и юга Корякии.

Таким образом, особенности распределения петрогенных (низкая титанистость, высокая глиноземистость) и редких (обогащение LILE и LREE относительно HFSE и HREE, отчетливые Ta-Nb минимум и Pb и Sr максимумы) элементов в вулканических породах среднеэоцен-олигоценового ЗККВП свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке. Однако, изотопно-геохимические характеристики пород различных сегментов пояса указывают на то, что в образовании магм участвовали разные компоненты или их соотношения.

Так, вулканические породы Западнокамчатского и Северокорякского сегментов более обогащены LILE и REE, имеют более выраженный Ta-Nb минимум. Наиболее магнезиальные вулканиты пояса характеризуются следующими значениями отношений несовместимых элементов: в породах Западнокамчатского сегмента Th/La = 0.15-0.35; Th/Ta = 3-50; Zr/Nb = 17-35; Nb/U = 1.8-8.0; Ba/La = 20-30; Центральнокорякского – Th/La = 0.15-0.30; Th/Ta = 9-10; Zr/Nb = 25-28; Nb/U = = 4.4-4.5; Ba/La = 20-30 и Северокорякского – Th/La = 0.03-0.20; Th/Ta = 1.3-1.6; Zr/Nb = 17-40; Nb/U = 5-25; Ba/La = 6-15.

Приведенные выше отношения несовместимых элементов в вулканитах ЗККВП резко отличны от таковых в MORB и усредненного состава верхней континентальной коры (UC), то есть, глубинные источники магм пояса отличаются как от источника типа MORB, так и UC. Среди них выделяются по крайней мере три группы, четко различающиеся по соотношению $\varepsilon_{Nd}(T)$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и SiO_2: 1. Деплетированный источник известково-щелочных магм Северокорякского сегмента; 2. Источники магм Западнокамчатского сегмента; 3. Примитивные и слабо обогащенные источники магм пород велнолыкского комплекса Центральнокорякского сегмента пояса.

Высокие положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Рарыткинского и Элекайского ареалов Северокорякского сегмента позволяют предположить их связь с деплетированным по изотопному составу мантийным источником, при отсутствии заметной контаминации сиалическим или мантийным материалом, обогащенным радиогенным Sr и Nd.

В Западнокамчатском сегменте вулканиты образуют две изотопные последовательности. Первая – величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ образуют четко выраженную отрицательную зависимость от концентрации SiO_2 с экстраполяцией в область составов позднемеловых-раннекайнозойских кварц-полевошпатовых субаркозовых осадочных пород, служащих фундаментом для раннекайнозойских вулканических комплексов; вторая – величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ не демонстрирует отчетливых зависимостей от SiO_2 и располагаются параллельно оси абсцисс.

Породы велнолыкского комплекса Центральнокорякского сегмента, характеризуются более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.70429-0.70564) и более низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = 0.06-2.9), не зависящими от концентраций SiO_2 и MgO. Вероятно магмы не были значительно контаминированы веществом верхней континентальной коры, а их изотопный состав близок составу их мантийных источников.

Таким образом, установлено, что формирование среднеэоцен-олигоценовых пород Западнокамчатско-Корякского пояса происходило из разных мантийных источников: от деплетированных в отношении изотопов Sr и Nd, до примитивных и слегка обогащенных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994. Т. 2. № 3. С. 87-91.

2. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеанская геология, 1996. № 3. С. 3-14.

3. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология, 2008. Т. 16. № 3. С. 277-295.

4. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия, 2011. № 6 (в печати).

5. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.

6. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюллетень МОИП. Сер. геологич., 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 20-28.

Петрология контрастных габбро-сиенит-гранитоидных серий Алтайской коллизионной системы герцинид: типы и механизмы мантийно-корового взаимодействия

Хромых С.В., Семенов И.В., Крук Н.Н.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3, serkhrom@sbras.nsc.ru

Алтайская коллизионная система, являющаяся фрагментом Гоби-Зайсанского герцинского подвижного пояса, включающим западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области, была сформирована в позднем палеозое в ходе коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [2]. Эволюция этой геологической мегаструктуры началась с закрытия Объ-Зайсанского палеоокеанического бассейна в конце раннего карбона (около 340 млн. лет назад) когда в зоне коллизионного сочленения (Чарская зона) был сформирован серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов. Продолжающееся погружение океанической литосферы под окраины Казахстанского и Сибирского континентов выразилось в формировании островодужных комплексов и соответствующих магматических ассоциаций в пределах Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской структурно-формационных зон в интервале 340-320 млн. лет. В среднем карбоне (320-300 млн. лет) происходило формирование коллизионного горно-складчатого сооружения, начало орогенеза фиксируется появлением континентальных моласс, проявляются плагиогранитоидные комплексы в пределах Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской зон. Завершающий этап эволюции коллизионной системы в поздем карбоне – ранней перми (300-270 млн. лет), характеризуется всплеском магматической активности – наблюдается широкое проявление разнообразного по составу и условиям проявления магматизма – от пикритоидов и щелочных габброидов до плагиогранитов, гранитов и лейкогранитов, в том числе именно в это время начинается формирование крупнейших Калбинского и Жарминского батолитовых поясов. Следующий эпизод масштабной эндогенной активности произошел на рубеже перми-триаса (250-245 млн. лет), в пределах Алтайской коллизионной системы и ее обрамления проявились дайковые пояса щелочных базитов, габбро-гранитных серий, гранит-лейкогранитовых батолитов, редкометалльно-гранитных поясов [4].

На всех этапах эволюции Алтайской коллизионной системы фиксируются проявления контрастных базит-гранитоидных магматических серий, свидетельствующих о мантийно-коровом взаимодействии, подразумевающем активную роль мантии. Прямыми индикаторами мантийно-корового взаимодействия являются габбро-сиенит-гранитоидные интрузии (реже вулкано-плутонические структуры), проявленные во всех структурно-формационных зонах коллизионной системы в виде обособленных массивов. Число этих массивов невелико; они как правило проявлены «точечно» и дискордантны к региональным геоструктурным элементам.

В пределах Рудного Алтая наблюдается цепочка из пяти небольших массивов харловского комплекса, наиболее крупным является Харловский массив площадью около 10 км^2. Его изучение позволило выделить в составе массива четыре интрузивные фазы: оливиновых меланогаббро и троктолитов, диоритов, монцодиоритов и граносиенитов, внедрявшиеся в гомодромной последовательности. Вещественный состав пород в целом характеризуется повышенными содержаниями титана, железа (для габброидов), калия и фосфора, крупноионных и высокозарядных литофильных элементов (в том числе Nb и Ta) и отвечает субщелочной серии магматических пород

повышенной калиевости. Возраст Харловского массива, определенный по цирконам из монцодиоритов, составляет 328±2 млн. лет, что совпадает с временем проявления первых геологических свидетельств коллизии Сибири и Казахстана.

В пределах Чарской и Жарма-Саурской зон Восточного Казахстана проявлено несколько массивов (площадью до 40-50 км^2) сложенных породами габбро-сиенит-гранитодной серии, которые отнесены тастаускому (C_3) и преображенскому (C_3-P_1) комплексам тастауской вулканоплутонической базит-гранитоидной серии [5]. Наиболее характерным примером является Преображенский массив, представляющий собой полихроную магматическую структуру. В его строении участвуют ранние габбро-диабазы и норит-диабазы, сменяющие их монцониты, кварцевые сиениты, основную площадь массива на дневной поверхности занимают адамеллиты и граносиениты. Результаты интерпретации геофизических полей указывают на существенный объем габброидов в центральной части интрузива ниже уровня эрозионного среза. В монцонитах и сиенитах массива диагностированы раннемагматические оливины (f = 90-75), количество пироксена достигает 3 об. %. Вещественный состав пород массива в целом характеризуется повышенной щелочностью, отмечаются повышенная железистость в монцонитах и сиенитах, повышенные содержания фосфора и титана. Возраст Преображенского массива, определенный по цирконам из сиенитов, составляет 284±5 млн. лет, что совпадает со временем масштабного проявления магматизма в Алтайской коллизионной системе и прилегающих районах Западной Монголии и Северо-западного Китая, который соотнесен с активностью Таримского мантийного плюма [1, 3].

В северной части Горного Алтая расположен Айский сиенит-граносиенит-гранитный массив, площадью около 70 км^2. Проведенное ранее исследование [6] позволило установить, что в его строении участвуют ранние пироксен-содержащие сиениты, сменяющиеся кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитами и лейкогранитами. Породы ранних интрузивных фаз содержат ксенолиты субщелочных габбро и меланосиенитов. Вещественный состав характеризуется в целом повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием, повышенными содержаниями фосфора, в сиенитах и габброидах отмечаются высокие концентрации Ba и Sr. Возраст Айского массива определен по цирконам из сиенитов и составляет 249±5 млн. лет, что отвечает времени проявления магматизма, связанного с Сибирским суперплюмом на границе перми и триаса.

В центральной части Горного Алтая в пределах Курайского хребта находится Теранжиксий массив площадью 3 км^2. Детальных петрологических исследований пород ранее не проводилось, а наиболее полные геологические и петрографические данные о строении массива получены А.И. Родыгиным [7]. Массив сложен породами четырех интрузивных фаз – оливин-содержащими монцонитами, адамеллитами, сиенитами и гранитами, внедрившимися в гомодромной последовательности. Вещественный состав характеризуется повышенной щелочностью, повышенными содержаниями титана и фосфора. По геологическим данным Теранжикский массив существенно моложе вмещающих его раннепалеозойских метаморфических толщ и гранитоидных массивов Курайского хребта, возраст сиенитов массива, определенный Ar-Ar датированием по амфиболу и биотиту, составляет 253-251 млн. лет, что отвечает границе перми-триаса.

Для всех приведенных массивов можно отметить общие закономерности: три или более интрузивные фазы в составе, гомодромную последовательность внедрения, повышенную щелочность, в том числе калиевость, а также бимодальность состава с обособленными габбро-монцонит-сиенитовой и сиенит-граносиенит-гранитной группами пород. В кислых разностях поведение редких элементов, как правило, не коррелируется с базитовой частью серий, что свидетельствует о некоторой автономности гранит-сиенитовых магм. Однако среди постгранитных даек присутствуют породы с геохимическим составом, идентичным базитам ранних фаз, что доказывает близодновременное формирование всех пород в рамках единой магматической колонны. В целом же эволюция химического состава пород габбро-сиенит-гранитных интрузий отражает процесс диф-

ференциации мантийных магм с одновременным развитием корового анатексиса и формированием гибридных корово-мантийных расплавов.

Сопоставление геологических и геохронологических данных позволяет выделить как минимум три момента активного мантийно-корового взаимодействия (а значит участия мантии) в герцинской эволюции Алтайской коллизионной системы. Наиболее ранний, в 330-325 млн. лет (харловский комплекс, Рудный Алтай), отвечает началу коллизионных процессов, когда мантийная активность могла быть обусловлена отрывом субдуцированной океанической плиты при ее погружении под край континента и инициацией восходящего потока из верхней мантии. Два других эпизода: в 290-280 млн. лет (тастауская серия, Чарская зона) и 250-245 млн. лет (айская серия и Теранжикский массив), совпадают с этапами масштабной магматической активности в регионе и отвечают времени проявления сначала Таримского, а затем Сибирского мантийных плюмов.

От карбона к перми увеличивается относительный объем кислых пород в составе габбро-гранитных серий. Кроме того, наблюдается последовательная смена механизмов корово-мантийного взаимодействия: в раннем карбоне (харловский массив) наблюдается дифференциация мантийных магм с появлением кислых разностей, в позднем карбоне – перми активно проявляются процессы смешения магм –миксинг и минглинг, и наконец, для рубежа перми – триаса можно говорить о «субавтономном» анатексисе коровых пород при тепловом участии мантийных расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 166-182.

2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.

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

5. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.

6. Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геол. и геофиз., 1998. Т. 39. № 8. С. 1072-1084.

7. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1968. 327 с.

Ранний супрасубдукционный вулканизм Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): возраст и состав

Цуканов Н.В.[1], Палечек Т.Н.[2], Сколотнев С.Г.[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Нахимовский пр., 36
[2]Геологический институт РАН, г. Москва, Пыжевский пер., 7

Фрагменты Кроноцкой палеодуги обнажаются в пределах Восточных полуостровов Камчатки [1, 3]. Они образованы позднемеловыми и палеоцен-эоценовыми магматическими и туфогенно-осадочными комплексами (рис. 1а). Палеоцен-эоценовый этап вулканизма широко проявлен на всех полуостровах Восточной Камчатки (п-ова Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский, Командорские острова), а вулканиты позднемелового этапа представлены фрагментарно. Дискуссионным остается вопрос о времени начала формирования Кроноцкой палеодуги как единой структуры. В своем сообщении мы рассматриваем возрастные соотношения и особенности геохимического и изотопного состава разрозненных вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих наиболее ранний этап формирования Кроноцкой палеоостроводужной системы.

На п-ове Камчатский Мыс к супрасубдукционному магматическому комплексу относятся вулканогенные образования (K_2st-cp), представленные толеитовой дифференцированной серией пород от базальтов, андезито-базальтов до риолитов, которые слагают тектоническую пластину в структуре аккреционной призмы южной части п-ова [1, 5] и вулканиты тарховской свиты (K_2m_2) островодужной толеитовой серии, залегающие в основании разреза столбовской серии [2, 4]. На Кроноцком полуострове вулканиты каменистской свиты (K_2cn-m по [1] или K_2cp-m по [3]), слагают тектоническую пластину в основании видимого разреза. Они относятся к высокоглиноземистой серии островодужных толеитов [1, 4]. Неопределенная ситуация наблюдается на Шипунском п-ове в южном сегменте Кроноцкой палеодуги. Возраст магматических пород, развитых в районе бухты Бечевинской Шипунского п-ова по калий-аргоновому методу определяется как K_2cp и P_1d (устное сообщение А.В. Соловьева). По строению и составу они близки к об-

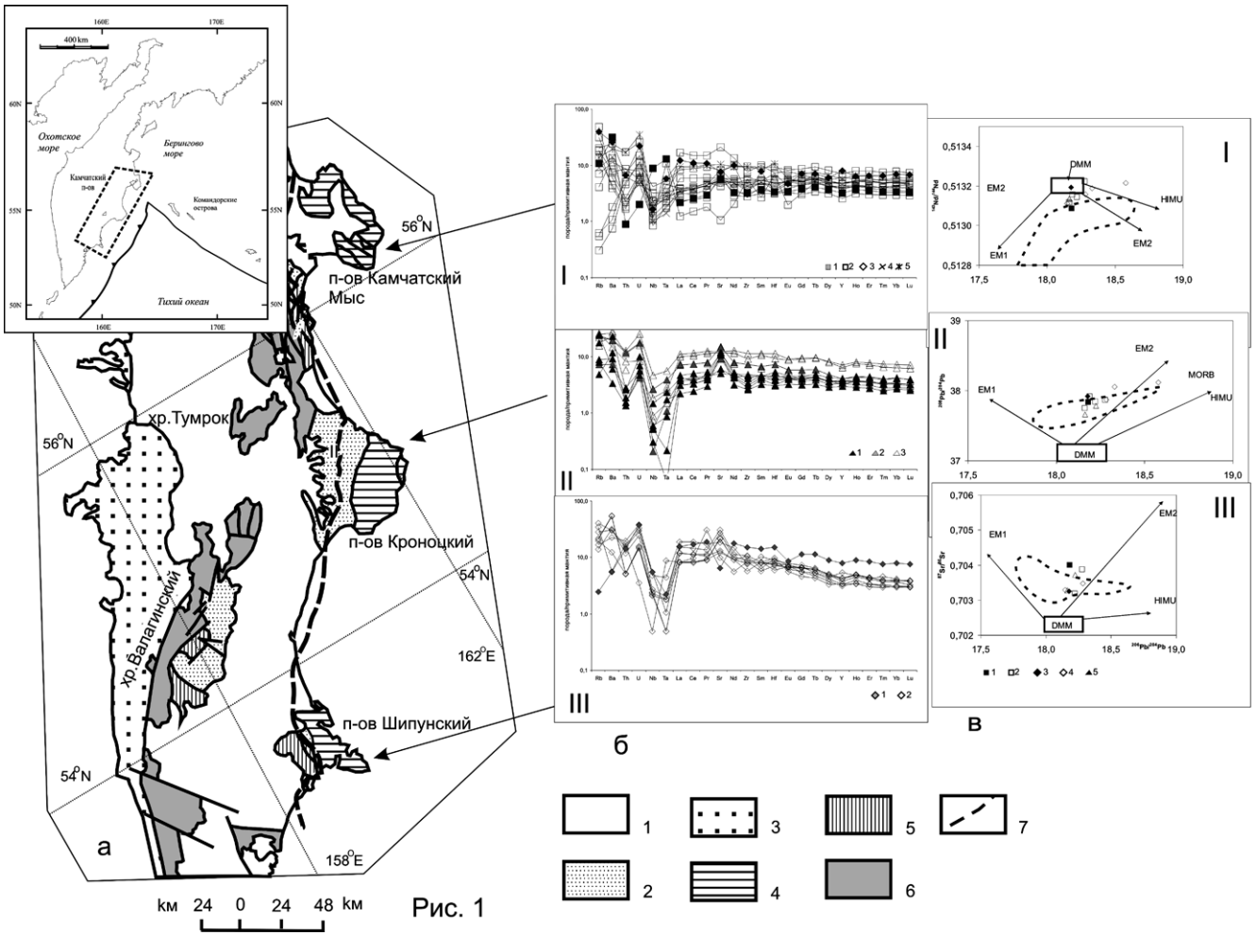


Рис. 1

Рис. 1. а – тектоническая схема Восточной Камчатки: 1 – Восточно-Камчатский вулканический пояс, 2 – Центрально-Камчатский прогиб, 3 – Тюшевский прогиб, 4 – террейны Восточных полуостровов, 5 – Ветловский террейн, 6 – Озерновско-Валагинский террейн, 7 – надвиг Гречишкина; б – расширенные спектры редких элементов для различных сегментов Кроноцкой палеодуги, сегменты: (I) – камчатскомысский: 1 – риолит, 2-4 – базальты, андези-базальты и риолиты (2 – толща р. Непропусковый, 3 – тарховской свиты, 4 – баклановской свиты), 5 – габбро; (II) – кроноцкий: 1-3 – базальты и андези-базальты (1 – K_2), 2-3 – P_{2-3} (2 – р. М. Чажма, 3 – бух. Ольга); (III) – шипунский, мыс налычева (K_2-P_1): 1 – базальт, 2 – базальты и андезиты; в – диаграммы соотношения изотопов для магматических комплексов: I – $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{206}Pb/^{204}Pb$, II – $^{208}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}$, III – $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}$. Магматические породы: 1-2 – п-ова Камчатский Мыс (1 – тарховская свита (обр. 276/5), 2 – тарховская свита и толща р. Непропусковой), 3-4 – базальты п-ова Кроноцкий (3 – каменистская свита, 4 – кроноцкая серия), 5 – п-ова Налычева; пунктирной линией показано поле вулканитов Гавайских о-вов по [9].

разованиям мыса Налычева. Вулканогенно-осадочные породы м. Налычева датируются по комплексу радиолярий, плохой сохранности, как K_2m-P_1 [1]. Они образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов. По петрохимическим параметрам среди вулканитов отчетливо выделяются, по крайней мере, представители двух серий: известково-щелочной низкокалиевой и толеитовой обогащенной. Особенности состава вулканизма в различных сегментах Кроноцкой палеодуги подтверждаются геохимическими исследованиями. Расширенные спектры редких элементов, изученных вулканитов, имеют типоморфные признаки островодужного магматизма (рис. 1б): глубокие минимумы высокозарядных элементов (HFSE) (Nb, Ta, Zr, Ti) и более высокие относительно РЗЭ концентрации крупноионных несовместимых элементов (LILE) (K, Ba, U, Rb) [4]. Практически для всех изученных пород характерны низкие концентрации РЗЭ с распределением близким к хондритовому при незначительном обеднением легких РЗЭ относительно средних и тяжелых (рис. 1б), что характерно для производных толеитовых расплавов. Спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы отличаются от таковых для высокоглиноземистых плагиотолеитов Кроноцкого полуострова в среднем более высоким уровнем концентраций РЗЭ, HFSE и LILE (рис. 1б-II). Для всех известково-щелочных разностей характерна резкая положительная аномалия стронция. Представители известково-щелочной серии имеют повышенные концентрации крупноионных литофилов (рис. 1б-III).

Результаты изотопных исследований показали, что верхнемеловые-раннепалеогеновые комплексы в основании Кроноцкой палеодуги по изотопному составу Nd, Pb и Sr в целом близки друг другу (рис. 1в). Проанализированные нами породы, представляющие различные сегменты Кроноцкой палеодуги, не имеют существенных различий в изотопном составе. Большая часть фигуративных точек изотопных составов пород на вариационных диаграммах отношений изотопов (рис. 1в –I,II) попадают в поле составов базальтов океанических хребтов, а на диаграмме (рис. 1в –III) в поле Гавайских вулканитов [6]. Изотопные параметры наиболее представительной группы проанализированных образцов практически всех сегментов палеодуги, свидетельствуют о том, что их первичные расплавы генерировались в мантийном источнике типа DMM, т.е. в надсубдукционном клине деплетированной верхней мантии. Для базальта тарховской свиты п-ва Камчатский Мыс отмечается повышенное значение радиогенного стронция и пониженные значения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Такие особенности изотопного состава базальта могут быть объяснены тем, что на уровне зоны магмогенерации к деплетированной мантии было добавлено вещество обогащенных мантийных источников EM1 и EM2. Учитывая изотопную близость базальтов этой группы к Гавайским вулканитам можно предположить, что это заражение обогащенным веществом могло произойти под воздействием гавайского плюма, когда плита находилась в зоне его влияния.

Проведенные исследования показывают, что в северных сегментах Кроноцкой палеодуги (п-ова Камчатский мыс и Кроноцкий) активный вулканизм происходил практически синхронно в кампан-маастрихтское время. Для южного сегмента палеодуги активный этап вулканизма предположительно датируется кампан-датским временем. При этом на п-ове Камчатский Мыс верхнемеловые комплексы представлены островодужными толеитами, а на Кроноцком полуострове преимущественно развиты высокоглиноземистыми толеитами. Магматические породы п-ова Шипунский и мыса Налычева, формировались несколько позднее вулканитов северного сегмента Кроноцкой дуги и здесь преимущественно распространены породы известково-щелочной и островодужной толеитовой серий. Изменение в характере вулканизма в ходе эволюции вулканических дуг и в различных сегментах дуг устанавливается для многих из них и связывается с изменением геодинамического режима в субдукционной зоне, гетерогенностью магматического очага над зоной субдукции, с мощностью и составом коры, на которой закладывалась островная дуга. Кроноцкая палеодуга является энсиматической и формировалась на коре океанического типа [1, 3]. Этот вывод подтверждается изотопным составом изученных вулканитов, а также толеитовым характером островодужного вулканизма, в северных сегментах палеодуги. Отмеченная

специфика вулканизма в этих сегментах находит свое объяснение в различии геодинамических обстановок в разных сегментах дуги. В частности, было сделано предположение о субдукции спредингового хребта Кула-Пацифик и влиянии гавайского плюма в области Камчатскомысского сегмента [4]. Известково-щелочной тип вулканизма, преимущественно характерный для южного сегмента палеодуги, не характерен для энсиматических дуг, хотя и проявляется в сходных геодинамических условиях. Имеющиеся данные по изотопии неодима не дают основание предполагать возможность контаминации исходных расплавов веществом континентальной коры. Полученные данные могут быть объяснены либо различными геодинамическими условиями в зоне магмогенерации, либо нахождении в основании Кроноцкой дуги различных по возрасту, составу и геодинамической природе террейнов. Во втором случае можно говорить, что Кроноцкая дуга начала функционировать как единая структура не с позднего мела, а с палеоцен-эоценового времени.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, гранты (08-05-00017, №10-05-00065, 11-05-00086).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // Отв. ред. Ю.М. Пущаровский М.: Наука, 1993. С. 272.

2. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XXVI, XXXI, XXXII. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2007. С. 267.

3. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 2000. № 2. С. 65-84.

4. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН, 2008. Т. 418. № 2. С. 232-236.

5. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский (Восточная Камчатка). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2008. № 2. Вып. 12. С. 42-50.

6. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // ДАН РАН, 2010. Т. 434. № 5. С. 656-660.

7. Tatsumoto M., Henger E., and Unruh D.M. // Volcanism in Hawai, 1987. V. 1. US Geol. Survey Prof. Paper. P. 723-743.

Петрогенезис позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья

Цыганков А.А.[1], Литвиновский Б.А.[2]

[1]Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
[2]Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev Beer Sheva
84105, Israel

В последние годы в Западном Забайкалье проведен большой объем изотопно-геохронологических исследований гранитоидов и, отчасти, связанных с ними базитов, на основании которых существенно уточнена последовательность магматических событий. Установлено, что основной объем гранитоидов региона сформировался в позднем палеозое в период с 330 до 275 млн. лет назад, т.е. продолжительность магматического цикла составляла 55-60 млн. лет [1]. В течение этого времени происходило увеличение щелочности гранитоидных ассоциаций, на фоне которого имело место полное или частичное перекрытие во времени формирования разных по составу гранитоидных комплексов. Гигантские масштабы известково-щелочного (СА) магматизма повышенной и высокой калиевой щелочности в сочетании с литолого-стратиграфическими данными по позднепалеозойским осадочным бассейнам Забайкалья, свидетельствуют о постколлизионной геодинамической обстановке магматизма [3, 4], сменившейся к концу рассматриваемого этапа типично внутриплитной, знаменующей начало рифтогенных процессов, получивших наибольшее развития на юрско-меловом этапе развития региона.

Наличие близких или перекрывающихся по времени формирования гранитоидных ассоциаций указывает на различия условий генерации и кристаллизации магм, что и является предметом настоящего сообщения.

Позднепалеозойские высококалиевые СА гранитоиды и щелочные сиенит-гранитные серии занимают в Забайкалье площадь более 200 000 км^2. В их формировании можно выделить три этапа. **Каменноугольный этап** (330-310 млн. лет) ознаменовался становлением гранитов баргузинского комплекса, слагающих гигантский Ангаро-Витимский батолит, площадью коло 150 000 км^2 [2]. Батолит включает сотни отдельных тел автохтонных и преобладающих типично интрузивных крупнозернистых биотитовых гранитов, нередко содержащих крупные фенокристы *Kfs*. Изредка граниты содержат небольшие меланократовые шлиры Bt-Pl состава. Содержание SiO_2 в гранитах варьирует в диапазоне 68-77 масс. %, при K_2O = 3.5-6 масс. %; $K_2O/Na_2O > 1$, что соответствует высококалиевой СА серии. Глиноземистость пород близка к единице (ASI = 0.94 – 1.1); характерно обогащение LREE относительно HREE $(La/Yb)_n \approx 23$; отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* ≈ 0.58) указывает на фракционированный характер рассматриваемых гранитов. Мультиэлементные спектры характеризуются положительными U, Pb и отрицательными Nb, Ta, Ti аномалиями; εNd(T) = -7.7 – -5.7, I_{sr} в большинстве проб > 0.707, $\delta^{18}O$(WR) составляет 10-12‰, в *Ttn* – 7.2-7.6 и *Qtz* – 11-14‰, что характерно для продуктов плавления протерозойских метатерригенных протолитов ($T_{DM(2)}$ = 1500-1700 млн. лет).

Позднекаменноугольный этап охватывает временной интервал с 305 до 285 млн. лет. В это время одновременно формировались лейкограниты (с подчиненными кварцевыми сиенитами) зазинского и низкокремниевые гранитоиды (кварцевые монцониты – кварцевые сиениты) чивыркуйского комплексов. Плутоны последнего достигают 2000 км^2 и состоят, как правило, из пород двух-трех интрузивных фаз, часто сопровождаясь синплутоническими габброидами, базитовыми или комбинированными дайками, нередко содержат мафические включения, указывающие на сосуществование очагов базитовых и салических магм. Габброиды, входящие в состав рассматриваемой ассоциации, умеренно- и высококалиевые известково-щелочные. Максимальные содержания K_2O характерны для кварцевых сиенитов (до 5.5 масс. %), при этом отношение K_2O/Na_2O варьирует от 0.5 в монцонитах, до 1.3 в кварцевых сиенитах. Содержание и характер распределения REE зависит от состава пород серии. Минимальные концентрации и наименьшая степень дифференцированности редкоземельного спектра ($(La/Yb)_n$ = 13) характерны для габброидов. Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты отличаются более высоким уровнем концентрации REE и большей дифференцированностью REE спектра ($(La/Yb)_n$ = 20–27); Eu/Eu* = 0.88-0.65. Содержание LIL и HFS элементов заметно выше, чем в гранитах баргузинского комплекса, при этом сохраняются отрицательные Nb-Ta и Ti аномалии. Изотопные характеристики чивыркуйских гранитоидов несколько отличаются от баргузинских: εNd(T) = -7.2 – -3.2, $I_{Sr} \approx 0.706$-0.708; $\delta^{18}O$(WR) составляет 8.7-9.11‰, в *Pl* – 7.6-4.17, *Qtz* – 8.2-8.5‰, что свидетельствует о преимущественно древнекоровом источнике магм ($T_{DM(2)}$ = 1600-2100 млн. лет) с некоторой примесью «мантийного компонента».

Гранитоиды зазинского комплекса распространены в основном в южной части позднепалеозойского магматического ареала. Размеры отдельных плутонов лейкогранитов и кварцевых сиенитов достигают 3000 км^2, а общая занимаемая ими площадь составляет ≈ 39 000 км^2, при этом в начале формировались кварцевые сиениты, а затем – доминирующие лейкограниты. В некоторых случаях зазинские гранитоиды сопровождаются синплутоническими габброидами и комбинированными дайками и, также как чивыркуйские, содержат мафические включения. На классификационной диаграмме $K_2O–SiO_2$ составы гранитоидов зазинского комплекса располагаются в поле высококалиевой СА серии. Значения агпаитового индекса (Na+K)/Al в них несколько выше, чем в гранитоидах более древнего баргузинского и близкого к ним по возрасту чивыркуйского комплексов. Распределение REE характеризуется более узким диапазоном вариаций суммарного

содержания лантаноидов, главным образом, за счет более высоких концентраций HREE, по сравнению с баргузинскими гранитами. При этом максимальные концентрации лантаноидов характерны для кварцевых сиенитов; в гранитах, по мере увеличения кремнекислотности, суммарное содержание REE заметно снижается. Средняя величина La/Yb_n = 22, что практически идентично баргузинским гранитам, однако диапазон вариаций этого параметра значительно шире – от 5 до 55; величина Eu аномалии (Eu/Eu*) составляет в среднем 0.54. Мультиэлементные спектры зазинских гранитоидов также указывают на заметные отличия: обсуждаемые породы обеднены Ba, Th, U, Sr, P; в них отсутствует отрицательная Ta-Nb и положительная Pb аномалии. В целом, распределение элементов-примесей больше напоминает граниты высокой щелочности, чем породы известково-щелочной серии. Изотопные характеристики зазинских гранитоидов сопоставимы с чивыркуйскими: εNd(T) = -5.7 ÷ -3.9, *Isr* ≈ 0.706-0.707; $\delta^{18}O$(WR) составляет 6.9-8.5‰, в *Pl* – 7.7-8.6‰, *Ttn* – 5.5-4.3‰, *Qtz* – 8.8-10‰, что также свидетельствует о смешанном источнике магм.

Раннепермский этап (285-275 млн. лет) ознаменовался формированием высококалиевой (шошонитовой) монцонит-сиенит-гранитной серии (с подчиненными базитами) – нижне-селенгинский комплекс (285-278 млн. лет), и щелочных гранитов и сиенитов ранне-куналейского комплекса (281-275 млн. лет), плутоны которых не только формировались почти одновременно, но и тесно сопряжены в пространстве. Гранитоиды этих типов традиционно включаются в состав Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, протягивающегося от Северной Монголии до Алданского щита.

Породы нижне-селенгинского комплекса характеризуется наиболее высокой калиевой щелочность (до 7 масс. %), позволяющей отнести их к шошонитовой серии, имеют наиболее высокий агпаитовый индекс (до 0.9). REE и мультиэлементные спектры гранитоидов шошонитовой серии во многом схожи с породами чивыркуйского комплекса: ($(La/Yb)_n$ ≈ 11–42), Eu аномалия выражена слабо (Eu/Eu* = 0.8–0.87). Как и описанные выше гранитоиды чивыркуйского и зазинского комплексов, рассматриваемые образования имеют смешанные изотопные характеристики: (εNd(T) = -3.7 ÷ -4.9, *Isr* ≈ 0.706–0.707; $\delta^{18}O$(WR) составляет 6.3-7.7‰, в *Ttn* – 5-3.4‰, *Qtz* – 6.5-7.4‰), свидетельствуют об участии разных источников в генерации магм.

Щелочные гранитоиды в Забайкалье занимают площадь ≈ 9000 км^2, а размеры отдельных плутонов (Брянский) достигают 1600 км^2 [5]. Детальная изотопно-геохимическая характеристика щелочных гранитоидов приведена в [5], поэтому здесь лишь отметим, что в их составе фиксируется наиболее высокая доля «мантийного компонента».

Таким образом, среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья выделяются два контрастных типа: 1) коровые граниты баргузинского комплекса, слагающие Ангаро-Витимский батолит; 2) гранитоиды (от монцонитов до лейкогранитов и щелочных гранитов), образовавшиеся за счет смешенных источников. Масс-балансовые расчеты, выполненные с учетом приведенных выше геохронологических и изотопных данных, показывают, что, несмотря на определенное сходство изотопных характеристик, типоморфные разновидности пород разных комплексов характеризуются индивидуальными петрогенетическими особенностями. Так для чивыркуйских кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов наиболее адекватной представляется модель смешения магм в пропорции 25% базитового расплава, соответствующего среднему составу чивыркуйских габброидов, и 75% кислого расплава, аналогичного среднему составу баргузинских гранитов. Фракционирование такого гибридного расплава, с удалением *Pl, Amph, Bt, Fe-Ti оксидов* и *Ap* приводит к образованию лейкогранитного остатка, аналогичного зазинским гранитам. Для монцонитов и кварцевых сиенитов нижне-селенгинского комплекса предполагается двухступенчатая фракционная кристаллизация сначала трахибазальтового, а затем монцонитового расплава. Образование щелочно-гранитных магм, согласно данным [5] связано, скорее всего, с плавлением высококалиевых метабазитов.

Таким образом, приведенные выше данные, интерпретация которых основана на предлагаемой нами [1] последовательности позднепалеозойских магматических событий в Забайкалье, более или менее непротиворечиво объясняют одновременное формирование пространственно сопряженных, но разнотипных гранитоидных ассоциаций. Эти данные показывают, что в плавление вовлекались разные по составу коровые и мантийные источники, соотношение которых определяет изотопно-геохимические характеристики гранитоидов, однако непосредственное формирование тех или иных разновидностей пород определялось процессами смешения и фракционной кристаллизации первичных или гибридных магм.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1993. 141с.

3. Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos, 2004. V. 78. P. 1-24.

4. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J. et al. Conrasting origin of post-collisional high-K calk-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos, 1998. V. 45. P. 1-28.

5. Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N. et al. Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chemical Geology, 2002. V. 189. P. 105-133.

6. Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R. et al. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // Chemical Geology, 2010. V. 273. P. 120-135.

Распределение микроэлементов в лерцолитовых включениях из позднекайнозойских щелочных базальтов юга Дальнего Востока России

Чащин А.А., Сахно В.Г., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В кайнозое территория Приморья являлась ареной активного базальтового вулканизма, в истории развития которого выделяют два крупных этапа. Первый этап (эоцен-олигоценовый) связан с режимом скольжения литосферных плит. Породы этого возраста объединяются в зайсановскую (на юге-западе), суворовскую, кузнецовскую и кизинскую (на севере) свиты сложенные преимущественно базальтами, андезито-базальтами, реже андезитами и дацитами. Второй этап, датируемый поздним миоцен-плиоценом, связан с излиянием платобазальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками и формированием мелких моногенных вулканов субщелочного и щелочного состава.

В данной работе рассмотрены геохимические особенности глубинных ксенолитов из миоцен-плиоценовых щелочных базальтов, представляющих значительный интерес для реконструкции состава литосферной мантии и оценки степени влияния мезо-кайнозойских тектоно-магматических процессов (разновозрастная субдукция, формирование slab-windows, раскрытие окраинных морей) на преобразования её состава.

Глубинные ксенолиты ультраосновных пород в позднекайнозойских субщелочных и щелочных базальтах Приморья известны с начала 60-х годов прошлого столетия. Они представлены главным образом шпинелевыми лерцолитами, иногда встречаются верлиты и гарцбургиты. Им посвящены многочисленные работы, в большинстве которых содержатся сведенья по петрографии, минералогии ксенолитов и их петрохимическом составу [1, 4-7]. Менее охарактеризова-

ны ультрамафитовые ксенолиты Приморья в отношении распределения в них РЗЭ и некоторых других элементов-примесей [1, 5, 7]. Между тем глубинные ксенолиты ультраосновных пород являются единственным прямым источником информации о геохимическом составе верхней мантии и протекающих в ней процессов.

В настоящей работе приводятся результаты исследования особенностей распределения редкоземельных и литофильных элементов в верхней мантии Ханкайского и Южно-Приморского литосферных блоков на примере лерцолитовых включений Свиягинского, Медвежьего и Борисовского вулканов юго-западного и южного Приморья.

В пределах рассматриваемых вулканических построек включения приурочены в основном к жерлово-экструзивным и пирокластическим фациям. Внешне они представляют собой породы светло зеленого или желтовато серого цвета, имеющие среднезернистую или крупнозернистую структуру. Среди них известны как остроугольные, так шаровидные включения, размер которых колеблется от 0.4-0.7 до 10-20 см и редко достигает 60 см в диаметре. Большинство изученных ксенолитов относится к шпинеливым лерцолитам с классической четырехминеральной ассоциацией. Состав породообразующих минералов ксенолитов из щелочных пород всех трех вулканических построек по содержанию основных петрогеных элементов практически не различаются.

Необходимо отметить, что соотношения минералов даже в ксенолитах одного вулкана колеблется в широких пределах, в этой связи нами были выбраны и проанализированы ксенолиты с наиболее близким содержанием всех минералов, а также не несущие явных признаков вторичных изменений.

Анализ полученных геохимических данных показывает, что по особенностям распределения РЗЭ проанализированные ксенолиты из щелочных базальтов юго-западного (Свиягинского и Медвежьего вулканов) и южного (Борисовского вулкана) Приморья можно разделить на три типа (рис. 1).

Для лерцолитов *первого типа* характерен прямолинейно-горизонтальный (недифференцированный) спектр распределения РЗЭ с отношением $(La/Yb)_n$, близким к единице или чуть выше. В целом содержание РЗЭ в лерцолитах этого типа близко к таковым в примитивной мантии. Ксенолиты с подобными характеристиками встречаются главным образом в щелочных базальтах Борисовского вулкана.

Лерцолиты *второго типа* (преобладают) обеднены относительно примитивной мантии тяжелыми и средними лантаноидами, но характеризуются небольшим обогащением La и в какой-то мере Ce, благодаря чему спектры РЗЭ имеют слабый перегиб вверх от Sm к La ($(La/Sm)_n$ = 2.07-2.62). Значения параметра $(La/Yb)_n$ изменяется в интервале от 1.53 до 2.52. Такое распределение РЗЭ элементов характерно для большинства изученных нами ксенолитов из базальтов Свиягинского и Медвежьего вулканов.

Лерцолиты *третьего типа* аномально обогащены легкими лантаноидами, тогда как содержания элементов от Gd до Lu находятся на уровне близком или ниже к их содержанию в примитивной мантии ($(La/Yb)_n$ = 5.62-7.53). Вследствие этого графики распределения РЗЭ имеют крутой отрицательный наклон в области легких редких земель ($(La/Sm)_n$ =

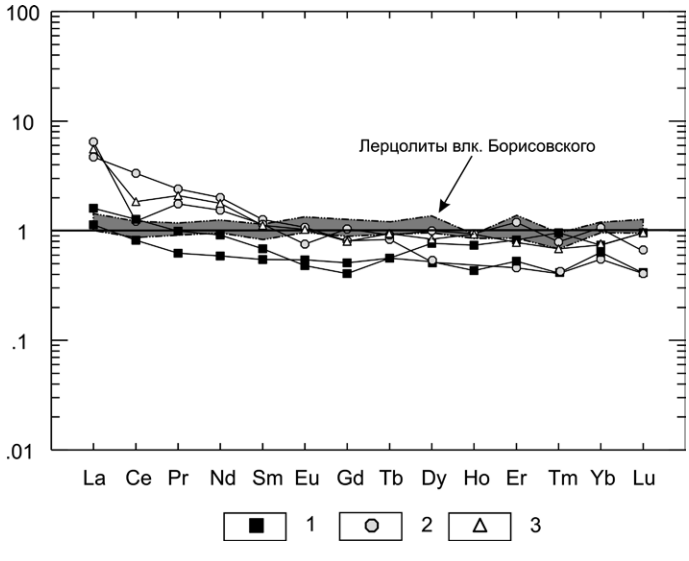


Рис. 1. Нормализованное к примитивной мантии (по McDonough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в шпинеливых лерцолитах Борисовского, Медвежьего и Свиягинского вулканов.

1 – лерцолиты II типа влк. Свиягинского; 2 – лерцолиты III типа влк. Свиягинского; 3 – лерцолиты III типа влк. Медвежьего.

= 3.72-5.64), а в области тяжелых лантаноидов форму близкую к субгоризонтальной линии. Мантийные ксенолиты с такими геохимическими характеристиками встречаются преимущественно в щелочных породах Свиягинского и Медвежьего вулканов.

Различие между описанными выше геохимическими типами ксенолитов наблюдается также и в распределении других редких элементов – таких как Ba, Sr, Hf и U. Так, в лерцолитах **второго и третьего типа** Свиягинского и Медвежьего вулканов отмечаются повышенные содержания Ba, Sr, U и несколько пониженные – Hf по сравнению с лерцолитами *первого типа* Борисовского вулкана.

Многие исследователи склоны предполагать, что обогащение ксенолитов легкими РЗЭ и некоторыми другими редкими элементами, связано с метасоматическими процессами, протекающими еще на уровне верхней мантии [8]. Другие считают, что такое обогащение ксенолитов обусловлено воздействием на них щелочных базальтоидных расплавов и связанных с ними флюидов непосредственно в процессе перемещения ксенолитов на дневную поверхность [3].

Для выяснения возможных причин аномального обогащения изученных шпинеливых лерцолитов легкими лантаноидами и некоторыми другими несовместимыми примесями было проведено их тщательное микрозондовое исследования, на предмет присутствия в них следов метасоматической проработки. Как показывают результаты исследования, в шпинеливых лерцолитах всех изученных вулканов, отсутствуют амфибол и слюда, являющиеся наиболее обычным продуктом метасоматических процессов в мантийных ксенолитах. В тоже время в межзерновом пространстве и внутризерновых микротрещинах шпинеливых лерцолитов Свягинского и Медвежьего вулканов было установлено наличие микрозерен цеолита и гидроксилапатита. Последний, как известно, является минералом-концентратором легких РЗЭ. Примечательно также, что в отдельных зернах гидроксилапатита содержание SrO достигает ~ 5%, а бария ~ 0.8%. Повышенные концентрации бария ~ 18.84% фиксируются и в цеолитах. Следует добавить, что в щелочных базальтах вулкана Свиягинского встречаются зерна гидроксилапатита близкие по своему составу (содержание SrO в них достигает ~ 3-4%, а бария ~ 1-1.2%) к выше описным апатитам из лерцолитовых включений. Они представлены в большинстве мелкими игольчатыми кристаллами, но встречаются и более крупные размером до 4 мм.

Наряду с вышеназванными минералами в межзерновом пространстве изученных ксенолитов иногда наблюдается присутствие тонкодисперсионного вещества сложенное, легко растворимыми соединениями, названые «контаминантом» [2]. По мнению В.И. Коваленко с соавторами именно данный «контаминант» в большинстве случаев является концентратором значительных количеств легких лантаноидов в верхнемантийных ксенолитах.

В ксенолитах Борисовского вулкана отсутствуют апатит и цеолиты, а в межзерновых и внутризерновых микротрещинах не встречается «контаминант».

В результате проведенных нами исследований можно сформулировать следующие основные выводы.

Высокое содержание легких РЗЭ в шпинеливых лерцолитах Свиягинского и Медвежьего вулканов, а также Ba и Sr связано с присутствием в них тонкодисперсионных фаз апатита и бариевого цеолита.

Наиболее вероятным механизмом обогащения лерцолитов Свягинского и Медвежьего вулканов легкими лантаноидами, Ba и Sr могло быть активное воздействие на них щелочно-базальтоидных расплавов и их флюидов на этапе подъема ксенолитов к дневной поверхности.

Характер распределения РЗЭ в ксенолитах Борисовского вулкана позволяет предположить, что большая часть ксенолитов этого вулкана не была подвержена процессам мантийного метасоматоза и воздействию базальтовых расплавов, и их флюидов в процессе перемещения ксенолитов на дневную поверхность.

Полученные данные могут иметь большое значение для решения вопросов о характере неоднородностей литосферной мантии в пределах Приморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-А-08-412.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ащепков И.В., Сапрыкин А.И., Герасимов П.А., Хмельникова О.С., Черемных Л.В., Сафонова И.Ю., Рассказов С.В., Кутолин В.А., Владыкин Н.В. Петрохимия мантийных ксенолитов Совгаванского плато, Приморья, Россия. // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Иркутск, 2002. С. 125-133.

2. Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.Г. Геохимия редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах нодулей: модель примитивной мантии // Геохимия, 1989. № 6. С. 771-784.

3. Леснов Ф.П. Глубинные ксенолиты ультрамафитов в щелочно-базальтоидных провинциях: некоторые особенности геохимии редкоземельных элементов // Тихоокеанская геология, 2003. № 2. С. 15-37.

4. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1963. № 8. С. 43-55.

5. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.

6. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 161 с.

7. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 275-294.

8. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metosomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol., 1994. V. 35. Part 3. P. 753-785.

Гранитоиды в зоне сочленения структур Урала и Восточно-Европейской платформы: природа источников и геодинамические интерпретации

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

Гранитоидный магматизм сопровождает всю историю развития Урала, от рифтовой стадии до постколлизионной активизации. Одним из важных периодов, определивших современный геологический облик Южного Урала, была коллизия в каменноугольное время между Восточно-Европеской платформой (ВЕП) с островодужными комплексами датируемых возрастом от ордовика до раннего карбона.

Во время каменноугольного периода (340-290 млн. лет) продолжает эволюцианировать магнитогорская структура. Особенностью её северной части является дискретно-ареальный характер развития интрузивного магматизма. Ареальный характер расположения магматических центров на севере Магнитогорской островодужной мегазоны свидетельствует о том, что на глубине здесь длительное время существовала субмеридиональная магмопроводящая зона, которая и контролировала, в условиях блокового строения данной территории, дискретное (очаговое) размещение магматических центров разного состава сначала в девоне, а затем и в карбоне. В раннем карбоне эта магмопроводящая структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, затем и в грабен Магнитогорского рифта. Поэтому на севере Магнитогорской мегазоны в карбоне унаследовано, в пределах девонских интрузивных ареалов, происходило последующее формирование рифтовых габбро-гранитных интрузий типа Кассельской (Верхнеуральский ареал) и массивов окраинно-континентального типа, наиболее характерных для самого северного Ахуново-Карагайско-Петропавловского ареала. Состав северных ареалов характеризует определенный этап в эволюции геодинамических обстановок и интрузивного магматизма Магнитогорской зоны. В Верхнеуральско-Кассельском ареале преобладают продукты островодужного магматизма. Они представляют собой практически полный его ряд со сменой ранних малокалиевых серий более поздними кали-натровыми и субщелочными (Верхнеуральский массив). Краснинский массив, расположенный на некотором удалении к северо-востоку, также можно отнести к этому ареалу. Кроме того, в этот ареал входят и более поздние представители магматизма окраинно-конти-нентального типа, представленные Заматохинским диорит-гранодиоритовым

массивом, а также Кассельский массив близкий массивам магнитогорского рифтогенного комплекса [4].

Начиная с Магнитогорской группы массивов, находящейся на удалении в 40-50 км от Верхнеуральско-Кассельского ареала, и далее на юг к Карабулакскому, Богдановскому и другим более южным мелким массивам, наблюдается уже иное расположение и иная морфология гранитоидных массивов. Они образуют цепочку менее крупных субмеридионально вытянутых интрузий, расположение которых контролируется одним из главных разломов магнитогорской рифтовой структуры [6].

Массивы северных ареалов несут типичные для надсубдукционных образований изотопно-геохимические метки. Изотопные отношения для магнитогорской группы смещены в сторону HIMU и примитивно-мантийного резервуаров.

Несколько другими характеристиками обладают гранитоидные массивы, расположенные в зоне Главного Уральского разлома на продолжении магнитогорской структуры и западнее от него в краевой части ВЕП. К ним относятся массивы Сыростанско-Тургоякской группы (расположенные как западнее, так и восточнее серпентинитового меланжа и имеют магматические контакты с осадочными породами возрастного интервала от кембрия до визе включительно). Расположенные западнее ГУРа семибратский дайковый комплекс, Уржумский и Киалимский массивы секут породы таганайской и уренгинской свит ВЕП, последняя считается стратиграфическим аналогом авзянской свиты среднего рифея (K-Ar, 1230 млн. лет, по Полевая, Казаков 1961). Далее на севере в зоне уфалейского метаморфического блока расположены Нижнеуфалейский и полихронный Никольский массивы. В 20 км севернее Нижнеуфалейского массива в зоне ГУРа (западнее меланжа) расположен Суховязовский массив. Все перечисленные массивы имеют близкий возраст – 333-290 млн. лет (различные методы датирования), что хорошо согласуется с возрастами окраинно-континентальных гранитоидных массивов в магнитогорской структуре, на продолжении которой они все расположены.

Все перечисленные массивы имеют как надсубдукционные, так и внутриплитные геохимические метки. По соотношению Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем все вышеперечисленные массивы укладываются в мантийную последовательность с крайне низким количеством корового материала. На классификационных диаграммах разных авторов габброиды Сыростанского массива лежат в полях внутриплитных базальтов, а по соотношению Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем и на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb стремятся к полям базальтов океанических островов и обогащенной мантии (EM1). Гранитоиды массивов по-разному обогащены коровой составляющей; в поздних жильных сериях I_{Sr} возрастает до 0,708. Но, в основном, не превышает первичного отношения для гранодиоритов Тургоякского массива (0.7041) [5 и данные автора]. I_{Sr} нижнеуфалейских гранитов 0.7043. Генерация гранитоидных расплавов, близких по геохимическим характеристикам адакитам, с преобразованием габброидов проходила в сильно обводненных условиях при давлениях 7-8 кБар и температуре около 700° С, что соответствует глубине 25-30 км – переходной зоне между корой и мантией обнаруженной под ВЕП. Для гранитоидов и сиенитов Нижнеуфалейского массива глубина генерации несколько больше – до 10 кБар.

Таким образом возникает вопрос: с какой геодинамической обстановкой связано образование гранитоидов в зоне сочленения структур Урала и древних блоков континентального типа (Башкирского мегантиклинория и Уфалейского мегаблока)?

Наиболее вероятно, что субдукция на Южном Урале относится к Невадийскому (кордильерскому) типу [1 и ссылки в ней], который характеризуется относительно умеренной скоростью конвергенции, молодостью и разогретостью поглощаемой литосферы, сближением плит под косым углом. Специфика этого типа по сравнению с другими состоит в относительной незрелости перекрывающей континентальной литосферы, в пределах которой перед началом субдукции преобладали обстановки пассивных континентальных окраин или островных дуг, столкнувшихся с континентом.

На поздних стадиях процесса субдукции этого типа обычно происходит перекрытие континентальной плитой оси спрединга погружающейся океанической плиты с проявлением вслед за этим специфического магматизма и тектоники растяжения на краю континента [1].

В случае Урала однозначно можно сказать, что до фамена происходила субдукция океанической коры.

По всей видимости, зона спрединга была затянута под островную дугу и заложение магнитогорского рифта связано с отрывом субдуцируемой океанической плиты по зоне СОХ [3, 4] и/или по одному из транформных разломов по механизму «бегущей трещины». Данный разрыв и маркируется габбро-гранитоидными массивами. По разрыву стали поступать тепловой поток и флюиды (расплавы), насыщенные соответствующими мантии элементами

Вслед за океанической корой уральского палеоокеана в зону субдукции начинают затягиваться структуры пассивной окраины ВЕП. Субдукция перерастает в обдукцию. Это затягивание преобразовало пассивную окраину в своеобразную активную окраину континента.

Многие геолого-геофизические данные указывают что, под Башкирским поднятия, в районе нижней коры, скопилось большое количество мантийных пород. Это наращивание возможно стало результатом воздействия мантийных диапиров, которые многократно проявилось на Урале с образованием рифтовых структур или без них. По возрасту, они соответствуют границе раннего и среднего рифея, позднерифейско-вендскому предрифтовому поднятию, раскрытию уральского океана в кембрийско-ордовикский период, почти не проявленной раннедевонской активизации, возможно, нашедшей отражение в виде магматизма «горячей точки» чанчаритов и цирконовых меток-возрастов семибратского комплекса 378.7±4.6 и некоторых ядер цирконов сыростанских гранитоидов 350-400. Неодимовый модельный возраст источника для пород сыростанской группы варьирует от 0.78 до 0.92 млрд. лет для габбро и гранитов соответственно, что согласуется с возрастом ядер в диапазоне 670-808 млн. лет и даже 1816 млн. лет.

Таким образом, источником гранитоидных массивов в зоне сочленения структур Южного Урала и Восточно-Европейской платформы могли послужить мафические породы мантийного происхождения, накопившиеся в результате многоэтапной деятельности мантийных диапиров. В некоторых случаях в качестве источника выступала плавящаяся субдуцируемая океаническая кора с примесью затянутых частей края ВЕП. Основными геодинамическими процессами являлись субдукционно-обдукционные явления и локальный рифтогенез вызванный либо отрывом субдуцируемой океанической коры, либо, её разрывом в результате косонаправленного столкновения структур

ЛИТЕРАТУРА

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГГН РАН, 2000. № 2 (12). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin

2. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности средне-девонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.

3. Холоднов В.В. Крупные титаномагнетитовые, ильменитовые и скарново-магнетитовые месторождения в рифтогенных структурах Южного Урала: факторы, определяющие их минеральный. Состав, масштабы и условия формирования // Ежегодник-2005 / Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 404-408.

4. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С. Гранитоидный магматизм северной части магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6.

5. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: Результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника, 2000. № 5. С. 44-60.

6. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.

Обстановка формирования раннеюрского кобюминского андезибазальт-базальтового магматического комплекса Южного Верхоянья (Якутия)

Шепелева Я.П., Колодезников И.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова
677000, г. Якутск, ул. Кулаковского, 50, каб. 606

Кобюминский андезибазальт-базальтовый вулканический комплекс раннеюрского возраста развит в пределах Кобюминской системы складок в западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области, где его выходы приурочены к мульде привольнинской синклинали, абонскому, кюентинскому грабенам субширотного простирания. В состав комплекса входят эффузивные, эффузивно-обломочные, пирокластические и вулканокласто-осадочные породы основного и среднего состава [2].

Эффузивные породы образуют потоки различной мощности (от 0.5 до 80 м), состоящие из темно-серых с зеленоватым оттенком, черных базальтов миндалекаменной, реже массивной текстуры. В центральной части Кобюминской системы складок, в береговых обнажениях руч. Круг, в кровле потоков часто наблюдается шаровая и подушечная отдельность. Эффузивно-обломочные породы разреза представлены потоками гиалокластитов мощностью 16 м, обнажающихся в верхних частях разрезов центральной части изученной территории.

Пирокластические образования представлены псаммитовыми туфами основного состава, которые образуют потоки различной мощности (от 3 до 106 м), преобладают потоки мощностью до 20 м. Туфы, образующие слои большой мощности приурочены к средней части разреза. В туфах иногда наблюдается волнистая и параллельная слоистость. Вулканокласто-осадочные отложения разреза состоят из туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, которые часто образуют взаимные переходы с терригенными отложениями. У туфопесчаников часто наблюдается косая и параллельная слоистость.

В латеральном отношении в строении кобюминского вулканического комплекса установлены принципиальные отличия. Так в составе комплекса, изученном нами в бассейне реки Луговая, в западной части Кобюминской системы складок участвуют эффузивные, эффузивно-обломочные, пирокластические, осадочно-вулканокластические, тефроидные породы. Из вулканитов преобладающими являются пирокластические породы, менее развиты эффузивные породы, эффузивно-обломочные образования, и осадочно-вулканокластические породы.

Эффузивные образования разреза представлены потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов, мощностью от 3 до 25 м, которые в верхней части разреза с эффузивно-обломочными породами образуют перемешанные пачки мощностью 10 и 20 м, трудно поддающиеся стратификации. К эффузивно-обломочным породам относятся кластолавы базальтов.

Пирокластические породы в бассейне р. Луговая имеют широкое разнообразие и представлены в основном глыбовыми, агломератовыми туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов, шлака, ксенотуфами, агглютинатами. Туфы наблюдаются в средней и верхней частях разреза, где они образуют отдельные потоки различной мощности (от 5 до 90 м). Глыбовые и агломератовые туфы встречаются в основном в верхней части разреза, мелкооболомочные туфы – в средней части. Ксенотуфы выполняют пласты мощностью 18-30 м в нижней части разреза и состоят из обломков эффузивных, и терригенных пород, включая примесь хорошо окатанного галечного материала (галька кварцитов, алевролитов и др.). Характерными породами комплекса являются агглютинаты, которые до настоящего времени не были установлены в составе комплекса. Они состоят из спекшихся обломков эффузивных пород и кристаллов плагиоклаза, и наблюдаются в верхней части разреза в виде пачек переслаивания с базальтами (прослои агглютинатов имеют мощность от 0.1 до 0.5 м) или отдельные слои мощностью до 3 м.

Преобладающими среди вулканических пород являются базальты, менее распространены андезибазальты и андезиты. Содержание SiO_2 в базальтах изменяется от 43.2 до 52.7%, для них характерен гиперстен-нормативный реже оливин-нормативный состав с относительно низкими содержаниями MgO (2.46-9.76%), CaO (2.81-14.28), повышенными значениями Al_2O_3 (9.45-16.4%), весьма высокими значениями TiO_2 (1.41-2.86%), Fe_2O_3+FeO (7.06-13.74%) и P_2O_5 (0.25-1.6%) [3]. Отмечается положительная корреляционная связь между K_2O и P_2O_5. Содержание CaO находится в обратной зависимости от концентрации щелочей и уменьшается с ростом SiO_2.

В андезибазальтах содержание SiO_2 колеблется от 53.68 до 54.88%, количество MgO (2.40-5.50%) низкое, содержание TiO_2 (1.33-1.7%) и Al_2O_3 (12.09-15.20%,) напротив повышенное. Андезитам свойственны (масс. %): SiO_2 – 56.50-57.42%, TiO_2 – 1.32-1.34%, Al_2O_3 – 9.45-11.80%, MgO – 2.25-6.31%.

Базальты, распространенные в бассейне реки Луговая отличаются более низкими содержаниями Na_2O и K_2O, они относятся к петрохимическим сериям толеитовых и умереннощелочных пород, базальты, развитые в восточной части региона принадлежат толеитовым, умереннощелочным и щелочных сериям. Содержание SiO_2 колеблется в широких пределах, притом, что сумма Na_2O и K_2O не зависит от количества SiO_2. По соотношению Na_2O/K_2O базальты разделяются на натриевые и калиево-натриевые. В отдельных случаях высокое содержание натрия, вероятно, связано с альбитизацией.

Толеитовые базальты характеризуются низкой глиноземистостью, в субщелочных базальтах коэффициент глиноземистости варьирует от низкоглиноземистого до выскоглиноземистого. Базальты, обнажающиеся в бассейне ручья Круг, характеризуются более высокими показателями глиноземистости. Так толеитовые и субщелочные базальты принадлежат умеренно-глиноземистым сериям, но встречаются разности, принадлежащие высокоглиноземистым сериям. Щелочные базальты в основном принадлежат высокоглиноземистым сериям.

Андезибазальты подразделяются на породы нормального и субщелочного ряда, а андезиты являются породами нормального ряда, они характеризуются натриевой специализацией. По коэффициенту глиноземистости андезибазальты и андезиты являются умеренно- и высокоглиноземистыми.

При рассмотрении геохимической специфики собственно базальтов с помощью мультиэлементных диаграмм, обращают на себя внимание значительные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов, таких как Cs, Rb, K, Ba и Sr, которые могут зависеть от поведения флюидной фазы [1].

Содержание менее подвижных высокозарядных элементов (Sc, Y, Th, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) достаточно ограничены в своих вариациях, поскольку контролируются составом глубинного источника и процессами, такими как контаминация или фракционная кристаллизация инициальных расплавов. Значительные колебания в содержаниях свинца в базальтах в данном случае имеют вторичную природу и могут быть связаны с наложенной сульфидной минерализацией. Эффузивы обогащены подвижными легкими редкими землями вплоть до европия по отношению к тяжелым. Наиболее высокое содержание легких редких земель, а также крупноионных литофильных элемнтов свойственно наиболее дифференцированным членам базальтовой серии – андезитам, что приближает их по содержанию микроэлементов к базальтам океанических островов. Собственно базальты в целом имеют более низкие концентрации, как легких, так и тяжелых редкоземельных элементов по отношению к базальтам океанических островов при их нормировании к составу примитивной мантии, приближающиеся к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов. При сравнении вулканитов Кобюминских грабенов с базальтами океанических островов, мы акцентируем внимание на отсутствие в тех и других Nb –Ta минимума, что указывает на их генетическую связь с внутриплитным мантийным источником, более деплетированным, чем источник для OIB и на слабое контаминирующее влияние коры [1].

Возможность коровой контаминации можно оценить по содержанию в эффузивах Th, Ta и Yb. На графике Th/Yb–Ta/Yb исследуемые базальты образуют тренд, расположенный в пределах мантийного тренда между базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами океанических островов. При этом часть составов базальтов тяготеет к базальтам океанических островов, а остальные занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов. Положение базальтов относительно тренда мантийной корреляции исключает заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов.

В результате изучения геохимического состава эффузивных пород комплекса видно, что распределение элементов-примесей в эффузивах сложное. В результате анализа распределения элементов-примесей в вулканических породах кобюминского магматического комплекса установлено их значительное сходство с особенностями распределения элементов в вулканических породах океанических островов, в то же время есть несомненное сходство с аналогичными породами континентальных рифтовых систем.

Изучение петрографического состава, текстурно-структурных признанков, петрохимических и геохимических свойств продуктов раннеюрского вулканизма показало, что в процессе вулканических извержений сформировалась ассоциация щелочных существенно калиевых и калиево-натриевых базальтов, толеитовых, субщелочных калиево-натриевых базальтов, андезибазальтов и андезитов нормального и субщелочного ряда. Анализ распределения редких и редкоземельных элементов показал близость вулканических пород раннеюрского возраста к эффузивным породам вулканических островов, формирующихся на океанических сводово-вулканических поднятиях. В то же время, по своим петрохимическим и геохимическим особенностям раннеюрские вулканиты весьма близки вулканическим породам континентальных рифтовых систем. Надо отдать должное, эта особенность неоднократно подчеркивалась предыдущими исследователями. В пользу рифтовой природы раннеюрских вулканогенных образований свидетельствует сосредоточенность вулканитов в пределах грабенов, ориентировка которых совпадает с субширотной ориентировкой Кобюминской системы складок и ограничивающих ее разломов, широкое развитие сбросовых разрывных нарушений, субпараллельных граничным разломам и обусловившим глыбовое строение структуры. Поперечное простирание Кобюминской системы складок по отношению к окружающим структурам также является дополнительным признаком формирования эффузивов в области базальтового магматизма, локализованного в местах максимального растяжения – рифтовых впадинах и их ближайшем окружении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А.И., Колодезников И.И., Шепелева Я.П. Геохимия нижнеюрских эффузивов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса. // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН, 2006. № 4 (44). С. 53-58.

2. Шепелева Я.П. Новые данные о составе нижнеюрских вулканитов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН, 2004. № 4 (36). С. 112-114.

3. Шепелева Я.П. Условия проявления раннеюрского магматизма Южного Верхоянья // Вестник Якутского государственно университета имени М.К. Аммосова. Якутск, 2007. Т. 4. № 1. С. 121-124.

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Особенности железо-марганцевого рудообразования на подводном хребте Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги)

Астахова Н.В., Леликов Е.П.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия, nvast@mail.ru

Подводный хребет Витязя располагается на приостровном склоне желоба в центральной части Курило-Камчатской островной дуги. В пределах района работ этот хребет состоит из северного и южного отрезков [1]. На отдельных станциях драгирования в пределах южного отрезка хребта Витязя наряду с вулканическими и осадочными породами были подняты железо-марганцевые корки (ЖМК). Они установлены на возвышенности Диана (ст. 26, глубина 3200-2700 м), сложенной базальтами, андезитами и андезидацитами среднемиоценового и плиоцен-плейстоценового вулканических комплексов [2]. Рудные корки толщиной 2-3 см имеют характерную мелкобугристую поверхность. Внутренние части обломков ЖМК кавернозные. Их пустоты заполнены желтовато-светлосерой глиной. На хребте Буссоль, сложенном терригенными отложениями палеогенового и олигоцен-нижнемиоценового возраста, а также эоценовыми и плиоцен-плейстоценовыми вулканитами, ЖМК подняты на двух станциях (ст. 34, глубина 860-730 и ст. 36, глубина 2100-1800 м).

Содержание Mn в рудных корках ст. 26 составляет 10.83%, Fe – 16.38%, отношение Mn/Fe – 0.66; на ст. 34 – 5.39, 11.77 и 0.46 соответственно. Отмечается высокое содержание Si в рудных корках: 14.72 и 21.27%. Содержание микроэлементов в изученных образцах низкое и составляют десятые и сотые доли процента.

Образцы железо-марганцевых корок были изучены при помощи микрозондового анализатора JXA-8100 в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. В результате исследования были получены сведения по микростроению корок и выявлены особенности выделения и распределения акцессорных металлов в образцах.

В ЖМК возвышенности Дианы обнаружены участки преимущественно железо-марганцевого, с преобладанием железа, марганцевого, железо-марганцево-кремнистого составов. В марганцевой матрице встречаются участки, содержащие до 3.5% Ni. Рудное вещество заполняет пространство между породообразующими минералами (рис. а) или образует каемки вокруг зерен преимущественно кремнистого состава (рис. б, в). В изученных образцах были выявлены многочисленные зерна цветных и благородных металлов. Обнаружены самородный W, Pb, Sn и Ag, интерметаллоиды Cu-Zn, Cu-Sn, Ni-Cr, сульфиды Ag, смешанные сульфиды Cu-Zn, сульфаты Zn, оксиды Cu, Zn, Pd, вольфраматы Fe и Mn.

В ЖМК хребта Буссоль выделяются лишь небольшие пятна марганцевого, реже железо-марганцевого и железо-марганцево-кремнистого состава среди эдафогенно-пирокластического материала (рис. г). В отличие от ЖМК возвышенности Дианы, здесь марганец преобладает над железом. В марганцевой матрице так же встречаются участки, содержащие до 1.6% Ni и 0.5% Co.

Основная масса акцессорных металлов представлена золотом, серебром, платиной и палладием. Они встречаются в самородном виде и в виде окислов, реже сульфидов. Из цветных металлов обнаружены лишь оксиды Zn и сульфиды Cu.

Образование железо-марганцевых корок на подводных вулканах может происходить несколькими путями. Гидроокислы железа и марганца осаждаются при излиянии рудоносных гидротермальных растворов в кальдере вулкана или на его склонах, а также при разрушении гидротермального плюма. Образование рудных корок может происходить также при диффузном просачивании гидротермальных растворов по трещинам или ослабленным зонам в вулканических породах с последующей цементацией железо-марганцевыми гидроокислами вулканокластического материала на склонах вулкана. Этот процесс описан на активных в настоящее время подводных вулканах Филиппинского моря [3, 4]. По-видимому, такой же процесс происходит сейчас и на склонах хребта Витязя.

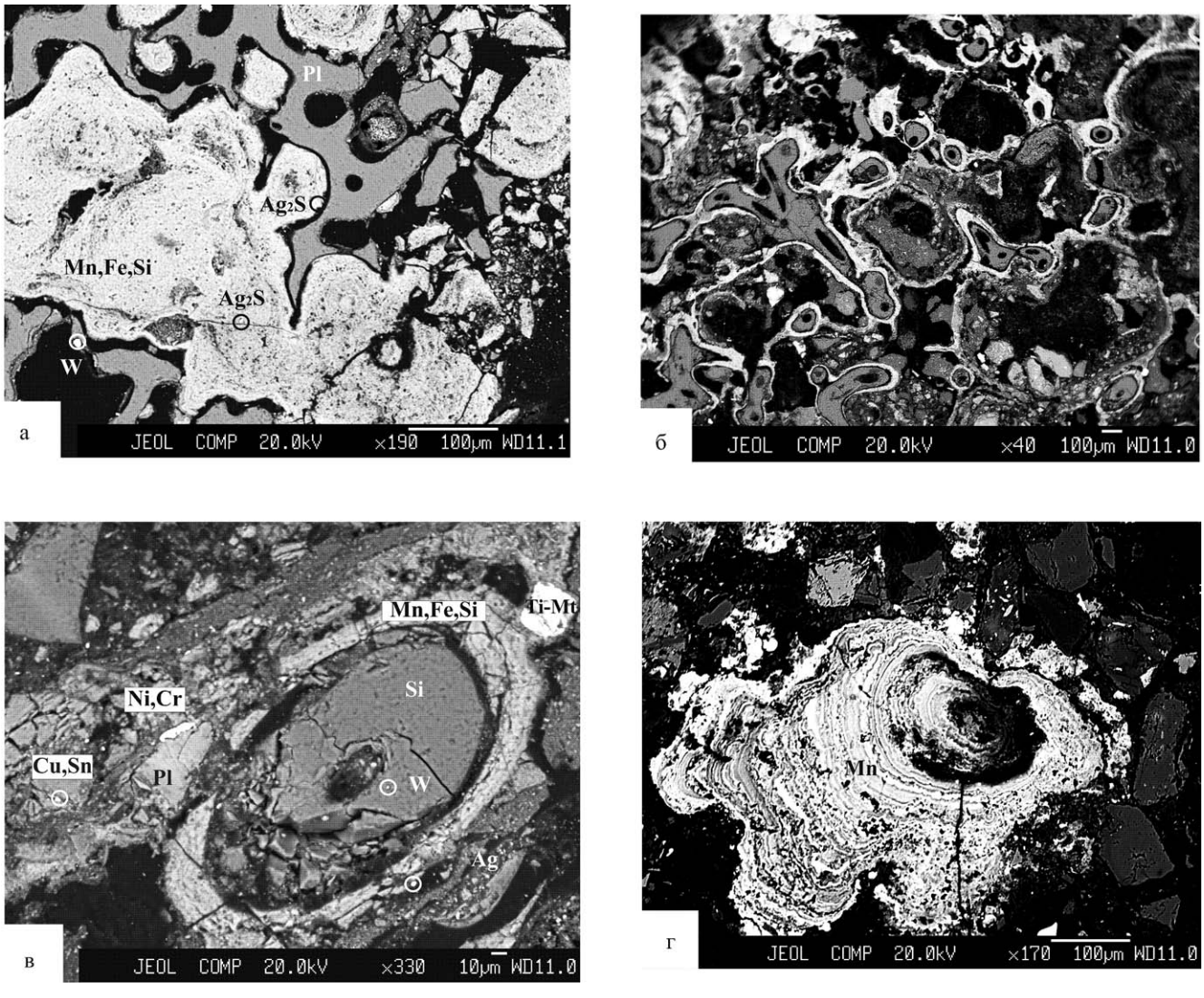


Рис. Выделение рудного вещества в ЖМК возвышенности Диана (а-в) и хребта Буссоль (г).

Детальное изучение рудных корок подводного хребта Витязя позволяет предположить, что они находятся в стадии формирования. Этот район, вероятнее всего, не представляет промышленного интереса, но важен для решения фундаментальной задачи генезиса стратиформных и колчеданных рудных месторождений активных континентальных окраин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно – геологической характеристике «сейсмической бреши» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.

2. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология, 2008. Т. 47. № 2. С. 294-303.

3. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S.H. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // Journal of Geophysical Research, 2008. V. 113. B08S14, doi: 10.1029/2007JB005432.

4. Usui A., Nishimura A. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Isu-Ogasawara (Bonin) Arc // Marine geology, 1992. V. 106. P. 203-216.

Интрузивные и рудные формации различных геодинамических обстановок развития Срединного и Южного Тянь-Шаня

Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Зенкова С.О.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан
100041, г. Ташкент, ул. Олимлар, 49, rkh.akhundjanov@mail.ru

Магматические формации с сопутствующим им оруденением являются индикаторами геотектонических обстановок и геодинамических условий эволюции докембрийских и фанерозойских орогенных поясов, палеоокеанов, островных дуг и континентальных окраин [1, 4, 6]. Типизацией магматизма в Западном Тянь-Шане выделены рифтовая, океаническая, активно- и пассивноокраинная, а также коллизионная геодинамические обстановки [3]. Анализ характера связи магматизма с рудообразованием [1-6] позволил определить ассоциации интрузивных и рудных формаций, соответствующие главным геодинамическим режимам развития Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Океанический магматизм характеризуется, в основном, наличием апогарцбургитовых серпентинитов и габброидов. О процессах, предшествовавших образованию дунит-гарцбургит-габбровой ассоциации, мы имеем косвенные данные. В Срединном Тянь-Шане наиболее древними породами являются плагиограниты Бештор-Тундукского интрузива. Абсолютный возраст их определен различными методами и интерпретируется как неопротерозойский: 915-824 млн. лет – калий-аргоновый; 859+22 – свинцово-изотопный по циркону; 961+22 – рубидий-стронциевый методы. Отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704$, полученные С.С. Сайдиганиевым (ИГиГ АН РУз), имеют мантийные значения. Наиболее молодыми образованиями, прорывающими плагиогранитный интрузив, являются дайки диабазов, долеритов, габбро-долеритов и кварцевых сиенодиоритовых порфиритов. Рубидий-стронциевыми исследованиями получен абсолютный возраст даек, равный 706 млн. лет и отношение изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705$. Данные показывают, что после апогея позднекембрийского кислого магматизма и до проявления толеитовых основных даек существовал временной разрыв более 100 млн. лет. Начало ультрабазит-базитового магматизма фиксируется в Южном Тянь-Шане образованием пикрит-диабаз-базальтовой ассоциации (419+35 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703$). Учитывая выше изложенные данные, предполагается, что раскол и раздвиг фундамента был начат в раннем палеозое и привел к формированию Туркестанского палеоокеанического бассейна [3]. Ультраосновные, основные породы и их производные обогащены хромшпинелидами, магнетитом, титиномагнетитом, ильменитом и содержат золото и платиноиды. Признаки хромитового оруденения отмечаются почти во всех районах наличия гипербазитов в Узбекистане. Породы и руды имеют признаки, соответствующие продуктам офиолитовой ассоциации, развитой, согласно [4], как в пределах срединноокеанических хребтов, так и активных окраин с глубоководными желобами и островными дугами. Отличительной чертой ультрабазит-базитовых образований Узбекистана является то, что по сравнению с метаморфическими перидотитами офиолитовых ассоциаций по Р.Г. Колману (1979), отчетливо выражена обогащенность пород редкоземельными элементами.

Оливинит-верлит-пироксенит-габбровая и габбро-диабазовая ассоциации рудоносны на железо и титан. Это породы Тебинбулакского интрузива и даек Мальгузара в Южном Тянь-Шане. Абсолютный возраст их 411+27 млн. лет, а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705$. В вышеуказанных породах и рудах наблюдается обратная корреляция между хромом и титаном. В ультрабазит-базитовом магматизме особо выделяется образование графитового оруденения, связанного с Бельтауским (Тасказганским) интрузивом, размещенным в горах Кульджуктау (Кызылкумы). Петрологическими исследованиями Г.Г. Лихойдова (1967) установлена сложенность массива в основном габброноритами, авгитовыми и роговообманковыми габбро и габбро-диоритами. Среди них наблюдаются участки, переходящие в пироксениты и анортозиты. Перидотиты (лерцолиты) встречаются в виде мелких тел среди габброидов и составляют менее 1% площади интрузива. Габброид-

ные массивы, являясь потенциально рудоносными на графит, имеют акцессорно-минеральную и геохимическую специализацию на титан, медь, никель, кобальт и благородные металлы. Руды распространены как во вмещающих интрузив карбонатных породах, так и в самом массиве. Геодинамические условия формирования интрузива и связанного с ним графитового месторождения Тасказган не установлены.

Субдукционный магматизм характеризуется широким развитием в Срединном и Южном Тянь-Шане вулкано-плутонических ассоциаций. Они наблюдаются от Приаралья через Центральные Кызылкумы, Нуратау до Чаткало-Кураминского региона в виде полосы, протяженностью от 1300 км до 1500 км при ширине 150-300 км. Формирование магматических и рудных формаций происходило в режиме островных дуг и активных континентальных окраин, характерных для Востока Азии – тихоокеанского типа [3]. К островодужным образованиям отнесена ассоциация, представленная мелкими телами, сложенными горнблендитами, роговообманковыми габбро и аляскитами. Абсолютный возраст пород соответствует позднему силуру-раннему девону (409+25 млн. лет – роговообманковое габбро, 418+4 млн. лет – аляскит). Отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ у этих двух типов пород равны 0.706 (С.С. Сайдиганиев, ИГиГ АН РУз) и указывают на мантийно-коровую природу расплавов. Вулканиты этого возраста представлены базальтами, андезитами, трахириолитами и игнимбритами (Т = 422-426 млн. лет; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0,706). Эта вулкано-плутоническая ассоциация имеет акцессорно-минеральные и геохимические признаки специализации на титан, золото, серебро и редкие металлы. С раннепалеозойским вулканизмом связаны месторождения железа (Темиркан) и полиметаллов (Учкулач).

Надсубдукционный магматизм активной континентальной окраины Туркестанского палеоокеана наиболее полно выражен в Срединном Тянь-Шане. Он характеризуется образованием в раннем карбоне габбро-плагиогранитной формации (343+14 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.705). С ней связано, в основном, оруденение меди с незначительными содержаниями платиноидов, золота и серебра. Наличие габброидных интрузивов, предшествовавших гранитоидным плутонам является главной чертой эволюции интрузивного магматизма Срединного Тянь-Шаня. Эта особенность проявлена также в вулканизме Чаткало-Кураминского региона [3]. К апогею плутонического магматизма относится образование «батолитовых» многофазных плутонов (319-278 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.706-0.708): I фаза – диориты, кварцевые диориты, II фаза – гранодиориты (адамеллиты), III фаза – граниты, IV фаза – аляскиты (лейкократовые граниты). Гомодромная последовательность формирования плутонических ассоциаций представляется следствием длительного существования магматических очагов и их вертикальной миграции (в понимании Ю.А. Кузнецова). Генетическая природа расплавов обосновывается как «смешанный тип» и с ними генетически связываются месторождения магнетитовой, полиметаллической, редкометалльной (W, Mo, Sn) скарновых формаций. В Южном Тянь-Шане «батолитовые» плутоны имеют явные признаки происхождения из магм палингенно-анатектического типа (308-261 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.706-0.715). Геодинамический режим их образования предполагает возможное проявление здесь явлений гранитизации, анатексиса и палингенеза в гранито-гнейсовых куполах. С этими интрузиями связаны в основном скарновые и грейзеновые месторождения вольфрама, олова, молибдена и супергигантское месторождение кварцево-золоторудной формации Мурунтау [5].

Вслед за становлением гранитоидных плутонов в геодинамической обстановке «горячих точек», образуются малые интрузии субщелочного ряда: монцогаббро–сиенодиорит–адамеллит–лейкогранит (308-276 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.705-0.711). В приповерхностных частях коры формируются вулканические ассоциации трахибазальт–трахиандезит–трахидацит–трахириолитового ряда. С ними генетически связано Au, Ag, Cu, W, Mo, Sn, Li, Be, Bi, Ta, Nb, U, Th, TR оруденение. Внедрению расплавов предшествовали флюиды, содержащие F, B, Cl, CO_2, S и рудные элементы. В результате были сформированы уникальные месторождения Алмалыка медно-молибденовой формации. Медные руды сконцентрированы в диоритах, сиенодиоритах среднего карбона,

гранодиорит- и адамеллит-порфирах позднего карбона – ранней перми. Молибденовое оруденение сопряжено с субвулканическими телами риолит-порфиров, дайками гранит-порфиров пермского возраста и наложено на медные руды. Вслед за ними были образованы крупные эпитермальные месторождения золото-сульфидной, золото-серебряной и серебряной формаций.

Субщелочные ряды интрузивных формаций были проявлены и в Южном Тянь-Шане. К ним относятся: габбро-монцонит-гранодиоритовый (C_{2-3}) – Каттаичский и сиенит-граносиенитовый (C_3?) – Кошрабадский интрузивы, которые характеризуются повышенной золотоносностью и вольфрамоносностью. В граносиенитах Кошрабадского интрузива локализовано месторождение Чармитан золото-сульфидной формации, к которой отнесены и месторождения Кокпатас, Даугызтау, Амантайтау в Центральных Кызылкумах [5].

Внутриплитными (плюмовыми) являются редкометалльные ассоциации, которые представлены онгонитовой, лейкогранитовой (278-260 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.707$), пегматитовой, альбититовой, скарновой известково-глинозёмистой, эндо- и экзогрейзеновой, флюоритовой гидротермальной формациями. В месторождениях, наряду с W, Mo, Sn, содержатся руды в основном Li, Be, Nb, Ta, TR и других элементов. Установленная для Срединного Тянь-Шаня редкометалльная лейкогранитовая формация и ее субвулканические аналоги – онгониты, онгориолиты, эгириновые и фаялитовые их разновидности с сопутствующим нетрадиционным редкоземельным оруденением [2], представляются как индикаторы вышеуказанного режима магматизма и рудообразования.

Таким образом в Срединном и Южном Тянь-Шане выделяются: 1) Рифтовый ультрабазит-базитовый магматизм со свойственным ему оруденением Ti, Fe, Cr, Pt, TR (S_1-D_1); 2) Островодужный контрастный основной – кислый магматизм с оруденением Fe, Au, Ag, Pb, Zn (S_2-D_1); 3) Активноокраинный габброидный и диоритовый магматизм с оруденением Fe, Cu, Au-Ag (C_1-C_2); 4) Активноокраинный (надсубдукционный) гранитоидный магматизм с оруденением Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Au (C_2-C_3); 5) Внутриплитный (горячие точки) субщелочной магматизм от основного до ультракислого состава (малые интрузии) с комплексным оруденением Fe, Ti, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Nb, Ta, Be, TR, Au-Ag, флюорита (C_3-P_1); 6) Внутриплитный (плюмовый) долерит-онгориолитовый магматизм (контрастные дайки) с оруденением Ti, Li, F, U, Nb, Ta, Mo, Re, Be, TR (P_2). Как видно, проявившись в S_1-D_1, C_1, C_3, P_2 ультраосновной и основной магматизм как продукт активизации мантии, проявленный в различных геодинамических обстановках, предшествовал гранитоидному и вероятно сыграл определенную роль в формировании эндогенных месторождений Узбекистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдуллаев Х.М.** Рудно-петрографические провинции. М: Недра, 1964. 136 с.

2. **Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Суюндикова Г.М.** Ассоциации редкометальных кислых интрузий (Чаткало-Кураминский регион, Западный Тянь-Шань) // Ташкент: Фан АНРУз, 2009. 165 с.

3. **Далимов Т.Н., Ганиев И.Н.** Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 226 с.

4. **Магматические горные породы.** Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. Отв. редактор Коваленко В.И. // М.: Наука, 1987. 438 с.

5. Р**удные месторождения Узбекистана** // Ташкент: ИМР, 2001. 660 с.

6. **Эволюция магматизма Средней Азии** // М.: Наука, 1986. 277 с.

Медно-молибден-порфировые рудно-магматические системы Центральной Азии и геодинамические условия их формирования

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3

В Центрально-Азиатском складчатом поясе Cu-Mo-порфировые месторождения расположены в вулкано-плутонических поясах, формировавшихся в зонах взаимодействия Сибирского континента с океанами – палеозойским (PR_2-PZ_2), Палеотетисом (PZ_3) и Монголо-Охотским (PZ_2-MZ). Рудные районы локализованы в узлах пересечения зон повышенной проницаемости, ориентировка которых совпадает с направлением региональных глубинных структур (крупных сдвигов) и поперечных к ним разломов. Зоны проницаемости, заложенные при коллизии и подновлявшиеся после ее завершения, обеспечивали связь рудно-магматических систем с глубинными источниками и контролировали участие в их развитии мантийного и корового вещества. Особенности строения литосферы определяли во многом состав формирующихся магм и флюидов, что предопределило различие магматических и гидротермальных ассоциаций рудно-магматических систем разных регионов.

Большинство изученных рудных районов сложены породами двух интрузивных комплексов – вмещающего и порфирового – формировавшихся, соответственно, на коллизионном и рифтогенном этапах развития регионов. Лишь в рудном поле Хармагтай (Южная Монголия) широко распространены вулканиты и комагматичные субвулканические интрузии, отвечающие субдукционным образованиям.

Вмещающие комплексы на Cu-Mo-месторождениях обычно представлены крупными плутонами (батолитами), в которых локализованы мелкие тела (штоки и дайки) порфиров. Вмещающие (плутоногенные) и порфировые комплексы – многофазные. Временной диапазон формирования плутоногенного и порфирового комплексов рудных полей составляет от 40 до 100 млн. лет. Комплексы включают разнообразные по составу породы, образующие габбро-гранитные серии. Плутоногенному и порфировому магматизму в конкретных регионах свойственны близкие геохимические и изотопные характеристики и металлогеническая специализация на медь и молибден, что во многом обусловлено общностью глубинного источника.

В Алтае-Саянской области выделяются рудно-магматических системы двух типов: сорского и аксугского. Сорское месторождение расположено в Уйбатском плутоне – одном из коллизионных массивов Кузнецкого Алатау. Развитие коллизионного магматизма произошло в связи с закрытием северо-западной части Палеоазиатского океана в раннем палеозое в результате сближения Алтае-Монгольского и Тувино-Монгольского микроконтинентов с Сибирским континентом. Габброиды плутоногенного комплекса по петрогеохимическим характеристикам близки к венд-нижнекембрийским островодужным базальт-андезитовым вулканитам, с которыми ассоциирует бедная медная минерализация. Гранитоиды батолитов сопровождаются малопродуктивными медными и молибденовыми рудопроявлениями скарнового и жильного типов. С порфировыми комплексами связано развитие Cu-Mo брекчиевого и прожилково-вкрапленного оруденения. Магматические образования Сорского рудного узла относятся преимущественно к субщелочной серии с повышенными K/Na отношениями и содержаниями редких элементов. Они характеризуются однотипными гидротермальными изменениями с доминированием в плутоногенном комплексе калишпатизации и широким развитием в порфировом комплексе процессов калишпатизации, альбитизации и окварцевания, сопровождающихся минерализацией существенно молибденового профиля.

Аксугское месторождение (Тува) приурочено к Хамсаринскому коллизионному плутону, расположенному среди нижнекембрийских вулканитов Тувинской островной дуги. Наиболее ранние

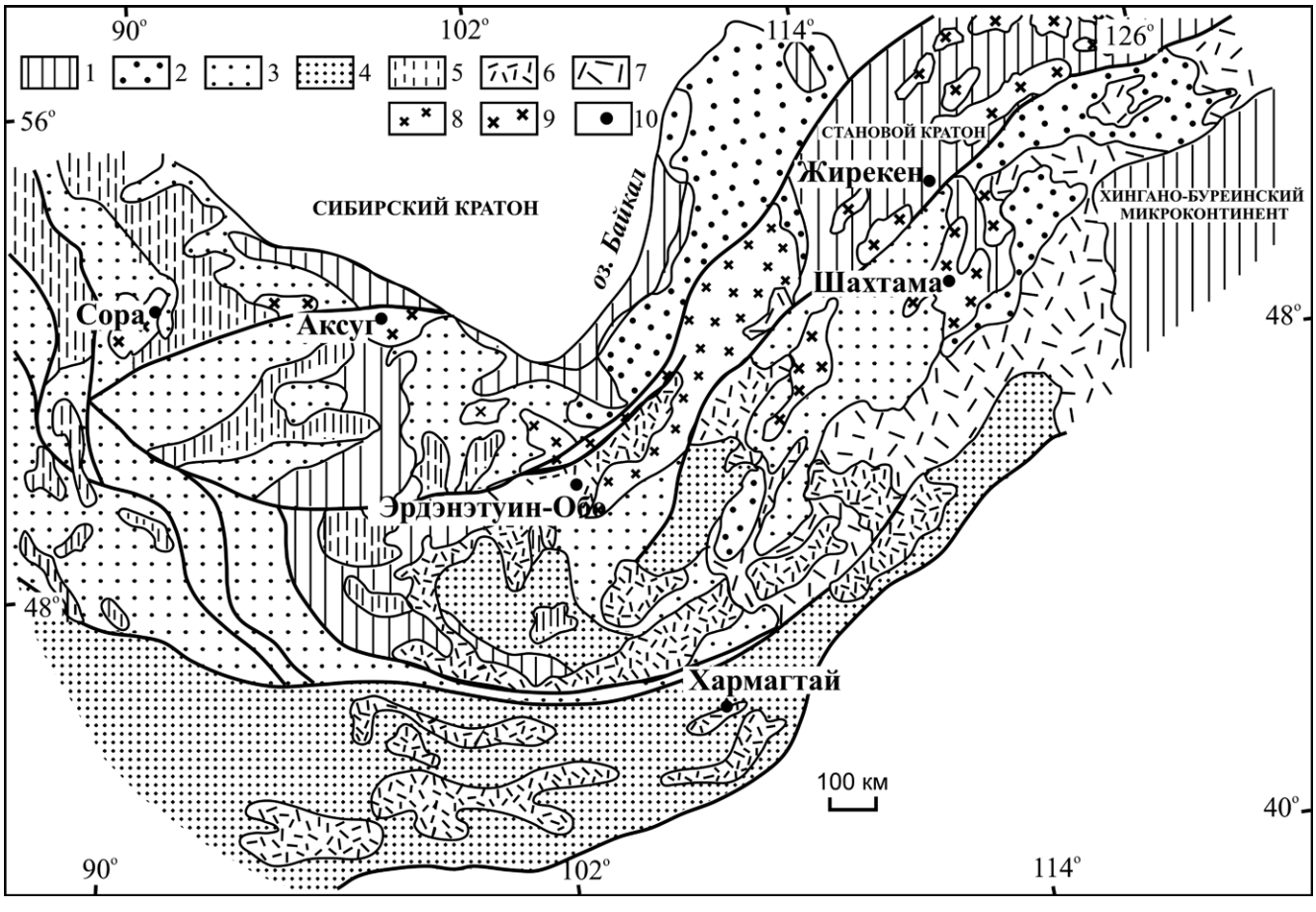


Схема размещения геодинамических комплексов и Cu-Mo-порфировых месторождений в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы (с упрощением по [1, 2].

1 – дорифейские и рифейские комплексы (нерасчлененные), 2 – рифейские комплексы; 3, 4 – океанические и островодужные комплексы: 3 – нижнепалеозойские, 4 – среднепалеозойские; 5-7 – комплексы активной континентальной окраины: 5 – среднепалеозойские, 6 – верхнепалеозойские, 7 – мезозойские; 8, 9 – коллизионные гранитоидные комплексы: 8 – палеозойские, 9 – мезозойские; 10 – Cu-Mo-порфировые месторождения.

образования плутона представлены преимущественно плагиогранитами толеитового ряда, близкими по составу и возрасту к вмещающим вулканитам. Большая часть плутона сложена натриевой тоналит-гранодиоритовой ассоциацией. Рудоносный комплекс представлен дайками кварцевых диоритовых порфиритов, порфировидных тоналитов и кварц-плагиоклазовых порфиров. Породы вмещающего и порфирового комплексов относятся к известково-щелочной серии пониженной щелочности и характеризуются относительно низкими содержаниями редких элементов. Гидротермальная деятельность характеризуется широким развитием процессов серицитизации, окварцевания и хлоритизации, с которыми ассоциирует рудная минерализация существенно медного профиля.

В Монголии Cu-Mo-порфировые месторождения расположены в позднепалеозойско-раннемезозойских вулкано-плутонических поясах. Северо-Монгольский пояс вмещает крупное Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо, ряд мелких месторождений и рудопроявлений. Месторождение Эрдэнэтуин-Обо локализовано в Орхон-Селенгинском прогибе, выполненном мощной толщей вулканогенных отложений пермского возраста. Накопление вулканитов происходило в связи с длительным устойчивым погружением в обстановке растяжения. Породы вмещающего и порфирового комплексов образуют габбро-гранитные серии повышенной натриевой щелочности, в которых преобладают, соответственно, гранодиориты и гранодиорит-

порфиры. Гидротермальное изменение выразилось в широком развитии серицитизированных и окварцованных (в меньшей степени калишпатизированных) пород.

Южно-Монгольский пояс формировался вблизи границы океан-континент, фиксируемой реликтами океанической коры и островодужными комплексами. На рудопроявлении Хармагтай существенно медного профиля (с золотом) рудоносный комплекс представлен субвулканическими телами диоритовых порфиритов, секущими близкие по составу вулканиты верхнекарбонового-нижнепермского возраста. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа ассоциирует с калишпатизированными, окварцованными, серицитизированными, хлоритизированными и турмалинизированными породами.

Восточное Забайкалье является областью широкого развития коллизионных гранитоидов, формировавшихся от раннего палеозоя до мезозоя вдоль границы Сибирского континента с Палеоазиатским и Монголо-Охотским океанами. Экономически важное существенно молибденовое оруденение фиксируется в связи с постколлизионными порфировыми комплексами, обычно локализованными в мезозойских плутонах. Формирование последних происходило при закрытии Монголо-Охотского бассейна вследствие столкновения Сибирского и Хингано-Буреинского континентов. Наиболее изучены молибденовые Жирекенское (с медью) и Шахтаминское месторождения. Жирекенское месторождение, локализованное в Бушулейском плутоне, расположено на северном фланге Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенном докембрийскими комплексами и разновозрастными коллизионными гранитоидами. Шахтаминский массив с одноименным месторождением расположен на южном фланге этого пояса, в районе развития мезозойских морских прогибов с основанием, вероятно, океанической природы.

В отличие от Алтае-Саянской области, мезозойские плутоны Восточного Забайкалья сложены преимущественно гранитами с первичными отношениями изотопов стронция (0.707-0.708), свидетельствующими о существенном влиянии коры на состав магмы. Это отчетливо проявлено в Бушулейском плутоне, сложенном гранитоидами более выдержанного состава относительно Шахтаминского массива. Порфировый комплекс представлен гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами, близкими по петрогеохимическим характеристикам к гранитоидам плутона.

В Шахтаминском массиве доминируют гранодиориты, граниты и граносиениты. Распространены также породы повышенной основности: габбро, монцодиориты, диориты. Рудоносный комплекс представлен, в основном гранодиорит- и гранит-порфирами. Распространены также лампрофиры, диоритовые и монцодиоритовые порфириты. С гранитоидами Шахтаминского массива ассоциируют мелкие молибденовые проявления, представленные пегматитами, турмалиновыми и кварц-хлоритовыми жилами. С порфирами связана основная молибденовая минерализация представленная кварц-молибденитовыми жилами и прожилками, тесно ассоциирующими с кварц-калишпатовыми метасоматитами.

Таким образом, на крупных месторождениях рудоносные порфировые комплексы завершают длительное развитие магматических систем, первичные глубинные источники которых закладывались, по-видимому, на субдукционном этапе развития регионов. Это подтверждается геохимическими характеристиками магматических пород всех рассмотренных выше месторождений, типичными для надсубдукционных образований (нормированные по примитивной мантии содержания LILE>MREE>HREE, HFSE). Согласно геохимическим данным, первичным источником магматических систем, продуцировавших Cu-Mo-порфировое оруденение, была мантия, метасоматически преобразованная флюидами, отделявшимися от океанического слэба при субдукции. Унаследованность этих характеристик в магматических образованиях рудных полей, формировавшихся в обстановке коллизии и рифтогенеза, предполагает реактивизацию первичного глубинного источника, а также участие вещества ранних магматитов (производных этого источника) в формировании коллизионных и порфировых расплавов при перестройке геодинамического режима.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ проекта 11-05-00323).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. М-б: 1:2 500 000 // Ред. Л.П. Зоненшайн, Р.В. Межеловский, Л.М. Натапов. М.: МИНГЕО СССР, 1989.

2. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б: 1:5 000 000 // Ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншин. М.: Аэрогеология, 1980.

As и Bi как индикаторы генетических особенностей орогенных золоторудных месторождений Северо-Востока России

Гамянин Г.Н.[1], Горячев Н.А.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН г. Москва, ggn@igem.ru

[2]Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН г. Магадан, goryachev@neisri.ru

Орогенные месторождения золота представлены тремя генетическими типами: золото-сульфидным прожилково-вкрапленным, малосульфидным золото-кварцевым и золото-висмутовым, нередко являющимися производными единой золотоносной рудно-магматической системы [1, 2]. Во всех типах месторождений мышьяк является минералообразующим компонентом, а висмут в этом качестве проявляет себя только в золото-висмутовом типе.

Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные руды характерны для месторождений типа минерализованных зон дробления и смятия (Нежданинка, Наталка, Кючюс, Майское, Ветренское) с оперяющими кварцевыми жилами и крупных ареалов вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации с редкими прожилками кварца в терригенных пермских отложениях (Дегдеканское). Золото-кварцевые малосульфидные жильные месторождения локализуются преимущественно в черносланцевых толщах мезозоид (Светлое, Жданное, Хангалас и пр.). Реже они образуют жилы и штокверки в дайках и штоках (Имтачан, Юглер, Утинское, Штурмовское, Контрандья, Тунгусское, Хаптагай-Хая, Дорожное).

К продуктивным ассоциациям в этих месторождениях относятся ранняя пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом, пирит-арсенопирит-кварцевая с шеелитом, полиметаллическая (халькопирит-сфалерит-галенитовая) и сульфоантимонитовая (тетраэдрит-бурнонит-халькостибит-буланжерит). В зависимости от преобладания в рудах двух последних ассоциаций выделяются полиметаллический или сульфоантимонитовый минеральные подтипы месторождений.

Золото-висмутовые сингранитоидные (granitoid-related) месторождения на территории Северо-Востока Азии распространены достаточно широко [3] и тесно ассоциируют с позднемезозойскими S- и I-типа гранитоидами ильменитовой серии. Среди них выделяются два минеральных типа – сульфовисмутит-висмутиновый и наиболее распространенный сульфотеллуридно-висмутовый, который включает два типа руд – малосульфидный (до 3% сульфидов) жильный и сульфидный (> 10%) жильно-метасоматический.

Индикаторная роль As в рассматриваемых месторождениях заключается в составе его носителя – арсенопирита и его морфологических особенностях. В золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварцевых жильных рудах арсенопирит относится к сернистой разновидности. При этом в арсенопиритах сульфоантимонитового типа S/As (1.067-1.225) выше, чем в полиметаллическом (1.003-1.083), что отражает вертикальную минеральную зональность. Кроме того, длиннопризматические кристаллы арсенопирита вкрапленных руд не только наиболее сернистые, но и максимально золотоносные (до 10000 г/т, Кючус). Они формируются исключительно метасоматическим путем и характеризуют наименьший уровень эрозионного среза. В Au-Bi типе роль As более разнообразна и различна в сульфидном и малосульфидном

типах, которые различаются по ассоциациям As-содержащих минералов. В сульфидном типе руд распространен умеренно мышьяковистый арсенопирит (As/S = 1.04±0.02), содержащий в качестве существенной изоморфной примеси только Co, концентрации которого редко превышает данаитовую разновидность. Повышенное содержание Co более свойственно для максимально мышьяковистого арсенопирита. В малосульфидном типе руд As-содержащие минералы образуют два парагенезиса – арсенидов и сульфоарсенидов с весьма мышьяковистым арсенопиритом (As/S > 1.05). В обоих парагенезисах отложение минералов отчетливо подчиняется схеме смены Ni-содержащих минералов, Co-содержащими, а затем минералами Fe – леллингитом и арсенопиритом, что соответствует понижению температуры минералообразования. В арсенидном парагенезисе ранний обычно беспримесный никелин сменяется раммельсбергитом с различными вариациями содержания Co, а затем леллингитом с различными концентрациями Co и Ni. В сульфоарсенидом парагенезисе наиболее ранним является герсдорфит, а арсенопирит – поздним минералом парагенезиса. Среди сульфоарсенидов Co, Ni и Fe можно выделить две линии изменения их составов: (1) от герсдорфита к кобальтину и арсенопириту с изменением состава первого по содержанию Fe от 1 до 13%, Co – 0-18%, S – 8-20% и As – 62-44%; (2) от арсенопирита к герсдорфиту и кобальтину с вариациями Ni 1-9.5%, а Co 4-12%. Наши данные по соотношению основных компонентов в сульфоарсенидах расширяют поле существования природных Co-содержащих разновидностей арсенопирита, обогащенных Ni.

Таким образом, минералы As фиксируют не только разные температурные условия формирования руд указанных минеральных типов, но и разную активность S и As при их формировании. Кроме того они являются минералами концентраторами Ni и Co, несмотря на их близкларковое содержание в гранитоидах и фоновый характер распределения в жилах.

Индикаторная роль Bi наиболее ярко проявляется в золото-висмутовом типе месторождений распространенностью его минералов представленных двумя парагенезисами: висмутин-сульфотеллуридным и самородновисмут-теллуридным. Основу первого составляют висмутин и жозеиты A и B, встречаются также икунолит, золото-висмутовые сульфиды, минерал «M», тетрадимит. Во втором парагенезисе преобладают самородный висмут и хедлейит, реже встречаются теллуровисмутит, верлит и мальдонит. Вариации составов сульфотеллуридов и теллуридов висмута очень широки и демонстрируют существенное отклонение от стехиометрии в сторону избытка Bi или изменчивости Te/S отношения. В пределах одного зерна отмечаются переходы от икунолита до лайтакариита, от жозеита B до минерала «K» (по А.А. Годовикову). На диаграмме в системе Bi-Te-S отчетливо выделяются гомологические ряды на основе вышеназванных минералов. Кроме того, в минералах висмута нередко обнаруживаются существенные концентрации (обычно > 3%) Sb, Pb, Se, присутствие которых отражает геохимическую специфику структурно-металлогенических зон [1] и свидетельствует о возможном локальном привносе этих минералообразующих компонентов из осадочных толщ. Из других минералов висмута следует отметить присутствие Au-Bi сульфидов с разным соотношением основных компонентов – Au, Bi, S (Басагунья, Неннели, Школьное – жила № 6). В единичных случаях отмечены сульфовисмутиды – козалит (Басагунья), а редко отмечаемый в этом типе галенит содержит более 0.5% висмута. В качестве примеси в этих месторождениях Bi встречается также в леллингите, арсенопирите (более 500 г/т; в основном за счет ультратонкой вкрапленности самородного висмута) и в золоте (200-1600 г/т).

В малосульфидных золото-кварцевых месторождениях минералы Bi (лиллианит, кобеллит, козалит и хоробетсуит) нами установлены только для жил в штоках гранитоидов (Шурик, Рыжик) и дайках (Тунгусская, Утинская). Арсенопирит (44 месторождения – более 400 анализов) содержит повышенные концентрации Bi до 350 г/т в месторождениях, локализующихся в штоках (Хаптагай-Хая тип) и дайках (Утинское, Штурмовское, Тунгусское и др.). В арсенопирите месторождений среди черносланцевых толщ Bi меньше – 5 г/т, а пирит (22 месторождения)

практически содержит менее 10 г/т Bi и распределение его по типам локализации месторождений аналогичное, что и для арсенопирита. Галенит в жилах среди даек и штоков постоянно содержит Bi в среднем около 0.5% (максимум до 1%). Здесь отмечается его корреляция с примесью серебра, что связывается с известным присутствием в нем α-матильдита. В жильном типе месторождений среди черносланцевых пород присутствие Bi непостоянно, изредка достигает 0.5%, а в месторождениях Алешкино и Игуменовское достигает 3.4 и 6% соответственно. В этом типе месторождений концентрации Bi в галените не коррелируют с Ag, и связаны с гетеровалентным изоморфизмом Bi и Pb. В прожилково-вкрапленном типе месторождений Bi очень редок и встречен только в жилах Наталки (0.1-0.6%; высокие содержания только при локализации прожилков в дайках). Наибольшие концентрации Bi отмечаются в сульфоантимонитах. Картина распределения Bi в них близка отмеченной для галенита. Для *буланжерита* установлен максимум концентраций 5.3% Bi жилах среди даек и штоков, в остальных жильных типах примеси Bi существенно меньше, а в прожилково-вкрапленном типе его практически нет. *Джемсонит* также содержит 0.3-1.8% Bi в дайковом типе, в жильных типах черносланцевых толщ он редок, (иногда до 0.4%), в прожилково-вкрапленном типе его нет. В *бурноните* Bi обнаружен в единичных месторождениях в дайковом типе – 0.9% (Тунгусское) и 0.18% (Аулочан). В дайковом типе месторождения Тунгусское Bi обнаружен также в халькостибите – 2.2% (3 пробы), аналогично в цинкените – 1.3% (4) и фаматините – 1.6% (2). *Антимонит* имеет постоянную примесь Bi (первые десятки г/т) в дайковым типе месторождений и спорадически он встречается в антимоните остальных типов (не более 8-10 г/т). Содержание Bi в самородном золоте (50 объектов) варьирует от его постоянной (десятки г/т) в месторождениях дайкового типа до спорадической (первые г/т) в золоте остальных типов.

Таким образом, висмут является обычной примесью в минералах золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Его количество в них различное – от десятков – сотен г/т (арсенопирит, золото, антимонит) до долей процента и первых процентов (галенит, сульфосоли Sb, Pb, Cu). Вариации содержаний Bi в минералах и его минеральных форм закономерны в рассмотренном ряду месторождений золота. Максимальное разнообразие форм и концентраций Bi типично для золото-висмутового типа, генетически связанного с орогенными гранодиорит-гранитными плутонами, следом идут месторождения в дайках и штоках диорит-гранодиоритового состава, минералы которых существенно обогащены Bi. Для них же отмечены и редкие находки сульфовисмутидов. Минимальное, но принципиально важное, присутствие Bi в минералах руд золота, локализованных в терригенных толщах, свидетельствует о генетическом родстве этих месторождений с остальными и заставляет уверенно предполагать магматогенный (гранитогенный) источник этого элемента в рудах орогенных месторождений золота.

Очевидно, что индикаторная минералого-геохимическая роль As и Bi в орогенных месторождениях золота Северо-Востока обусловлена как условиями минералообразования [1], так и существенным влиянием материнских гранитоидных комплексов в совокупности с рудовмещающими терригенными толщами. При этом роль гранитоидов представляется определяющей в формировании золото-висмутовых и малосульфидных золото-кварцевых месторождений [2].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ – № -09-05-00819а, 09-05-98536-р-восток; проектов ДВО РАН 09-08-II-СУ-003, 09-08-П14-008.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221с.

2. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.

3. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовое оруденение Северо-Востока России // Золоторудные месторождения востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С.50-62.

Золотое оруденение в коллизионных гранитах юго-восточной части Восточного Саяна

Гармаев Б.Л.[1], Дамдинов Б.Б.[1], Горячев Н.А.[2]

[1]Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а
[2]Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

Юго-восточная часть Восточного Саяна давно известна своей золотоносностью, здесь располагаются как кварцево-жильные (Пионерское, Коневинское, Таинское и др.), так и золото-сульфидные (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское и др.) месторождения золота. Некоторые из них (Коневинское, Туманное), а также ряд рудопроявлений Тисса-Сархойского рудного узла (Хорингольское, Сагангольское, Обогольское) обнаруживают пространственно-генетическую связь с гранитоидами таннуольского тоналит-гранодиоритового комплекса ($Є_{2-3}$), образованных в обстановках аккреционно-коллизионных процессов сжатия и скучивания сиалических масс к окраине Сибирского кратона в кембрии-ордовике [3, 7]. Коротко рассмотрим указанные золоторудные объекты.

Коневинское месторождение располагается в порфировидных гранодиоритах Сайлагского массива (рис. 1). Характерной особенностью пород этого массива является практически повсеместное присутствие рассеянной сульфидной минерализации, которые макоскопически выглядят неизмененными [5]. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с зонами околорудной березитизации и сульфидизации среди гранитов. Основные рудные минералы кварцевых жил – пирит, тетрадимит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, антимонит; зон сульфидизации и березитизации – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит. Содержания золота в кварцевых жилах до 50 г/т; в околорудных метасоматитах – до 5 г/т; в рудовмещающих гранодиоритах – от 0.1 до 0.3 г/т.

Туманное рудопроявление располагается в лейкократовых и биотит-роговообманковых гранитах, экраном оруденения служат осадочно-метаморфические образования докембрия (биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты билинской свиты, а также мраморизованные известняки монгошинской свиты) (рис. 1) [6]. Рудные тела представлены кварц-сульфидными жилами и зонами кварцевого прожилкования. Содержания рудных минералов в кварцевых жилах колеблется от убогих (до 1%), до существенно сульфидных (до 20-50%), в основном же руды малосульфидные (0.5-5 %). Минеральный состав руд сложный: антимонит, галенит, тетраэдрит, пирит, арсенопирит, халькопирит, самородный висмут, висмутин. Распределение золота в кварцевых жилах крайне неравномерное и не зависит от количества сульфидов, содержания его колеблется от «следов» до 445.2 г/т [6]. Околорудные изменения вмещающих гранитов выражаются в серецитизации, окварцевании, хлоритизации и сульфидизации.

Рудопроявления **Тисса-Сархойского** рудного узла – Хорингольское, Сагангольское, Обогольское локализуются в кварцевых диоритах и гранодиоритах Сархойского гранитоидного массива (рис. 1) [1, 4]. Это типично жильные рудопроявления, для которых характерно широкое распространение пирит-полисульфидной минеральной ассоциации, где главную роль играет пирит. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (анкерит, кальцит, доломит) и серицитом; рудные – пиритом (преобладает), сфалеритом, галенитом, халькопиритом, а также киноварью (очень редко). Особое место среди рудной минерализации занимает широкий комплекс теллуридных и теллурсодержащих минералов (петцит, гессит, калаверит, сильванит, алтаит, мелонит), постоянно в них встречающихся и образующих позднюю парагенетическую ассоциацию с самородным золотом. В целом руды малосульфидные – 1-5%.

Вмещающий рассмотренное золотое оруденение таннуольский тоналит-шранодиоритовый

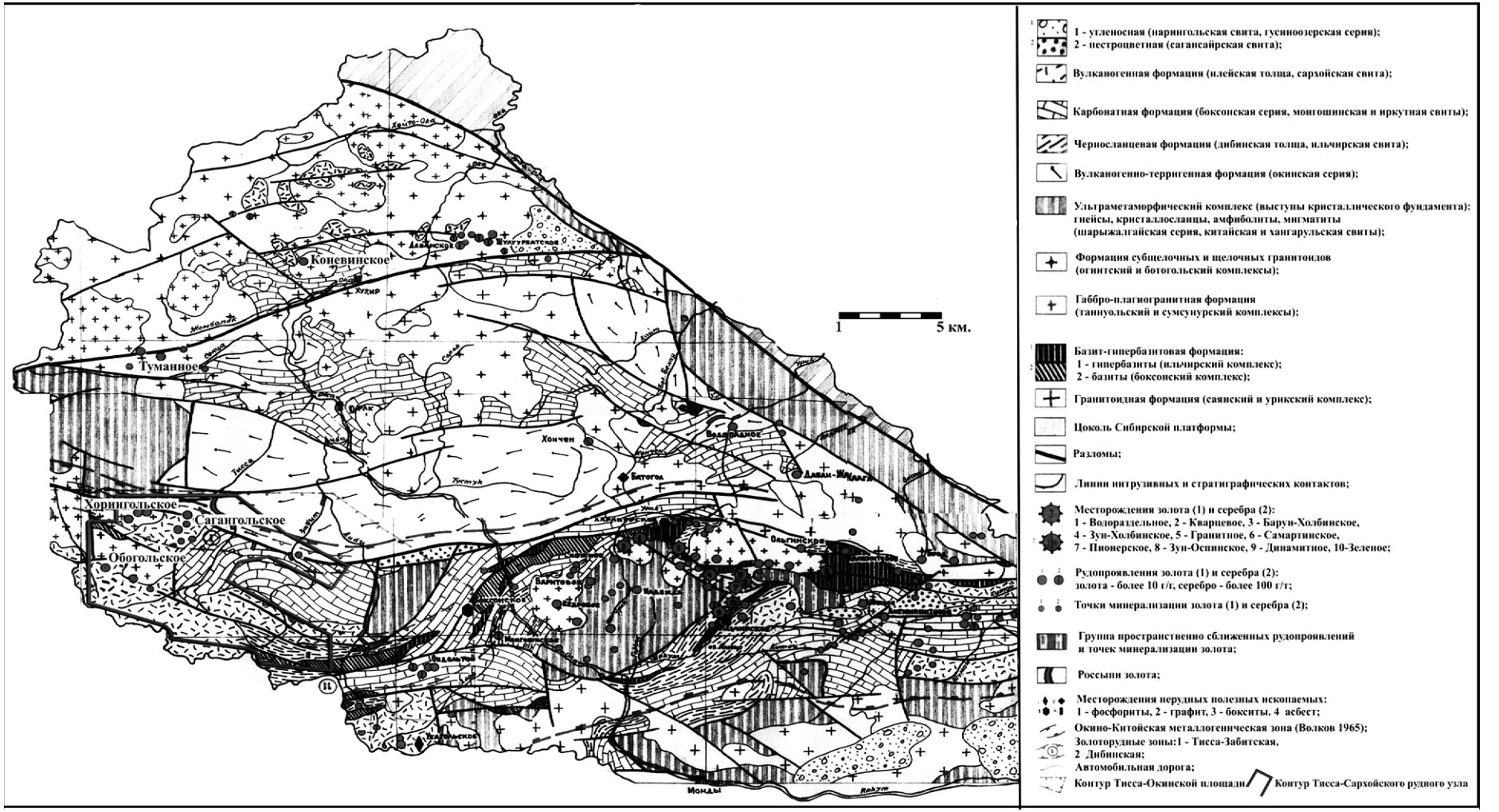


Рис. 1. Карта золотоносности юго-восточной части Восточного Саяна (по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова и др.).

комплекс был выделен в регионе на основании сходства с интрузивными образованиями Восточной Тувы. Палеозойский возраст гранитов юго-восточной части Восточного Саяна основывался главным образом на геологических данных [2]. Исследованиями С.Н. Руднева [7] интрузивных образований Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов Восточной Тувы, ранее рассматривавшиеся в качестве эталона раннекембрийского таннуольского комплекса, показано, что они имеют *полихронное* происхождение. Формирование интрузивных ассоциаций происходило в возрастном диапазоне 570-450 млн. лет, отражая закономерную смену геодинамических обстановок от островодужной (570-520 млн. лет) к аккреционно-коллизионной (510-450 млн. лет).

В геодинамической эволюции поздних байкалид и палеозоид согласно И.В. Гордиенко [3] выделяется раннекаледонский этап, который является одним из важных эпизодов в формирования палеозоид рассматриваемого региона. В этот этап формировались спрединговые зоны СОХ, островные дуги (Кузнецко-Алатауская, Таннуольско-Хамсаринская и др.) с протяженными зонами субдукции, существовали преддуговые бассейны и задуговые спрединговые окраинные моря.

В юго-восточной части Восточного Саяна результатом указанных событий явилось широкое распространение в регионе вулкано-плутонических ассоциаций, представленных как собственно вулканогенными (сархойская серия), так и интрузивными (таннуольский комплекс) образованиями. В аккреционно-коллизионный этап (530-450 млн. лет) существование позднерифейско-вендраннекем-брийских островных дуг Палеоазиатского океана завершается мощными аккреционно-коллизи-онными процессами сжатия и скучивания в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В результате чего произошло образование аккреционно-коллизионных гранитов и высокотемпературного зонального метаморфизма амфиболитовой фации. Эти события послужили фоном, на котором формировалось золотое оруденение.

Таким образом, есть все основания считать, что рассмотренные золоторудные объекты региона (Коневинское, Туманное, а также рудопроявления Тисса-Сархойского рудного узла) образовались в результате раннепалеозойских тектонических событий, в связи с аккреционно-коллизионными гранитами таннуольского тоналит-гранодиоритового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гармаев Б.Л. Золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения западного фланга Боксон-Гарганской металлогенической зоны (Восточный Саян) // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2011. 26 с.

2. Геология и рудоносность Восточного Саяна // Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.

3. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 53-70.

4. Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 8. С. 833-847.

5. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М. и др. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Золоторудные месторождения востока России: труды III Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 74-87.

6. Золото Бурятии. Кн. 1 // Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 464 с.

7. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 32 с.

Эволюция вольфрамоносных рудно-магматических систем на примере Малиновского рудного узла (Приморский край)

Гвоздев В.И., Федосеев Д.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

Модели вольфрамоносных рудно-магматических систем (РМС) Приморского региона и вопросы их эволюции ранее рассматривались авторами на примере «типовых» скарновых шеелит-сульфидных месторождений – Лермонтовского и Восток-2 [2].

Согласно этих моделей основными и определяющими факторами эволюции РМС были: *в нижней части коры* – формирование на разных уровнях системы, магматических очагов, которые в эволюции продуцировали разнотипную по составу минерализацию (вольфрамовые, оловово-вольфрамовые, молибден-вольфрамовые и др. месторождения); *в верхней части коры* – кристаллизация расплавов по камерной модели. Это, в сочетании с геологическими параметрами РМС, обусловило появление в них разных по генезису (скарновые, грейзеновые, гидротермальные) месторождений. Причем, каждый генетический тип месторождений характеризуется одинаковой последовательностью минералообразования (с одинаковыми типоморфными особенностями породообразующих и рудных минералов), но разной интенсивностью проявления стадий. Одним из определяющих условий формирования высокопродуктивных локальных вольфрамоносных РМС является геодинамический режим.

Ярким примером вышеизложенного может быть Малиновский рудный узел – один из перспективных объектов Приморья на вольфрамовое оруденение. В настоящий момент здесь известно и в разной мере изучено два скарновых вольфрамовых месторождения Скрытое и Кордонное, а также ряд гидротермальных рудопроявлений с молибден-вольфрамовой (Легкое и Александровское), оловянной и оловянно-полиметаллической минерализацией.

Как и в «типовых» РМС площадь Малиновского рудного узла и скарновых месторождений сложены преимущественно олистостромовой толщей юрского возраста, характеризующей Самаркинскую аккреционную призму. Матрикс этой толщи представлен алевролитами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками, вулканогенными породами (спиллиты, базальты и др.), а олистолиты – блоками, пластинами карбонатно-кремнистых пород [4, 5].

Магматические породы района изучены слабо. Тем не менее, среди них по возрасту выделены три комплекса (Найденко и др., 2007 г): *юрский* (Кокшаровский) – пластовые тела габбродиабазов, амфиболовых габбро, пироксенитов и др. (J_2); интрузивные тела габбро, пироксенитов, сиенитов (J_3); *позднемеловой* (Татибинский) – диориты (первая фаза), биотитовые гранодиориты, граниты, лейкограниты (вторая фаза); *позднемеловой-палеогеновый* (вулканический) – дациты, риодациты, андезиты, их туфы, игнимбриты и др.

На месторождениях Скрытое и Кордонное интрузивные магматические породы имеют подчиненное распространение, а преобладают межпластовые тела (габбродиабазы, диабазы, спилиты и др.). Реже встречаются измененные (мусковитизированные) дайки кислого состава. На Месторождении Скрытом они рассматриваются как апофизы гранитного интрузива и, по нашим данным имеют раннемеловой (104 млн. лет) возраст. Купол измененных гранитоидов вскрыт также на месторождении Кордонное. Они предварительно рассматриваются аналогом гранитоидов татибинского комплекса, слагающих крупный массив расположенный на незначительном удалении к северу отместорождения.

Рудные тела на месторождениях Скрытое и Кордонное приурочены к пологозалегающим блокам скарнированных карбонатно-кремнистых пород, которые пересекаются множеством прожилков кварц-полевошпат-шеелитового, кварц-шеелитового (иногда с апатитом и арсенопиритом) состава. Мощность скарнированных участков – от менее 0.2 до более 6.9 м; мощность прожил-

ков редко превышает первые сантиметры. Максимальная их концентрация (до 7-10 на погонный метр) наблюдалась в рудной зоне Прожилковой месторождения Скрытое.

По совокупности геологических признаков (литологический состав юрской аккреционой призмы; раннемеловой возраст гранитоидов [1]; морфология рудных тел и др.) можно предположить, что формирование этого района происходило в режиме трансформной окраины [3], что является благоприятным фактором для образования скарновых месторождений шеелит-сульфидного типа в изученном регионе.

Другим определяющим признаком, отражающим эволюционную направленность процессов происходящих в локальных вольфрамоносных РМС является стадийность минералообразования. На всех «типовых» месторождениях (Лермонтовское, Восток-2) рудные тела сложены минеральными ассоциациями роговиков, скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов и сульфидов, формирование которых соответствует четырем основным этапам минерализации: 1 – контактового метаморфизма, 2 – скарновый, 3 – рудный, 4 – пострудный. Такая же последовательность минералообразования наблюдается и на месторождениях Скрытом и Кордонном. Основное отличие этих месторождений от эталонных объектов заключается в интенсивности проявления той или иной стадии минерализации. Так, на месторождении Скрытом наиболее широко проявлены ассоциации ранних «безрудных» (везувиан-гранат-пироксеновых) скарнов и полевошпат-кварцевых метасоматитов (с арсенопиритом). В то же время на месторождении Кордонном преобладают ассоциации более поздних «рудных» (пироксеновых) вольфрамоносных скарнов и скарнов (пироксен-гранатовых, андрадитовых) с полиметаллическим оруденением, с которыми ассоциирует сульфидная (преимущественно пирротин, халькопирит и пирит) минерализация.

Подтверждением эволюционной направленности процессов происходящих в РМС могут быть типоморфные особенностей породообразующих и рудных минералов. Установлено, что типоморфизм минералов на изученных месторождениях такой же как и минералов на эталонных объектах. Так, пироксены из «ранних» ассоциаций скарнов имеют более магнезиальный (салит) состав по отношению к пириоксенам (геденбергит) из «поздних» скарнов. В везувианах «ранних» скарнов отмечаются более высокие концентрации титана (TiO_2 – до 3.6 масс. %) по сравнению с гранатом (гроссуляр – TiO_2 менее 0.8 масс. %). Для пироксенов (геденбергит) из скарнов с вольфрамовым и полиметаллическим оруденением характерны более высокие содержания марганца (от более 2 до 4-6 масс. % MnO). Апатиты изученных месторождений относится к фторсодержащей разновидности, причем его максимальное количество отмечается в кварцевых прожилках с шеелитом. В сфалеритах «ранних» парагенезисов (с арсенопиритом) постоянно присутствует кадмий (более 0.3 масс. % Cd), в то время как его максимальные концентрации (более 1 масс. %) – более характерны для «поздних» (с пиритом, галенитом).

Обращает на себя внимание сопутствующая минерализация месторождений Скрытое и Кордонное, которая по элементному составу (Bi, Pb, Ag, Te, Au) и типоморфным признакам минералов такая же, как и на эталонных объектах. Среди редких минералов установлены: минералы лиллианит-густавитовой серии (до 8 масс. % Ag), висмутин, галенит (до 6 масс. % Bi и до 1.37 масс. % Ag), сульфотеллуриды висмута (группа жозета), самородные висмут и золото. Примеси селена (до 0.6 масс. %) отмечаются в минералах лиллианит-густовитовой серии и сульфотеллуридах висмута (до 0.74 масс. %).

По совокупности признаков (геологическая позиция, возраст и особенности минералогии, геохимии, металлогенической специализации магматических комплексов, стадийность формирования метасоматических пород и руд, типоморфизм породообразующих и рудных минералов) месторождения Скрытое и Кордонное необходимо рассматривать как составляющие элементы единой рудно-магматической системы, эволюция которой происходила в условиях смены геодинамического режима раннемеловой трансформной окраины на режим субдукционный.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 09-2-СУ-08-002; №09-III-08-400.

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. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток; Дальнаука, 2006. 239 с.

5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.

Оловоносные системы активных окраин: особенности генезиса и рудоносности

Гоневчук В.Г.[1], Коростелев П.Г.[1], Семеняк Б.И.[1], Гоневчук Г.А.[1], Гореликова Н.В.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

г. Москва, Старомонетный пер., 35

Среди оловорудных месторождений Востока России месторождения континентальных окраин преобладают как в количественном отношении, так и по учтенным запасам олова [4]. Результаты их исследования, имеющие большое практическое значение, являются вместе с тем основой для совершенствования моделей оловоносных рудно-магматических систем (РМС) разных по геодинамическим обстановкам континентальных окраин. Наши исследования выполняются на примере рудных районов Хингано-Охотской и Сихотэ-Алинской оловоносных областей (металлогенических поясов), объединяемых в Хингано – Сихотэ-Алинскую металлогеническую провинцию, и их «типовых» месторождений (рисунок). Их результаты позволяют сформулировать положения, характеризующие некоторые, преимущественно магматические, особенности генезиса и эволюции соответствующих РМС.

1. Формирование магматических ассоциаций Хингано-Охотской и Сихотэ-Алинской оловоносных областей, начавшись практически одновременно в интервале 120-115 млн. лет, проходило с разной продолжительностью. В целом для РМС Хингано-Охотской области этот процесс был более кратковременным (120-80 млн. лет), чем для Сихотэ-Алинской (115-45 млн. лет). В схемах геодинамической эволюции региона [5] первая из них формировалась при доминировании трансформного режима, сменявшегося на режим активной субдукционной окраины; вторая – при доминировании субдукционного режима, которому предшествовал и который сменял во времени режим трансформный (скольжения литосферных блоков).

2. Геохимические особенности и последовательность пород магматических ассоциаций главных оловорудных районов (РМС) Хингано-Олонойской оловоносной области фиксируют согласованную во времени эволюцию магматизма от известкового низкокалиевого (субтолеитового) к известково-щелочному и далее субщелочному (монцонитоидному). Это в значительной мере соответствует общей (принципиальной) модели магматизма активной континентальной окраины субдукционного типа [3]. В то же время, присутствие в них щелочных базит-ультрабазитовых пород, топазовых риолитов и комагматичных им литий-фтористых редкометалльных гранитов могут фиксировать обстановки скольжения (проскальзывания) литосферных блоков с характерным для них магматизмом.

В главных рудных районах Сихотэ-Алинской оловоносной области ранний этап магматизма фиксируют породы (суб) щелочных трахиандезит (шошонит) – габбро – монцонит – сиенитовых комплексов, ареалы которых ограничены и приурочены к зонам наиболее крупных – глубинных

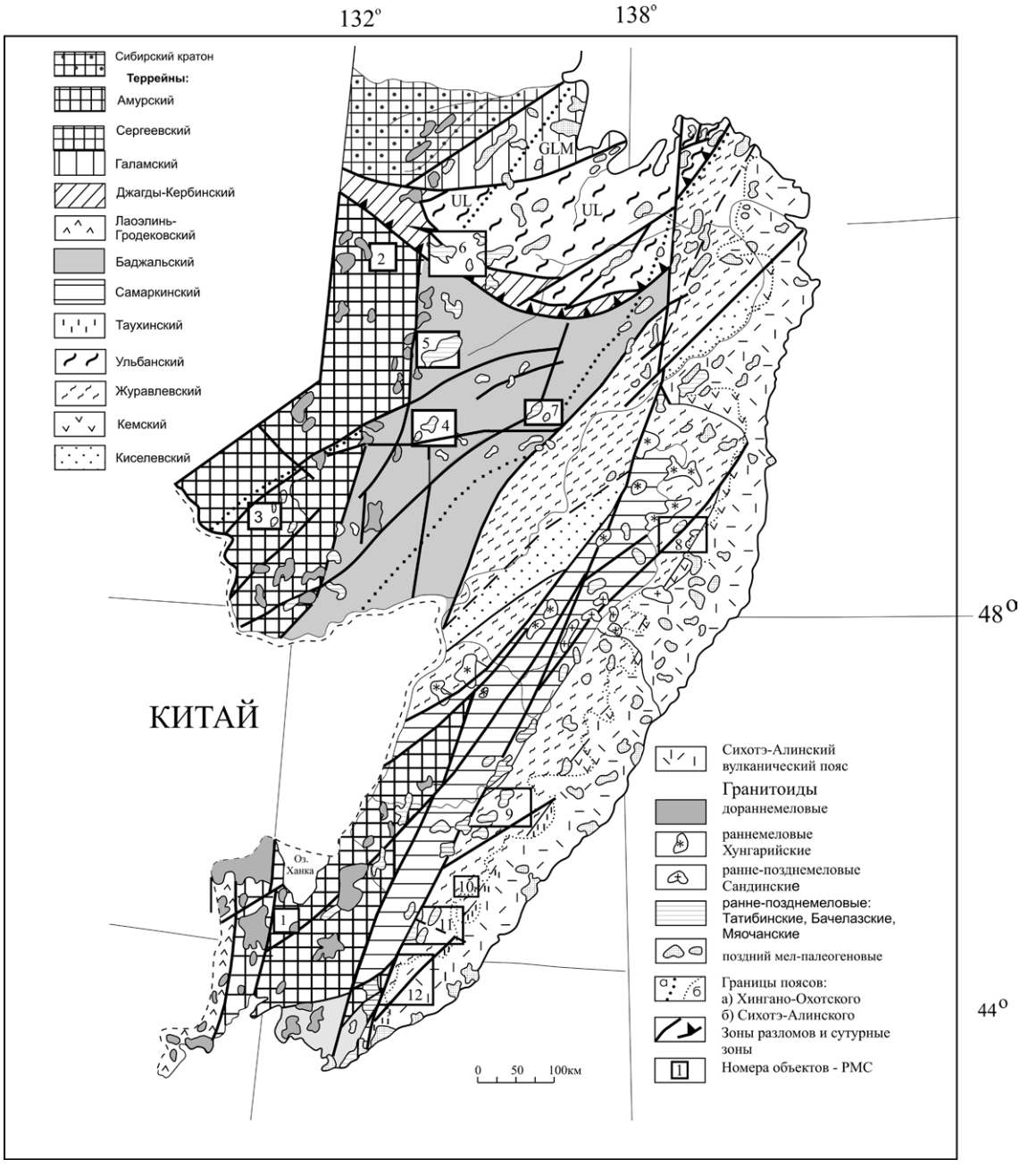


Рис. Оловоносные РМС (рудные районы) в геологической схеме региона.
1 – Вознесенская, 2 – Ниманская, 3 – Хингано-Олонойская, 4 – Баджальская, 5 – Дуссе-Алинская, 6 – Эзоп-Ям-Алинская, 7 – Комсомольская, 9 – Арминская, 8 – Северо-Сихотэ-Алинская, 10 – Краснореченская, 11 – Кавалеровская, 12 – Фурмановская.

разломов. По основным геохимическим признакам эти породы можно рассматривать образованиями тыловодужного магматизма зон субдукции. Этому, однако, противоречат данные об их более древнем возрасте в сравнении с породами фронтальной части пояса [2]. По нашему мнению, более обоснованным является предположение об образовании их в условиях скольжения литосферных блоков.

С незначительным отставанием во времени в этих районах формировались известково-щелочные андезит – диорит – гранодиорит – гранитные и риолит – гранитные комплексы, представляющие разные этапы эволюции надсубдукционного Сихотэ-Алинского пояса.

3. Корово-мантийная природа магматических ассоциаций, локализация исследованных

районов (РМС) на границах разнородных террейнов, а также в террейнах аккреционных призм, неоднородность состава которых предопределена их генезисом, объясняют в определенной мере, признаваемую большинством исследователей металлогении олова, гетерогенность источников вещества при формировании его месторождений. Разную степень гетерогенности вещества при формировании оловоносных систем разного ранга фиксируют результаты исследования изотопного состава свинца галенитов [2].

4. Среди оловорудных месторождений и рудопроявлений Хингано-Охотской области абсолютно преобладают малосульфидные типы касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Показательно присутствие здесь оловянной минерализации риолитовой формации, которая является типоморфной для Калифорнийской (трансформной) континентальной окраины. Основная стадия оловянного рудообразования на месторождениях касситерит-кварцевой формации фиксируется в интервале 95-90 млн. лет, а на месторождениях касситерит-силикатных – 85-80 млн. лет.

В оловорудных районах Сихотэ-Алинской области ведущей является минерализация касситерит-силикатной (многосульфидные типы; 82-73 млн. лет) и касситерит-сульфидной (65-55 млн. лет) формаций. Своеобразным генетическим аналогом оловянного оруденения риолитовой формации в этой области можно рассматривать оловянно-сульфидную минерализацию в некках риолитов и сопровождающих их эксплозивных брекчий (порфировый тип по С.М. Родионову, 2005). Их формирование, по геохимическим особенностям и возрасту (63-53 млн. лет) магматизма, фиксирует палеоцен – эоценовый (трансформный) этап развития региона.

В наиболее значительных по объему оловянной минерализации рудных районах, а иногда и на отдельных их месторождениях, образования разных формаций бывают совмещены.

5. Минерализация типовых объектов Хингано-Охотской (месторождения Комсомольского района) и Сихотэ-Алинской (месторождения Кавалеровского района) областей существенно различается не только по минеральному составу, но и по геохимическим признакам отдельных минералов (элементы-примеси в касситеритах, изотопный состав серы и свинца). Характер различий позволяет рассматривать их в связи с разными причинами, в т.ч. с разными геодинамическими обстановками формирования исследуемых объектов.

6. В отличие от классических моделей оловоносных систем континентальных окраин [6] модели разноранговых, в т.ч. и локальных систем континентальных палеоокраин Сихотэ-Алиня фиксируют их формирование в меняющемся геодинамическом режиме.

Исследование выполняется при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-А-08-400 и РФФИ № 11-05-00942_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Чернышев И.В., Чугаев А.В. Вариации изотопного состава свинца месторождений оловорудных районов Дальнего Востока России. Тезисы докладов XIX симпозиума по геохимии изотопов. Москва, 2010. С. 77-79.

2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 20-31.

3. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли М.: Недра. 1981 584 с.

4. Родионов С.М. Металлогения олова востока России М.: Наука, 2005. 328 с.

5. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

6. Geology of Tin Deposits. C.S. Hutchison (Ed.). Berlin: Springer-Verlag. 1988. 718 p.

Геодинамическая типизация рудных районов по микроэлементам в касситеритах

Гореликова Н.В.[1], Ханчук А.И.[2], V. Pawlowsky-Glahn[3], R. Tolosana-Delgado[3], Чижова И.А.[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, г. Москва, Старомонетный пер, 35, ngor@igem.ru
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159
[3]Universitat de Girona, Spain

Понятие о парагенезисе элементов в минералах введено впервые А.Е. Ферсманом [1] и получило дальнейшее развитие в работах С.А. Щеки [3]. С.А. Щека на примере магнетита показал, что парагенезис микроэлементов магнетита может служить надежным критерием при расчленении магматических комплексов и решении ряда геологических задач. Согласно новой геодинамической модели рудных месторождений А.И. Ханчука [2], оловорудные полистадийные месторождения Дальнего Востока образованы в условиях меняющихся геодинамических режимов от ранней трансформной континентальной окраины калифорнийского типа к активной окраине андийского типа и снова к молодой трансформной окраине. Чтобы выяснить правомочность этой модели, выполнена классификация оловорудных месторождений с использованием двух различных методов – нового методологического подхода, основанного на геометрии Атчисона [5], и метода математической логики, разработанного И.А. Чижовой [4].

С целью характеристики оловорудных месторождений и выявления индикаторных свойств минералов, характеризующих рудно-магматические системы, проведено сравнительное изучение геохимических особенностей касситеритов из оловорудных формаций Дальнего Востока (Приамурья и Приморья). Исследованы оловорудные зоны месторождений Фестивальное и Перевальное Комсомольского рудного района, расположенные в пределах Хингано-Охотского металлогенического пояса, и крупные месторождения Кавалеровского района, приуроченные к Сихотэ-Алинской складчатой системе. Геохимическая база данных, использованная в работе, составляет около 900 образцов касситеритов, в которых методом количественного спектрального анализа определены содержания Sc, W, Nb, V, Cr, Be, Ti, Zr, Fe, Mn.

В Комсомольском рудном районе исследованы руды месторождений Фестивальное и Перевальное, представленные турмалиновым типом касситерит-силикатной формации, в Кавалеровском – несколько зон Высокогорского (Кулисная, Тектоническая, 8-ая Восточная) и Арсеньевского (Южная, Индукционная, Фельзитовая, Турмалиновая, Подружка), месторождений, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках.

Для выяснения влияния геодинамической позиции рудных районов на формирование оловорудных месторождений проведено сравнение геохимических ассоциаций касситеритов из месторождений Приамурья и Приморья с помощью бинарного иерархического дискриминантного анализа. Использован оригинальный геометрический подход, разработанный V. Pawlowsky-Glahn и R. Tolosana-Delgado [6]. Сущность метода состоит в выявлении оптимального направления в векторном пространстве, которое максимизирует функцию, с помощью которой производится разделение классов. На основании этих функций вычисляются значения ортогональных векторов, характеризующих содержание микроэлементов в минерале. База данных рассматривается как векторное пространство, в котором вектора характеризуют соотношение элементов. Процедура состоит в следующем: содержания микроэлементов представляются в виде координат в ортогональной проекции и далее проводится разделение групп с помощью правила Фишера. Используя полученные координаты, строятся вектора в выбранном векторном пространстве, которые отражают изменение переменных и их соотношение друг с другом. Чистота разделения групп определяется долей ошибочных решений с помощью кластерного анализа.

Полученные результаты показывают, что на построенных графиках оловорудные месторождения группируются согласно геодинамическим обстановкам. Графики отражают четкое различие между группами 1-2 (трансформная окраина) и 3-4 (надсубдукционная обстановка). Графики и тройные диаграммы (Nb, In, V) показывают тренды месторождений Комсомольского района, которые обособляются от трендов зон Арсеньевского месторождения, за исключением широтных зон, образование которых связано с режимом трансформной окраины, что сближает их с зонами Комсомольского района. Это свидетельствует о том, что геодинамическая обстановка оказывает наиболее существенное влияние на режим рудообразования, что отражается на составе минералов.

Проведенное исследование парагенезисов микроэлементов касситеритов из оловорудных месторождений Дальнего Востока с помощью метода распознавания образов, позволяет классифицировать их на 2 основные группы, соответствующие наиболее вероятным геодинамическим обстановкам – ранней мелового возраста трансформной окраине (Комсомольский район и широтные зоны Арсеньевского месторождения), обстановке активной окраины андийского типа, в условиях которой формировались субмеридиональные зоны Арсеньевского месторождения, и поздней эоценового возраста трансформной окраине, характерной для Высокогорского месторождения (рис. 1).

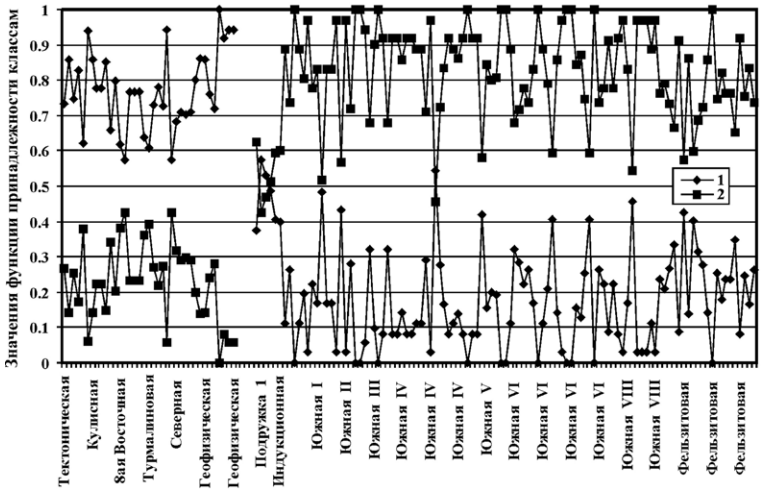


Рис. 1. Геодинамическая типизация рудных районов Дальнего Востока.
1 класс – трансформная окраина (Фестивальное – зона Геофизическая, Перевальное – зона Северная, Высокогорское – зоны Тектоническая, Кулисная, 8-ая Восточная, Арсеньевское – Турмалиновая); 2 класс – надсубдукционная обстановка (Арсеньевское – зоны Южная, Индукционная, Подружка, Фельзитовая).

На основании полученных результатов можно сделать вывод, что различия в составе касситеритов обусловлены в первую очередь особенностями флюидного режима, определяющихся, в конечном счете, особенностями геодинамических обстановок. Выявленные геохимические различия минералов могут быть использованы для идентификации оловянных месторождений, образованных в различных геодинамических условиях, и дать дополнительный материал для обоснования новой геодинамической модели оловянных месторождений.

Проведена геодинамическая типизация рудных районов на основе геохимических ассоциаций микроэлементов в касситеритах из оловорудных месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций Приморья и Чукотки. Для идентификации оловянных месторождений использована эталонная группа оловянных месторождений, геодинамическая позиция которых установлена ранее. Оловянные месторождения образуют 2 тренда: 1) месторождения касситерит-турмалинового типа, формирующиеся в условиях трансформной окраины (Валькумей, Иультин, Забытое, Смирновское, Южное и др.), 2) ряд месторождений касситерит-хлоритового типа, формирование которых наиболее вероятно в условиях надсубдукционной обстановки (Левицкое, Хрустальное, Красногорское, Дубровское и др.) (рис. 2).

Ярким свидетельством влияния геодинамической обстановки на геохимические особенности касситерита является то, что оловянные месторождения, сформированные в услови-

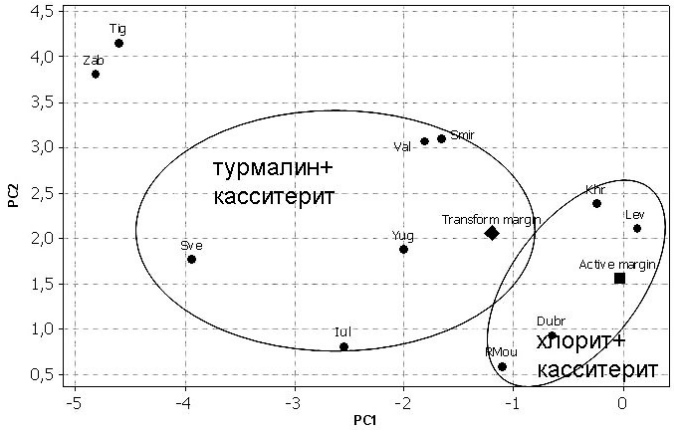


Рис. 2. Пространственное расположение в (PC1, PC2) координатах оловянных месторождений Приморья и Чукотки и (PC1, PC2)-центры трансформной и надсубдукционной обстановок.
Месторождения: Zab – Забытое, Tig – Тигриное, Sve – Светлое, Iul – Иультин, Val – Валькумей, Yug – Южное, Smr – Смирновское, RMou – Красногорское, Dubr – Дубровское, Khr – Хрустальное, Lev – Левицкое.

ях трансформной континентальной окраины разного возраста в пределах различных районов (месторождения Комсомольского района, месторождение Высокогорское и широтные зоны колчеданно-сульфосольного типа Арсеньевского месторождения в Приморье), характеризуются устойчивыми геохимическими признаками, проявляющимися в составе ведущей ассоциации элементов-примесей касситеритов, что подтверждается результатами факторного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд. АН СССР, 1953. Т.2. 768 с.

2. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-54.

3. Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. и др. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1979. 217 с.

4. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 59-84.

5. Aitchison J. The statistical analysis of compositional data. Chapman Hall Ltd. London, 1986. 416 p.

6. Gorelikova N., Tolosana-Delgado R., Pawlowsky-Glahn V., Khanchuk A.& Gonevchuk V. Disriminating geodynamical regimes of tin ore formation using trace element composition of cassiterite: the Sikhote'Alin case (Far Eastern Russia) / Compositional Data Analysis in the Geosciences. Geological Society of London, 2006. P. 43-57.

Золото-платиноидное оруденение в глаукофансодержащих метабазитах Восточного Саяна

Дамдинов Б.Б.

Геологический институт СО РАН
г. Улан-Удэ, Россия, damdinov@gin.bscnet.ru

Глаукофансланцевая толща в юго-восточной части Восточного Саяна выделяется как Окинский глаукофансланцевый пояс (Добрецов и др., 1989; Кузьмичев, 2004). Толща сложена метабазитами и ассоциирующими с ними метаморфическими сланцами кислого и среднего состава. Пояс протягивается на 100 км при мощности в 5–10 км. Возраст метаморфизма оценивается как вендский и соответствует 640 млн. лет (Добрецов и др., 1989). По представлениям А.Б. Кузьмичева (2004), отложения Окинской структурно-формационной зоны интерпретируются как образования аккреционной призмы. Золото-платиноидное оруденение приурочено к одному из тел ультрабазит-метабазитового состава, расположенному в верховьях руч. Хурай-Жалга, на водоразделе рек Тустук и Улзыта.

Массив представляет собой тело субширотного простирания, размером 4 км на 600 м, залегающее в зеленосланцевой толще (окинская серия), сложенной кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-хлорит-амфиболовыми сланцами, с многочисленными мелкими телами метабазальтов, метагабброидов, метаультрабазитов, прослоями известняков, туфопес-

чаников и углеродистых сланцев. В составе мелких тел базитового и ультрабазитового состава выделяются члены офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габбро, диабазы и т.д.). Кроме того, было установлено, что эта толща имеет тектонические (преимущественно надвиговые) контакты как с «подстилающими», так и с «перекрывающими» отложениями и резко отличаются от них по типу метаморфизма и характеру пластических деформаций. Эти данные позволяют предполагать, что ультрабазит-метабазитовый массив представляет собой реликт офиолитового покрова надвинутого на отложения дабанжалгинской и нижнеокинской свит. Судя по широкому развитию измененных основных пород, пироксенитов и подчиненному количеству гипербазитов (серпентинитов), можно считать, что массив является фрагментом кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации.

Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, кварц-эпидот-актинолит-амфиболовых пород и серпентинитов, интенсивно раздробленных, с многочисленными тонкими прожилками хризотил-асбеста, отмечаются небольшие тела измененных (амфиболизированных) пироксенитов, реликты габброидов и лерцолитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы.

Благороднометальная и рудная минерализация сосредоточена в достаточно протяженных (до 900 м) зонах пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах и телах сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов, локализующихся в контактах серпентинитов и метабазитов.

Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются редкие реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, в меньших количествах обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит.

Благороднометальная минерализация в породах представлена самородным золотом разной пробности, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Из минералов ЭПГ диагностирован сперрилит. Графики распределения ЭПГ в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах имеют положительный наклон в отличие от типичных графиков распределения офиолитовых реститов и близки к графикам основных пород. В целом, для измененных гипербазит-базитов характерны повышенные содержания V (до 2675 г/т), Cu (до 3300 г/т), Zn (до 280 г/т), Hg (до 0.17 г/т), Ag (до 60 г/т). Концентрации благородных металлов достигают следующих значений: Au – до 1.47 г/т, Pt – до 5.2. г/т, Pd – до 0.55 г/т.

Рудовмещающие оруденелые амфиболиты, названные пирит-магнетит-хлоритовыми метасоматитами, представляют собой интенсивно пиритизированные, магнетитизированные и хлоритизированные амфиболиты темно-зеленого, часто с голубоватым оттенком, цвета, участками рассланцованные и трещиноватые. Породы сложены в основном агрегатом магнезиального хлорита (пеннин-клинохлор) с реликтами амфиболов и значительным количеством магнетита (до 30 об. %), часто проявлена и пиритовая минерализация, вплоть до почти мономинеральных сульфидных руд, реже встречаются эпидот, кварц и клинопироксен. Амфиболы представлены тремя разновидностями, отчетливо различающимися в шлифах: первая – имеет темно-зеленый, до светло-коричневого цвет, представлена ферричермакитом, вторая – имеет голубой цвет, представлена феррибарруазитом и винчитом и третья, представленная магнезиорибекитом, присутствует в виде оторочек фиолетового цвета. При микрозондовом изучении отдельных зерен амфибола установлено, что от центров к краям зерен увеличивается содержание Na, тогда как Ca и Al – понижаются. Повышение натриевости амфиболов связано с влиянием прогрессивного высокобарического (низкотемпературного) метаморфизма.

При изучении шлифов видно, что рудная минерализация приурочена именно к хлоритовой

части пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, тогда как в реликтах амфиболов пирит и магнетит присутствуют лишь в виде единичных прожилков и включений, приуроченных к мелким трещинкам. Ориентировка зерен рудных минералов согласна с ориентировкой чешуек хлорита, а также наблюдается корреляция объемных содержаний рудной минерализации с хлоритовым агрегатом. На основе этих данных можно сделать вывод, что формирование рудной минерализации синхронно с формированием хлоритовой составляющей. Следовательно, подтверждается предположение о том, что пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты являются продуктами более позднего изменения амфиболитов, содержащих Na-амфиболы.

Одной из проблем происхождения пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов является источник железа (Жмодик и др., 2008), поскольку содержание Fe общ. в породах достигает почти 60 вес. %. Учитывая, что в агрегатах магнетита обнаружены реликты ильменита, есть основания предполагать, что сами базиты были относительно обогащены последним. Позднее, ильменит был преобразован в магнетит и рутил. Однако такие высокие концентрации ильменита трудно ожидать в пределах небольшого тела офиолитовых базитов, соответственно, первоначально присутствующая рудная минерализация формирует только часть наблюдаемой. Остальная часть Fe обязана своим происхождением хлоритизации амфиболитов. К этому склоняют такие признаки как наличие рудной минерализации только в хлоритовом агрегате, что видно в шлифах, а также разница в содержаниях Fe в хлорите и амфиболах, т.е. при хлоритизации последних железо выносится и отлагается в виде магнетита, а затем, под влиянием S-содержащих флюидов преобразуется в пирит.

Работами Н.Л. Добрецова, Е.В. Склярова (Добрецов и др., 1989) и нашими исследованиями установлено, что вулканогенно-осадочная толща, вмещающая массив, метаморфизована в условиях глаукофансланцевой фации при давлении > 7-8 кбар и температуре 380-420° С. Так, полученные по минеральным геобарометрам давления образования пород варьируют от 2 до 9 кбар, что свидетельствует о влиянии прогрессивного высокобарического метаморфизма. Температуры формирования пород, полученные по минеральным геотермометрамсоответствуют значениям 200 – 300° С (до 400). Из диаграммы состояния Au и Hg известно, что ξ-фаза Au_3Hg образуется при температуре 150-385° С (Малышев, Румянцев, 1979). Кроме того, в соответствии с диаграммой устойчивости твердых растворов Au-Ag-Cu, температура образования медистого золота равна 470-480° С (Нестеренко, 1991). Такие же температуры образования установлены для процесса родингитизации пород (Минеральные преобразования…, 1981), как по природным, так и по экспериментальным данным, что свидетельствует о совместном образовании родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

Известные P-T условия формирования пород Хурай-Жалгинского массива (P > 8кбар и T – 250-300° С), вмещающих пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, отвечают субдукционной обстановке, где сохранность высокобарических минеральных ассоциаций объясняется быстрым выведением (эксгумацией) блока субдуцированных пород на поверхность (Добрецов и др., 1989). Считается, что такой процесс возможен при аккреции островной дуги с континентом или микроконтинентом. Однако, по результатам моделирования на ПК «Селектор» установлено (Васильев, 2009), что подобные условия могут реализовываться и в пределах аккреционной призмы, в результате стрессового давления. Как известно, к островодужным геодинамическим обстановкам приурочены золото-ртутные и золото-оловорудные металлогенические провинции, формирование которых связано с поступлением флюидов из глубинных частей зоны субдукции (Озерова, 1986; Степанов, Моисеенко, 1993). Этим объясняется присутствие в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах золото-ртутной и оловосодержащей минерализации, а также обогащение пород Pt и Pd, так как при частичном плавлении базит-ультрабазитов в зоне субдукции эти элементы выносятся во флюид и обогащают верхние блоки пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №-10-05-00012.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В.И. Комплексное компьютерное моделирование геохимических объектов на примерах двумерных моделей коллизии плит, магматогенно-гидротермальной системы и зоны субдукции. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2009. 25 с.

2. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 236 с.

3. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Ак. изд-во «Гео», 2008. 304 с.

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

5. Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981.

6. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 231 с.

7. Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в лито-сфере // ЗВМО, 1984. Вып. 5. С. 521-539.

8. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.

Субдукционно-коллизионные процессы в палеозое и минерагенез (на примере Тянь-Шаня)

Дженчураева Р.Д.

Институт геологии Национальной академии наук Кыргызской Республики
г. Бишкек, пр-т Эркиндик, 30

Выявление структурно-вещественных комплексов Тянь-Шаня, как продукта различных геодинамических обстановок, являются определяющими в интерпретации закономерностей размещения оруденения. Покровно-складчатое строение Тянь-Шаня и сложные соотношения различных геодинамических комплексов, отвечающих разновозрастным обстановкам пассивных и активных континентальных окраин, океанических и континентальных рифтов, островных дуг и коллизионных зон, определили и подходы в металлогеническом анализе. Последний был основан на выявлении пространственно-временных соотношений не только крупных тектонических элементов Тянь-Шаня (таких как микроконтиненты, террейны), но и их структурных подразделений более высокого порядка, таких как автохтоны, парааутохтоны, аллохтоны, неоавтохтоны. Эта задача была в свое время успешно решена [1, 2, 3]. Полученные различия в составе, строении и геологической истории развития каждой структурной единицы позволили определить особенности их металлогении, а отсюда и новую модель районирования.

Субдукционные процессы в кембро-ордовике в палеоокеанических структурах привели к формированию в Северном Тянь-Шане энсиматических и энсиалических островных вулканических дуг и внедрению разновозрастных интрузивных комплексов: начиная с пород диорит-тоналитового, в энсиматических островных дугах, до внедрившихся в обстановке аккреции, пород диорит-гранодиоритового состава. Они прорывают комплексы пород автохтона и аллохтона (блоки микроконтинентов, аллохтонные пластины офиолитовых, островодужных и краевоморских геодинамических обстановок). В структуре Тянь-Шаня эти раннепалеозойские интрузивные комплексы представлены широко.

Выходы раннепалеозойских островодужных комплексов образуют два пояса, протягивающиеся в субширотном направлении с западного окончания Киргизского хребта до восточного окончания хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау [5]. С ними связано формирование многочисленных порфировых золото-медных и молибден-золото-медных месторождений (Алмалык, Андаш, Кара-Кол, Акташ, Узун-Булак, Талды-Булак и др.).

Образование единого Киргизско-Казахского континента связано с закрытием в позднем ордовике Ишим-Нарынского океанического бассейна и коллизией обрамляющих его сиалических

блоков, складчатостью и интрудированием субстрата гранитами верхнего ордовика и силура.

С позднеордовикскими и силурийскими коллизионными процессами связаны в основном мелкие скарновые тела и зоны дробления с золоторудной минерализацией. Как представитель – золото-сульфидное Насоновское месторождение в гранат-магнетитовых скарнах.

Тектоно-магматическая активизация (D_1-C_2) с формированием Северного окраинно-континентальнго вулканического пояса происходила в условиях его наложения на комплексы пород раннепалеозойских островных палеодуг. Вулкано-плутонический пояс Северного Тянь-Шаня с большим структурным несогласием лежит на различных комплексах, скученных в результате коллизии и представлен самостоятельным структурным этажом. С эти поясом связано формирование месторождений «порфир-типа», которые в современной структуре тяготеют к интрузиям, представляющим собой корневые зоны эродированных стратовулканов. Представители этого класса месторождений имеют существенные отличия от медно-порфировых месторождений островодужной обстановки. Рудная минерализация «порфир-типа» отличается наличием мощных линейно-секущих зон дробления и метасоматических изменений.

Одним из таких представителей является месторождение Талдыбулак Левобережный. Рудные тела локализуются в мощной «зоне меланжа» (три поднадвиговых зоны дробления пород общей мощностью более 700 м) сформированной в слюдистых кварц-полевошпатовых гнейсах и амфиболитах (PR_2). Зона дробления представлена хаотическим нагромождением разновозрастных обломков сланцев, амфиболитов, гнейсов, метагранитов. Многие обломки несут на себе следы интенсивной метасоматической переработки и представлены кварц-серицитовыми и кварц-карбонатными метасоматитами. Зона дробления прорвана девонскими субинтрузивными телами диоритов, монцодиоритов и сиенодиоритов. Это, в основном, пологие силлообразные и крутопадающие стволообразные тела, мелкие штоки, некки и тела эруптивных и эксплозивных брекчий.

Оруденение представлено золото-сульфидной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Наблюдаются две системы рудных тел — крутопадающие и пологие. Система пологих рудных тел имеет главное значение. Рудные тела этой системы в целом субсогласны элементам зоны дробления. Подчиненное значение имеет система крутопадающих тел контролирующихся в основном разрывными структурами. Оруденение тяготеет к кровле зоны дробления и сопровождается кварц-турмалиновыми жилами, имеющими единый структурный план со штоками и дайками монцодиоритов.

Начиная с башкирского века среднего карбона на южной окраине Киргизско-Казахского микроконтинента в связи с закрытием Туркестанского палеоокеана формируется Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс с мощными вулканогенными и вулканногенно-терригенными отложениями. Вулканогенные породы представлены андезит-трахиандезит-дацитовыми, трахибазальт-трахириолитовыми андезит-дацитовыми ассоциациями. С ними тесно связаны плутоногенные ассоциации.

Для этого пояса характерно формирование рудных комплексов с медно и медно-молибден-порфировым, скарново-золото-медно-порфировым, скарново-полиметаллическим, серебряно-полиметаллическим, полиметаллическим типами минерализации. Наравне с ярко выраженными представителями медно-порфировых месторождений (Алмалык, Кальмакыр, Дальнее и др. в Узбекистане) представлен переходной тип минерализации от золото-медного порфирового к скарновому золото-медному и полиметаллическому (Гава, Бозымчак, Куру-Тегерек и др.). Последние характеризуются присутствием отдельных элементов порфировых систем (штокверк с молибденовым оруденением, порфировый шток, зоны калиевого метасоматоза, пропилитизация и др.).

За Бельтау-Кураминской зоной внутри континента вдоль «линии Николаева» нами выделен тыловодужный магматический пояс Срединного Тянь-Шаня [4], который протягивается на восток через Казахстан в Китай. Для этого пояса характерны сложные по составу полигенные месторождения в районах развития полифазных гомодромных интрузивных комплексов карбон-пермского возраста.

Коллизионные процессы закрытия Туркестанского и Джунгаро-Балхашского палеобассейнов (C_3-P_1) привели к формированию более крупного Лавразийского континента, в состав которого вошёл и Кыргызско-Казахский континент. Существующие палинспастические реконструкции показывают, что к концу карбона Таримский микроконтинент почти приблизился к зоне субдукции на южной окраине Кыргызско-Казахского микроконтинента, а начало перми явилось временем главных континентальных столкновений. На территории Южного Тянь-Шаня, происходило позднепалеозойское складкообразование и формирование коллизионного пермского гранитоидного комплекса S-типа, с которым связаны известные в Южном Тянь-Шане редкометалльные и золоторудные месторождения и рудопроявления.

Оловорудный пояс Южного Тянь-Шаня расположен в восточной части Южного Тянь-Шаня. Здесь сформированы олово-вольфрам-молибден-грейзеновый (Учкошкон, Трудовое, Ташкоро, Лесистое и др.), и редкометалльно- и редкоземельно-щелочной типы рудной минерализации (Суходольская группа месторождений). Связаны они с Кокшаальским интрузивным комплексом гранитов А-типа.

В связи с позднепалеозойским коллизионным этапом (C_3-P_1) следует отметить ряд проявлений и месторождений золота. Часть из них приурочена к роговиково-скарновым экзоконтактовым зонам вокруг гранитоидных массивов, прорывающих девон-карбоновые шельфовые отложения Алайского и Таримского микроконтинентов (месторождения Алтын-Джилга, Караказык и др.). Месторождения этой группы представлены золото-сульфидным скарновым типом оруденения.

Представители другой группы размещены среди среднепалеозойских углеродисто-терригенно-сланцевых отложений континентального склона Алайского микроконтинента (например, месторождение Ничкесу на северных склонах Алайского хребта и Савоярды – на северных склонах Восточно-Алайского хребта), или среди подшарьяжных коллизионных флише-молассовых отложений среднего-верхнего карбона (группа месторождений Каракала в Восточном Алае). Золото-сульфидная минерализация в этой группе месторождений приурочена обычно к крутым субсогласным продольным и секущим оперяющим их сбросо-сдвигам. Последние сопровождаются зонами интенсивного смятия, бластомилонитизации, метаморфогенно-гидротермальным прожилковым окварцеванием и березитизацией, к которым приурочена золото-полисульфидная, реже – золото-сурьмяная минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек, 2008. 158 с.

2. Дженчураева Р.Д., Максумова Р.А. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Тянь-Шаня // Геология, магматизм, тектоника. Изд. Министерство природных ресурсов. Бишкек, 2009. С. 189-195.

3. Максумова Р.А. Новый взгляд на структуру и геодинамическую эволюцию каледонид Тянь-Шаня // Эволюция геологических процессов в Тянь-Шане. Ташкент: ТашГУ, 1996. С. 12-15.

4. Djenchuraeva R. Paleozoic geodynamics, magmatism, and metallogeny of the Tien Shan // Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyzgyz Tien Shan, London, 2001. P. 29-49.

5. Djenchuraeva R., Maksumova R. Porphyry copper-gold mineralisation. In the ancient active continental margins of the Tien Shan //Resource Geology Special Issue. Tokyo (Japan), 1993. N. 15. P. 241-252.

Барофильные минералы из золотой россыпи Болотистой (западные отроги Сихотэ-Алиня) как индикаторы геодинамической обстановки

Иванов В.В., Колесова Л.Г., Максимов С.О., Леснов С.В., Лотина А.А., Будницкий С.Ю., Зарубина Н.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, aurum@fegi.ru

Объект исследования − рудно-россыпное поле Болотистое (РРПБ) располагается на площади раннемелового Журавлевского террейна, в области непосредственного влияния Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР), разграничивающего его с Самаркинским террейном юрско-раннемеловой аккреционной призмы. Рудно-россыпное поле приурочено к эрозионному окну среди крупного покрова миоценовых базальтов, перекрывающего меловые терригенные образования.

Уникальной особенностью металлоносного аллювия россыпи является широкая распространённость в шлихах барофильных минералов, казалось бы, «чуждых» геологической ситуации территории, ближайшего окружения РРПБ. Сопряженные с главным россыпным полигоном мелкие золотые россыпи непосредственно прилегают к рудоносной площади с (Te-Bi)-Au и Co-Ni-As-PGM вкрапленно-прожилково-жильной минерализацией в сложном штоке габброидов. Шлиховой комплекс минералов россыпи имеет комбинированный источник питания. Если для самородного золота первоисточник очевиден, то для ряда минералов-спутников золота, особенно барофильных, он проблематичен. При этом в классе размерности 1.5-15 мм отметим гранаты, хромшпинелиды, пикроильмениты, магнетиты, цирконы, корунды и сфены. В тонкой фракции их дополняют минералы платиноидов, единичные зерна алмазов и др. [1].

Гранаты в россыпи встречаются в виде многочисленных крупных желваков и кристаллов, а также редких мелких зёрен в связующей массе микрообломков мафических пород. Мелкие кристаллы граната обнаружены в виде включений в другие минералы. По соотношению пиропового (55-62%), гроссулярового (12-14%) и альмандинового (24-30%) миналов их составы на соответствующей тройной диаграмме попадают в поле гранатов из кимберлитов Аризоны и отчасти Кимберли, а также в поле гранатов из глубинных включений в щелочных базальтоидах Монголии. В координатах Cr_2O_3–CaO поля точек изученных пироп-альмандинов соответствуют без и низкохромистым гранатам с умеренным содержанием CaO (5.11-5.67%) из гранатовых лерцолитов. На диаграмме FeO–MgO–CaO составы гранатов образуют самостоятельный компактный кластер в области кальциевых пироп-альмандинов вблизи области составов кальциевых пироп-альмандинов из кимберлитов района Кимберли.

Хромшпинелиды наблюдаются в виде кристаллов до 1.5 мм, которые отвечают умереннохромистым (37.76-46.12 % Cr_2O_3), умеренно- и высокоглиноземистым (11.76-23.75 до 57.44% Al_2O_3) разностям как с низкими, так и с повышенными содержаниями титана (соответственно, < 0.5% и 1,5–2,7% до 4,58% TiO_2). На диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 с полями составов шпинелидов из кимберлитов Южно-Ангольского щита [Гаранин и др., 1989 г.] составы изученных хромшпинелидов соответствуют полю лерцолитовых парагенезисов. Среди микровключений в них встречены мелкие зерна граната пироп-альмандинового ряда и хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 до 52%.

Fe-Ti оксидные минералы представлены преимущественно магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом и пикроильменитом. Редко фиксируется ульвошпинель. Микровключения в магнетите, находящегося в сростках с ильменитом и клинопироксеном, принадлежат ильмениту и пироп-альмандину, а в титаномагнетите, соответственно, в сростках с ильменитом и рутилом они представлены ильменитом, пикроильменитом, оливином (форстеритом), альмандином, клинопироксеном и апатитом. Отмечаются как ксеноморфные зёрна так и правильные кристал-

лы, а также крупные (до 10 мм) желваки и мегакристы преимущественно гомогенного ильменита и пикроильменита (до 11.3% MgO). На диаграмме $MgTiO_3$–Fe_2O_3–$FeTiO_3$ составы ильменитов тяготеют к полю пикроильменитов Якутии, а на диаграмме $MgTiO_3$–$MnTiO_3$–$FeTiO_3$ близки низкомарганцовистым разностям ильменитов пикрит-меймечитового комплекса Сихотэ-Алиня, кимберлитов Колорадо, базальтоидов плато Дариганга. В составе микровключений низкохромистые (Cr_2O_3 до 0.3-0.8 %) ильмениты содержат изолированные зерна граната, пикроильменита и хромдиопсида. Одновременно, в пикроильменитах установлены включения ильменита (по типу структур распада), сростки ильменита и альмандина, «глобулярные» клинопироксеновые включения, пикроильменит-ильменит-пирротиновые и титаномагнетитовые сложные шаровидные включения, а также пирит-графитовые сростки.

Оливины из шлихов содержат тонкие включения клинопироксена, Cr-содержащего магнетита и его сростков с клинопироксеном и шпинелью, Cr-содержащего клинопироксена в сростках с Cr-содержащим титаномагнетитом. На поверхности зерен оливина фиксируются вростки кристаллов граната, титаномагнетита и ильменита. В связующей массе одного из микробломков недиагностированной породы установлены оливин-ильменит-титаномагнетитовая и оливин-гранатовая минеральные ассоциации, представленные разрозненными вкрапленниками.

Корунды отмечаются в виде кристаллов размером до 0,5 мм. При этом встречены однородные ярко-синие и концентрически зональные голубые и зеленоватые кристаллы сапфира размером до 6×6 мм. Учитывая изотопные характеристики «базальтовых» корундов Приморья [2], изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ = 5.6‰, SMOW) данных сапфиров указывает на их магматогенный генезис.

Природа первичного источника экзотических для россыпи минеральных ассоциаций остаётся неоднозначной, в то же время, несомненна связь их с базальтовым вулканизмом.

Петрогеохимические характеристики покровных базальтоидов, развитых в ближайшем окружении рудно-россыпного узла, позволяют отнести их к калиевому и высококалиевому типам, включая фонотефриты. В целом они отвечают составам субщелочных базальт-трахиандезибазальтов с пониженной магнезиальностью и умеренно повышенными значениями LILE и HFSE. На диаграмме Zr/4–2Nb–Y их составы ложатся в поле внутриплитных толеитов и щелочных базальтов. Для них характерны умеренно-высоко фракционированные спектры распределения REE со значениями (Ce/Yb)n = 6.98-12.53.

Особый интерес в качестве вероятного первоисточника обнаруженных экзотических минеральных ассоциаций представляют выявленные нами в районе РРПБ экструзивные тела щелочных базальтов с глубинными лерцолитовыми включениями. По-видимому, эти породы представляют реликты магмоподводящих каналов, которые продуцировали на ранней – пароксизмальной стадии извержений выбросы вулканической пирокластики. Рыхлые продукты таких эксплозий, покрывавшие значительные площади, в настоящее время полностью эродированы. Но они могли служить источником поступления в россыпь барофильных минералов.

Подобным механизмом, вероятно, объясняется и проблема ареальной сапфироносности Северного Приморья [2-4]. Аналогично, повышенная концентрация обломков лерцолитсодержащих щелочных базальтов, установленная в аллювии водотоков, дренирующих Шуфанское базальтовое плато, не согласуется с малообъёмными дайковыми и экструзивными выходами подобных базальтов, сохранившимися в коренном залегании. Как и в нашем случае наблюдается почти полная эрозия отложений щёлочнобазальтовой тефры и лавовых потоков при массовой встречаемости обломков этих пород и содержащихся в них минералов в делювиально-аллювиальных шлейфах. При этом геохимические характеристики базальтов, как и состав выносимых ими включений, могут варьировать для построек, разделённых в пространстве первыми километрами [5].

Полученные нами датировки покровных (7.8±0.4 млн. лет) и щелочных лерцолитсодержащих базальтов экструзивных построек (8.6±0.2 и 8.3±0.2 млн. лет) отвечают позднему миоцену.

Они в целом несколько моложе дат, приводимых [6] для базальтов этого ареала, отражая близодновременность функционирования разноглубинных очагов, что характерно и для проявлений базальтового вулканизма на Юге Приморья [5]. Датирование базальтоидов K-Ar методом проводилось по оригинальной методике CF-GC–IRMS с лазерной системой плавления, разработанной в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН [7].

Щелочные базальты с сопки Москалюка (восточный фланг вулканического покрова вблизи ЦСАР) содержат многочисленные лерцолитовые включения «зеленой» серии размером до 30 см и более, а также единичные включения «чёрной серии». Первые состоят в основном из оливина (60-80%) и энстатита (20-25%), а также хромдиопсида и шпинели (10-15%). Иногда эти лерцолитовые включения рассечены прожилками (до 20 мм) чёрного пироксенита. В отдельных лерцолитовых включениях обнаружены также мелкие зерна ильменита с единичными фазами граната и рутила. Кроме того, встречены включения (15×5 мм) оливин-двупироксен-плагиоклазового, пироксен-плагиоклазового и магнетит-шпинель-пироксенового состава.

Геохимические характеристики лерцолитсодержащих щелочных базальтов из экструзивных построек, несмотря на близость их пространственного положения заметно различаются. Обогащённые включениями щелочные базальты более эродированной восточной экструзии (сопка Москалюка), обогащёны K, Ba, Th, HFSE и LREE. На спайдерграммах отчётливо выражены K, Ba, Gd максимумы и U-минимум. Щелочные базальты из экструзивной постройки на западном фланге вулканического поля характеризуются лишь слабой обогащённостью этой группой элементов при повышенных содержаниях рубидия и более резко выраженной гафниевой отрицательной аномалией. В целом характер спектров распределения микроэлементов в щелочных базальтах близок OIB, отличаясь резкими положительными аномалиями K, Rb и Ba. При этом следует подчеркнуть сильную деплетированность их тяжёлыми REE, когда значение (Ce/Yb)n достигает 30, что может свидетельствовать о плавлении гранатсодержащего мантийного протолита при реститовом характере граната. Последнее косвенно подтверждается концентрированием, обогащенных пироповой компонентой гранатов непосредственно в россыпи и находками включений граната в глубинных ксенолитах. Отметим также наличие единичных зерен гранатов, как в базальтах, так и в келифитовых каймах лерцолитовых включений.

Состав обнаруженной в россыпи минеральной ассоциации с высокобарическими фазами (пикроильмениты, обогащённые пироповой компонентой гранаты, хромшпинелиды), находки гранатов в лерцолитсодержащих щелочных базальтах и, наконец признаки алмазоносности позволяют сделать некоторые выводы о геодинамической обстановки обозначенной территории.

Предполагаемый уровень генерации щёлочных базальтов – вероятных источников высокобарических минералов россыпи – отвечает гранатовой фации глубинности, в отличие от исключительно шпинелевой фации глубинности выплавления большинства известных в регионе проявлений щёлочнобазальтового неогенового вулканизма. Последнее могло определяться декомпрессионным плавлением глубинных областей литосферы, обусловленным шоковыми раздвиговыми явлениями в структурах, поперечных границам скольжения плит. Это также согласуется с пространственной близостью объекта исследования к ЦСАР – главнейшей сдвиговой структуре региона.

Распространённость в россыпях Среднего и Северного Сихотэ-Алиня подобных шлиховых минеральных ассоциаций, источником которых служат дренирующие глубинные области фундамента щелочные базальты, вероятно, отражает существование под этой территорией выдержанной мощной континентальной литосферы. Косвенно это подтверждается и широким развитием на Северном Сихотэ-Алине высокоглинозёмистых гранитоидов сандинской и хунгарийской серий, образованных неперегретыми расплавами (нередко магмой-мигмой), насыщенными реститовыми и новообразованными высокоглинозёмистыми минеральными фазами: гранатом, силлиманитом, андалузитом и герцинитом, что отражает плавление зрелого корового метаморфогенного субстрата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В.В., Колесова Л.Г. и др. Находка барофильных минералов в золотой россыпи западных отрогов Сихотэ-Алиня // Петрогенезис и рудообразование (XIV чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 174-176.

2. Нечаев В.П., Нечаева Е.В. и др. Новые изотопные свидетельства позднекайнозойского возраста и мантийного происхождения благородных цирконов и корундов из россыпей Приморья // ДАН, 2009. Т. 429. № 3. С. 365-368.

3. Есин С.В., Перетятько Ю.В. Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1992. № 12. С. 93-102.

4. Высоцкий С.В., Баркар А.В. Сапфиры Приморья: геология, минеральные ассоциации и генезис. Владивосток: Дальнаука, 2006. 112 с.

5. Максимов С.О., Сахно В.Г. Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // ДАН, 2008. Т. 422. № 3. С. 359-364.

6. Рассказов С.В., Приходько и др. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 3. С. 3-27.

7. Ignat,ev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskii S.Yu. // J. Analyt. Chem., 2010. V. 65. N. 13. P. 1347-1355.

Порфировое золото-теллуридное оруденение high-sulfidation типа Северного Приохотья: минералогия, магматизм и геодинамика

Иванов В.В., Полин В.Ф., Неменман И.С., Кононов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, aurum@fegi.ru

В Ульинской металлогенической зоне Охотской минерагенической провинции Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) известен ряд эпитермальных золоторудных и золото-серебряных объектов. Один из них − Алалиндинское рудное поле (АРП), включающее месторождения Светлое, Эмми и несколько рудопроявлений. Оно приурочено к Уенминской вулкано-тектонической структуре (УВТС), выполненной вулканитами и субвулканитами позднемеловых (верхнеамкинский, хетанинский, уракский) и позднемелового-палеогенового(?) (хакаринский) комплексов, выделенных в объеме вулканических свит совместно с их субвулканическими комагматами.

Верхнеамкинский комплекс (умеренно-кислые туфы и сваренные туфы, игнимбриты и туффизиты, реже, лавы и субвулканиты, гипабиссальные магматиты) представлен породами калиево-натриевой специализации; нормального ряда известково-щелочной серии.

Хетанинский комплекс − двупироксеновые, реже, афировые андезибазальты и андезиты субщелочного ряда известково-щелочной серии.

Вулканиты уракского комплекса, с которым парагенетически связано благороднометалльное оруденение, образуют гомодромную субщелочную серию пород от умеренно кислого до ультракислого составов. Для них показательна высокая восстановленность флюидного режима кристаллизации вкрапленников и высокая флюидонасыщенность родоначальных магм. Доминируют эксплозивно-флюидизатные породы, в меньшей мере развиты субвулканические разности. Широко представленные туфы, лавы и игнимбриты выполняют депрессионную структуру, а субвулканические перлиты, пехштейны, обсидианы и туффизиты риолитов образуют мелкие секущие тела, осложняющие строение стратифицированной толщи. Стекловатые фации субвулканитов принадлежат к низкощелочному, с натриевым уклоном, высокоглиноземистому и известковистому типу. Прочие члены комплекса, резко преобладающие по объему, образуют субщелочную калинатровую, с калиевым уклоном, дифференцированную серию плюмазитового типа, пересыщенную кремнекислотой и глиноземом, богатую и пересыщенную щелочами. К типоморфным ее признакам относятся: высокое калинатровое отношение, «сквозные» особо низкие содержания магния и кальция, крайняя обедненность титаном и фосфором.

По совокупности данных, вулканиты уракского комплекса относятся к проявлениям внутрикорового магматизма переходного типа, связанного с плавлением метаморфизованного предшествующими магматическими процессами субстрата под воздействием флюидно-теплового потока, который в сенонское время исходил от внедрившихся в земную кору колонн базальтоидных магм «надсубдукционного» геохимического типа (хетанинский комплекс). Несмотря на переходный характер ряда черт состава, преобладающая часть петрогеохимических и петролого-минералогических характеристик уракских вулканитов и субвулканитов свидетельствует об их принадлежности к образованиям активных континентальных окраин (АКО). В специфичности составов и высокой благороднометалльной продуктивности комплекса отражены условия завершающего этапа существования обстановки АКО. Завершающая стадия вулканизма этого комплекса совпадает с началом формирования рифтогенных впадин с базальтовым, трахидацит-трахибазальтовым, а также купольных структур с трахириолитовым и комендит-щелочногранитовым типами магматизма хакаринского комплекса. Они знаменуют новый этап геологической эволюции окраины Азиатского материка − обстановку скольжения литосферных плит, как свидетельство смены геодинамических обстановок проявлений вулкано-плутонизма на рубеже мел-палеоген [В.Ф. Полин, Э.Дж. Молл-Столкап, 1999 г.; В.Ф. Полин, 2006 г.; и др.].

Структура Алалиндинского рудного поля характеризуется сочетанием крупной вулканической депрессии, перекомпенсированной вулканитами и субвулканитами уракского комплекса, с интрузивно-тектоническим горстом, образованным в докальдерный этап при внедрении субвулканических и гипабиссальных тел дацитов, риодацитов и гранодиорит-порфиров верхнеамкинского комплекса. Южная и юго-западная части УВТС осложнены приразломным прогибом, сопряженным с фрагментом северо-западного Матийско-Уенминского глубинного разлома.

Геологически и геохронологически установлена парагенетическая и временная связь оруденения АРП со становлением уракского комплекса. В локализации оруденения основная роль принадлежит верхнеамкинскому и хетанинскому комплексам.

Дацитовые и риодацитовые экструзии и интрузия гранодиорит-порфира амкинского комплекса в пределах АРП образуют сводовые поднятия и интрузивно-купольный горст, играющие значительную роль в размещении оруденения. Локализация рудовмещающих субвулканических и гипабиссальных тел подчиняется системе разломов, ограничивающих фланги рудного поля. Расположение рудных участков определяется совокупностью крутопадающих разломов высокого порядка. Они служили рудоподводящими каналами меридионального (месторождение Эмми), СЗ (участки Людмила и Лариса месторождения Светлое), субмеридионального (участок Тамара) и СВ (участок Елена) простирания.

Многолетний опыт изучения разнотипных золотых и золото-серебряных месторождений Тихоокеанского рудного пояса способствовал выявлению нами в рудах Алалиндинского поля комплекса специфических вещественных и структурно-текстурных особенностей.

Большинство гидротермалитов АРП являются продуктами сульфатирования магматитов. При весьма редкой встречаемости в рудах АРП адуляра показательна широкая распространенность алунита и ярозита (в том числе, гипогенного). Сквозной характер развития барита, наличие гипса в оруденелых метасоматитах обусловливают принадлежность данного объекта к high-sulfidation типу золотого эпитермального оруденения. По высокой роли алунита характеризуемый объект подобен отдельным мелким месторождениям Нижнего Приамурья и Курил. В изученных нами пробах данного рудного поля содержание серы достигало 0.6 масс. %.

В пластово-линзовидных и, менее развитых, жилообразных рудных телах, приуроченных к мало- и крупнообъемным зонам кислотного выщелачивания (при полной угнетенности прожилково-жильной кварцевой минерализации), доминирует тонко- и ультратонковкрапленная рудная минерализация. При этом метасоматиты, как правило, служили «коллектором» для размещения более поздних продуктов рудоотложения. Среди них установлено большое число много-

образно представленных классов минералов: простые вещества, теллуриды и селениды, простые и сложные сульфиды, сульфаты, карбонаты, галогениды и др.

Данное золотопорфировое оруденение по Au/Ag и Te/Se показателям соответствует золотому типу и теллуровому с селеном подтипу. По минералогии золота руды принадлежат к золото-теллуридному и золотому типам.

Ряд вещественных и структурно-текстурных признаков металлоносных гидротермалитов свидетельствует о формировании золотоносных минеральных комплексов не только из конденсированных флюидов (гидротермальных растворов), но и из более высокотемпературной газовой фазы.

Оруденение Алалиндинского рудного поля минералого-геохимически, кроме того, специфично следующим:

Нередким развитием грубо-, тонко-, сотово-пористых и т.п. текстур разной природы. Некоторые их них образовались, по-видимому, при формировании зон кислотного выщелачивания вследствие газовой «продувки» неконденсированными флюидами трещинных структур высокой проницаемости. В результате этого, в кварцевых метасоматитах на стенках пустот образовались разного рода сублиматы (пленочные, корковые, перепончатые и т.п.), сложенные минералами различных классов. В том числе, это оксиды (в частности, опал, кварц, кристаболит, тридимит), сульфаты, халькогениды, простые вещества (Cu, Cu−Zn, Ni) и др.

Превалированием в рудах тонко- и ультратонкодисперсной, а также, по всей видимости, наноразмерной благороднометалльной минерализации. Одним из процессов начального накопления нанофаз выступала, возможно, «кластерная самосборка» по механизмам конденсации из газовой среды в связи с фумарольными процессами.

Видовым разнообразием золотой минерализации (самородная, теллуридная и оксидная формы). При этом самородное золото принадлежит двум генетическим типам: первичное, как продукт гидротермального минералоотложения, и вторичное, как продукт гипергенного разложения теллуридов золота. Природные сплавы на основе золота типоморфны примесью (на уровне первых процентов массы) Ag, Pd, Cu и Hg.

Угнетенностью серебряной минерализации в данных рудах, как по содержанию, так и в видовом плане, что вообще характерно для золото-теллуридного оруденения.

Многообразием минералов теллура, в том числе в виде продуктов газовых возгонов. Установлены теллуриды золотого (калаверит, креннерит), золото-серебряного (петцит и сильванит), золото-медного (костовит), медного (риккардит), серебряного (гессит), висмутового и висмут-сурьмяного (теллуровисмутит, тетрадимит и др.), ртутного (колорадоит) и сурьмяного (теллуросурьма и др.) профилей.

Парагенезисом минералов теллура и селена, а также типоморфизмом Se в качестве элемента-примеси в ряде халькогенидов.

«Сквозным» развитием висмутовой и сурьмяно-висмутовой (с теллуром) минерализации. Сурьма представлена блеклыми рудами (тетраэдритом, голдфилдитом, тетраэдритом-теннантитом), теллуросурьмой (теллуроантимоном) и несколькими фазами стибиотеллуридов (редкая в природе фаза системы Sb−Bi−Te с переменным содержанием Sb на уровне 11-18 до 24 масс. %), а также фазой системы Ag−Sb−Te. Обширна и группа кислородсодержащих соединений Sb – водными кислородными солями (Bi-содержащие теллуритоантимониты Ag, Fe и др.). Отметим кристаллы с гетерофазной осцилляторной зональностью срастаний голдфилдита, оксидов и др. С многообразно представленными золото-сурьмяносульфосольно-теллуридными минеральными комплексами согласуются геохимические ассоциации Au-Ag-(Hg)-Bi-Te-Sb-(As)-S и (Se)-Sb-Bi-Te.

Наличием редкометалльной (Sn, W, Ni, Ti) и редкоземельной минерализации. Частой встречаемостью в металлоносных гидротермалитах касситерита и рутила, в том числе в тесных срастаниях с минералами золота.

Убогим развитием в рудах сульфидов меди и, особенно, свинца, цинка и ряда других основных металлов, исключая широко представленное железо.

Большим разнообразием гипергенных минералов, в том числе редких оксидов (оксиды TR, цинкит и теллурит), гидрооксидов и водных кислородных солей Te, Sb, S, P, As (теллуриты, антимониты, антимонитотеллуриты, теллуритоантимониты, сульфотеллуриты, сульфоантимониты и сульфофосфаты).

Отмеченные структурно-вещественные особенности оруденения Алалиндинского рудного поля явственно отличают его от прочих гидротермально-вулканогенных месторождений Северо-Востока Азии, что объясняется необычно широким проявлением здесь явлений глубокой флюидно-метасоматической проработки вмещающих пород вследствие сверхинтенсивной дегазации близко расположенного магматического очага.

Кумирное месторождение серебра (Северное Приморье) и возможный геодинамический режим его формирования

Ивин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, ivin_vv@mail.ru

Прогнозирование и правильный выбор направлений поисково-разведочных работ во многом основываются на изучении вещественного состава оруденения и его геохимических особенностей. Такие комплексные минералого-геохимические исследования проведены автором на Кумирном месторождении. Однако для целей прогнозирования важны также знания геодинамических условий формирования типовых проявлений оруденения. Ниже изложены результаты комплексного анализа минерально-геохимических особенностей многометалльных (Ag-Au-Pb-Zn-Sn-Cu) руд Кумирного месторождения и оценки вероятных геодинамических условий его формирования.

Кумирное месторождение является весьма интересным, но недостаточно изученным объектом центрального сектора Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Оно входит в состав Нижнетаежного рудного узла (НТРУ) и расположено в бассейне руч. Носырева, притока р. Таежной. Геологические образования, участвующие в строении рудного поля, принадлежат двум структурным этажам: нижнему – вулканогенно-терригенному (ранний мел), породы которого смяты в складки северо-восточного простирания и верхнему – вулканогенному, состоящему из стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений приморской (турон-кампан) и самаргинской (маастрихт) толщ. Приморская толща, общая мощность которой оценивается в 650-700 м, подразделяется на три пачки. Первая представлена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания (K_2pr_1), вторая – сваренными «игнимбритовидными» псефито-псаммитовыми пирокластическими накоплениями (K_2pr_2), третья – игнимбритами, спекшимися псаммитовыми туфами с фьямме аргиллизированного вулканического стекла (K_2pr_3). Отложения приморской толщи согласно перекрыты пирокластическими накоплениями среднего и умеренно-кислого состава самаргинской (K_2sm) свиты. Эффузивно-пирокластические накопления вулканогенных толщ являются комагматами позднемеловых гранитоидных массивов, расположенных в рудном поле и на сопредельных территориях.

На месторождении выделено порядка 30 рудных тел преимущественно северо-западной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки, в которых проявлена многометалльная (Ag-Au-Pb-Zn-Sn-Cu) минерализация. Для ее изучения использовались методы геологического картирования, исследования вторичных и первичных геохимических ореолов, оптической и лазерной микроскопии. На основе комплексного анализа полученных данных удалось типизировать руды месторождения и выделить зоны с преимущественным развитием

нескольких минерально-геохимических ассоциаций.

На левобережье руч. Носырева среди ороговикованых вулканитов нижней пачки (K_2pr_1) приморской толщи распространены жильно-прожилковые зоны с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag (Белембинская, Бортовая) и Ag-Sn-Pb-Zn (Русловая, Арсенопиритовая и др.) оруденением. Мощность зон достигает 10-20 м, протяженность 1.5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих кварц-сульфидных жил, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией. Их минералогическая особенность – присутствие касситерита. Концентрация Sn в олово-полиметалльно-серебряных жилах достигает 1% и более. Серебро-полиметаллические тела содержат Sn до 0,1%, Cu, Zn, Pb до 1% и более, а Ag до 200 г/т. Оба типа минерализации рассматриваются в качестве фациальных разностей серебро-полиметаллического оруденения. Различия вещественного состава рудных тел обусловлены более значительным эрозионным срезом зон с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag минерализацией. Это подтверждается и более низкой их сереброносностью по сравнению с Ag-Sn-Pb-Zn зонами.

Основным сульфидом в Белембинской, Бортовой и подобных им зонах является серебросный халькопирит, образующий нередко крупные (до 0.5-0.8 м) обособления почти мономинерального состава. Сереброносность халькопирита определяется количеством микровключений сульфосолей серебра. В этих же телах наблюдается сфалерит (совместно с магнетитом и гематитом), образующий гнезда и вкрапленность в жильном мусковит-кварцевом агрегате. Реже сфалерит развивается в ассоциации с халькопиритом и пиритом, образуя мелкие (совместно с хлоритом) гнезда. Роль галенита незначительна. Проявленный в рудах касситерит характеризуется очень мелкими выделениями и ассоциируется с халькопиритом.

В Русловой, Арсенопиритовой и подобных им зонах установлены галенит, сфалерит (клейофан), пирит, переменные количества халькопирита; отмечаются арсенопирит и акантит; из вторичных – малахит, церуссит, ковеллин. Сереброносность зон определяется в основном количеством развитого в рудах галенита, с которым ассоциируют минералы Ag.

Собственно сереброносные убогосульфидные зоны месторождения пространственно разобщены с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag и Ag-Sn-Pb-Zn оруденением. Доля рудных минералов в них составляет, как правило, не более 1-3%. Они размещены на правобережье руч. Носырев среди вулканитов третьей пачки приморской свиты, (K_2pr_3), превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты. Зоны характеризуются грубополосчатым строением и сравнительно небольшой (3-4 м) мощностью. Осевые их части обычно сложены гребенчатым, среднезернистым полупрозрачным кварцем брекчиевидного облика, симметрично или только с одной стороны обрамленного кварцевыми же «полосами», содержащими гнезда, просечки, вкрапленность рудных минералов. По минерально-геохимическим особенностям зоны разделены на Pb-Zn-Ag (Неясная, зона № 2 и др.) и собственно Ag (Заманчивая, Новая и др.). Характерным их признаком является присутствие самородного золота. На верхних гипсометрических уровнях оно представлено электрумом, на нижних – разностями умеренной и высокой пробы (754-967‰).

В Pb-Zn-Ag зонах главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, редко встречаются пирит, арсенопирит, касситерит, акантит, сульфосоли серебра. Серебряные минералы представлены в основном акантитом, который замещает галенит, а также мелкими микровключениями сульфосолей Ag в сфалерите и галените.

В собственно Ag-носных телах преобладают пирит, арсенопирит, в значительно меньшей степени распространены сфалерит, галенит, халькопирит, оксиды Fe и минералы Ag. Из самородных элементов присутствуют серебро и золото. Значительное разнообразие минеральных форм серебра – важнейшая особенность вещественного состава Ag-носных жил. Основными носителями Ag в рудах данного типа являются акантит и большая группа сульфосолей: пираргирит, полибазит, стефанит, фрейбергит и др. Характерна и общая зараженность серебром простых сульфидов, связанная в одних случаях с его изоморфным вхождением в структуру матрицы, в других –

с наличием мельчайших включений собственно серебряных минералов.

Серебряная и серебросодержащая минерализация пространственно ассоциирует с Малиновским гранитоидным массивом. Анализ типоморфных минеральных ассоциаций вышеназванных рудных зон и особенностей их пространственного размещения показал, что по латерали (в направлении от Малиновской интрузии к верховьям руч. Носырев) зоны типа Белембинской сменяются зонами типа Русловой, а затем и Заманчивой. Установленная латеральная зональность минерализации является отражением вертикальной, когда Sn-Pb-Zn-Ag оруденение в урезе водотоков с абсолютными отметками 150 м сменяется на Ag-Pb-Zn и Pb-Zn-Ag на склонах местных гор (абс. отметки 300 м) и наконец на собственно Ag вблизи водоразделов (абс. отметки 650 м).

Малиновский массив неоднороден по строению. Он сложен кварцевыми диоритами и порфировидными гранитами, переходящими в краевых частях массива в гранит-порфиры. Ранее считалось, что массив является представителем приморского вулкано-плутонического комплекса (ВПК). Наши определения возраста массива [1] показывают, что кварцевые диориты формировались в палеоцене (64±1 млн. лет), а биотитовые порфировидные граниты в эоцене (47±2 млн. лет). Эти данные, позволяют связать формирование месторождения с двумя вулкано-плутоническими комплексами: самаргинским (Cu-Sn-Pb-Zn-Ag и Ag-Sn-Pb-Zn) и богопольским (Pb-Zn-Ag и Ag). Предложенный вариант генезиса месторождения подтверждается структурными наблюдениями: многометалльное оруденение залегает как в приморской, так и в самаргинской толщах.

Для определения геодинамических обстановок, в которых происходило формирование месторождения, автор воспользовался данными Г.А. Валуй, А.В. Гребенникова, Ю.А. Мартынова, В.К. Попова, В.Г. Сахно, В.П. Симаненко и др., проводившими специальные петролого-геохимические исследования ВСАВП [2]. Ими установлено, что приморский и самаргинский комплексы формировались в обстановке активной континентальной окраины в вулканических дугах надсубдукционного типа, а богопольский комплекс – в обстановке трансформной континентальной окраины.

Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать, что оруденение многометального НТРУ возникло в начале кайнозоя в период перестройки субдуционного геодинамического режима в режим трансформной (палеоцен-эоцен) окраины калифорнийского типа [3]. Это косвенно подтверждается многометалльным спектром рудных элементов месторождения, в частности включающий Sn (ранний самаргинский этап оруденения) и Au (поздний богопольский этап).

Оценка геодинамических условий формирования оруденения Кумирного месторождения в совокупности с детальной минерально-геохимической характеристикой его многометалльных руд позволяет рассчитывать на повышение эффективности прогнозно-поисковых исследований в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.

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

3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока Россия // Тектоника Азии: Программа и тезисы XXX тектонического совещания. М., 1997. С. 240-243.

Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня

Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня присутствуют богатые Au, Pt, Pd и другими металлами контактово-метаморфизованные осадки – марганцевосиликатные породы и кремни с дисперсным родохрозитом, тальк-, тальк-хлорит-, и актинолит-магнетитовые руды и яшмы [2]. Они распространены в Ольгинском, Кавалеровском, Дальнегорском (Таухинский) и Малиновском (Самаркинский террейн) рудных районах, вблизи гранитоидных интрузий мелового-палеогенового возраста. В Дальнегорском и Ольгинском районах известны обогащенные Mn скарновые месторождения позднемелового-палеогенового возраста с полиметаллическими, железными и борными рудами. Они приурочены к фрагментам карбон-пермских и триасовых рифов, сформировавшихся, как считается [5], на гайотах основного состава.

Металлоносные осадки и скарны изначально являлись продуктами размыва латеритной коры выветривания, образовавшейся по слагавшим островной архипелаг магматическим породам офиолитового комплекса в условиях существовавшего в триасе аридного климата [4]. Марганец, Fe и другие металлы накапливались как во внутренних бассейнах (лагунах), так и на склонах гайотов или у их подножий. Присутствие в скарнах борных и полиметаллических руд свидетельствует о существовании в триасе мелководных (периодически пересыхавших) и достаточно глубоководных (с зонами сероводородного заражения) лагун. В фациях лагун (в современном виде, скарнах) и в фациях склонов и подножий гайотов (металлоносных осадках), несмотря на значительную дифференциацию вещества в осадочном процессе, проявились геохимические особенности материнских магматических пород. Для сопоставления скарнов и металлоносных осадков с магматическими породами основного состава использованы материалы по габброидам зоны меланжа Главного Уральского разлома [3]. Результаты сравнения свидетельствуют о несомненном геохимическом сходстве металлоносных пород и скарнов как друг с другом, так и с основными магматическими породами. Однако по геохимическим особенностям скарны и металлоносные породы (табл. 1) наиболее близки к ультраосновным породам офиолитовых комплексов (рис. 1-4). Их образование по продуктам экзогенного разложения ультраосновных пород подтверждено нами находками тальк-магнетитовых руд (талькового меланжа) с сохранившимися текстурными признаками обломочной породы (гравеллитистого песчаника).

Таким образом, существует несомненное геохимическое сходство металлоносных пород и скарнов как друг с другом, так и с ультраосновными породами. Оно подтверждает изложенные выше представления о происхождении скарнов и метаморфизованных металлоносных осадков. Становятся понятными причины обогащения металлоносных пород и скарнов Au и PGE. Присутствие высоких (рудных) концентраций Sn только в наиболее богатых Fe пластовых силикатно-магнетитовых рудах и Белогорском скарново-магнетитовом месторождении объясняется известными закономерностями поведения Sn и Fe в процессах формирования и разрушения латеритных кор выветривания, приводящих к возникновению морских касситеритовых россыпей в условиях аридного климата. С учетом особенностей строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня [1] можно полагать, что, по меньшей мере, с девона до начала позднего триаса существовал крупный архипелаг, сложенный породами офиолитового комплекса. Он и прилегающие акватории служили источниками глинистого и органического вещества, которыми обогащена нижняя часть триасовой кремневой формации. В поздний анизий-ладинское время происходило погружение островов, сопровождавшееся образованием лагун и интенсивным размывом латеритной коры выветривания волно-прибойными процессами. Этот период фиксируется появлением в триасовом разрезе Сихотэ-Алиня горизонтов яшм и металлоносных осадков.

Таблица. Пределы (над чертой) и средние содержания (под чертой) (г/т) некоторых элементов в скарнах и метаморфизованных металлоносных осадках южной части Сихотэ-Алиня

Элемент	1 (14 проб)	2 (6)	3 (18)	4 (20)	5 (18)	6 (12)	7 (31)	8 (24)
Sr	6.25-237.34 54.46	7.59-75.99 26.615	3.40-158.34 20.92	0.61-66.75 14.98	0.02-111.48 42.66	0.51-18.90 7.34	9.65-117.63 50.00	2.55-46.34 12.95
Y	1.21-26.75 5.89	0.97-3.20 2.31	0.60-29.56 6.15	1.05-34.93 11.12	0.71-55.25 12.12	1.07-18.43 5.87	0.90-38.71 5.04	0.92-8.29 3.48
Zr	0.54-194.31 23.87	0.65-2.30 1.56	0.67-11.58 3.66	1.80-32.95 12.19	1.41-105.77 16.42	1.24-146.32 27.01	1.32-51.50 8.05	1.04-25.73 7.95
Nb	0.07-15.04 1.86	0.04-0.30 0.185	0.07-0.86 0.28	0.22-4.00 0.81	0.08-15.27 2.45	0.21-13.06 3.42	0.08-2.36 0.88	0.03-4.45 1.74
La	0.00-35.12 4.18	0.14-0.48 0.285	0.28-12.21 1.50	0.34-8.53 2.78	0.50-25.53 9.43	0.90-16.65 4.87	1.48-8.14 4.16	0.67-13.64 5.33
Ce	0.17-75.00 8.845	0.38-0.80 0.58	0.75-26.35 4.20	0.63-28.73 6.41	2.15-62.32 19.59	3.07-13.86 8.33	3.20-27.63 13.85	1.20-30.57 12.73
Pr	0.02-8.05 1.025	0.04-0.14 0.085	0.07-3.13 0.59	0.05-3.78 0.72	0.15-10.07 2.47	0.26-5.11 1.25	0.23-2.60 1.14	0.16-3.13 1.33
Nd	0.11-30.18 3.945	0.19-0.48 0.38	0.17-11.42 2.33	0.20-12.51 3.00	0.64-28.26 8.95	0.93-21.23 5.16	1.33-12.62 5.32	0.66-11.29 5.22
Sm	0.06-6.42 0.89	0.06-0.23 0.14	0.04-3.13 0.54	0.07-2.33 0.61	0.16-10.03 2.17	0.23-4.53 1.15	0.28-3.42 1.20	0.17-2.20 1.04
Eu	0.01-1.09 0.17	0.01-0.08 0.04	0.08-1.27 0.38	0.04-0.54 0.17	0.07-7.96 0.95	0.08-0.54 0.23	0.06-0.93 0.29	0.06-0.46 0.21
Gd	0.07-5.26 0.865	0.07-0.19 0.15	0.07-4.10 0.64	0.09-2.96 0.71	0.21-12.05 3.09	0.31-4.41 1.38	0.38-5.10 1.66	0.28-2.55 1.235
Tb	0.01-0.83 0.14	0.01-0.04 0.03	0.00-0.62 0.09	0.02-0.41 0.12	0.03-8.19 0.74	0.04-0.62 0.19	0.05-0.73 0.20	0.04-0.31 0.13
Dy	0.07-4.97 0.87	0.03-0.25 0.20	0.04-4.66 0.64	0.11-3.46 0.94	0.16-13.53 2.59	0.22-3.74 1.20	0.28-4.69 1.12	0.22-1.68 0.72
Ho	0.02-0.96 0.18	0.02-0.09 0.06	0.01-0.90 0.14	0.02-0.90 0.22	0.03-9.03 0.88	0.04-0.79 0.25	0.05-1.07 0.21	0.04-0.31 0.13
Er	0.09-2.98 0.53	0.05-0.31 0.18	0.01-2.41 0.435	0.09-4.16 0.76	0.08-11.80 1.73	0.10-2.38 0.68	0.14-3.20 0.59	0.12-0.84 0.37
Tm	0.01-0.48 0.08	0.01-0.07 0.03	0.01-0.30 0.06	0.02-0.82 0.12	0.01-7.91 0.59	0.01-0.36 0.10	0.02-0.46 0.08	0.02-0.11 0.05
Yb	0.06-2.94 0.48	0.01-0.41 0.22	0.01-2.10 0.41	0.05-6.10 0.78	0.08-10.90 1.59	0.10-2.31 0.64	0.13-3.10 0.55	0.10-0.69 0.33
Lu	0.01-0.24 0.07	0.01-0.05 0.03	0.01-0.21 0.06	0.02-0.87 0.10	0.01-7.45 0.56	0.01-0.35 0.10	0.02-0.48 0.08	0.01-0.11 0.05
Hf	0.02-4.87 0.70	0.03-0.07 0.05	0.00-0.24 0.08	0.05-0.91 0.32	0.03-3.09 0.47	0.05-4.25 0.70	0.02-1.53 0.23	0.01-0.72 0.21
Ta	<0.01-0.98 0.15	0.02-0.04 0.03	<0.01-0.26 0.04	0.01-0.40 0.08	0.00-1.74 0.24	0.04-1.50 0.36	0.00-1.02 0.10	0.00-0.38 0.13
Th	0.04-16.37 2.30	0.03-0.19 0.115	0.04-1.44 0.37	0.11-1.92 0.58	0.27-15.53 2.62	0.05-12.01 3.21	0.08-2.24 0.91	0.13-5.28 1.48

Примечание: 1-4 – скарны Николаевского (1) и Верхнего (2) полиметаллических. Дальнегорского боросиликатного (3) и Белогорского скарново-магнетитового (4) месторождений; 5-8 – метаморфизованные металлоносные осадки: марганцевосиликатные породы (5). железные руды (6) и яшмы (8) Широкопаднинской площади Ольгинского района. марганцевосиликатные породы (7) Горной площади Малиновского рудного района. Содержания определены ИСП МС методом в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (1-4) и в ХИАЦ ИТИГ (5-8).

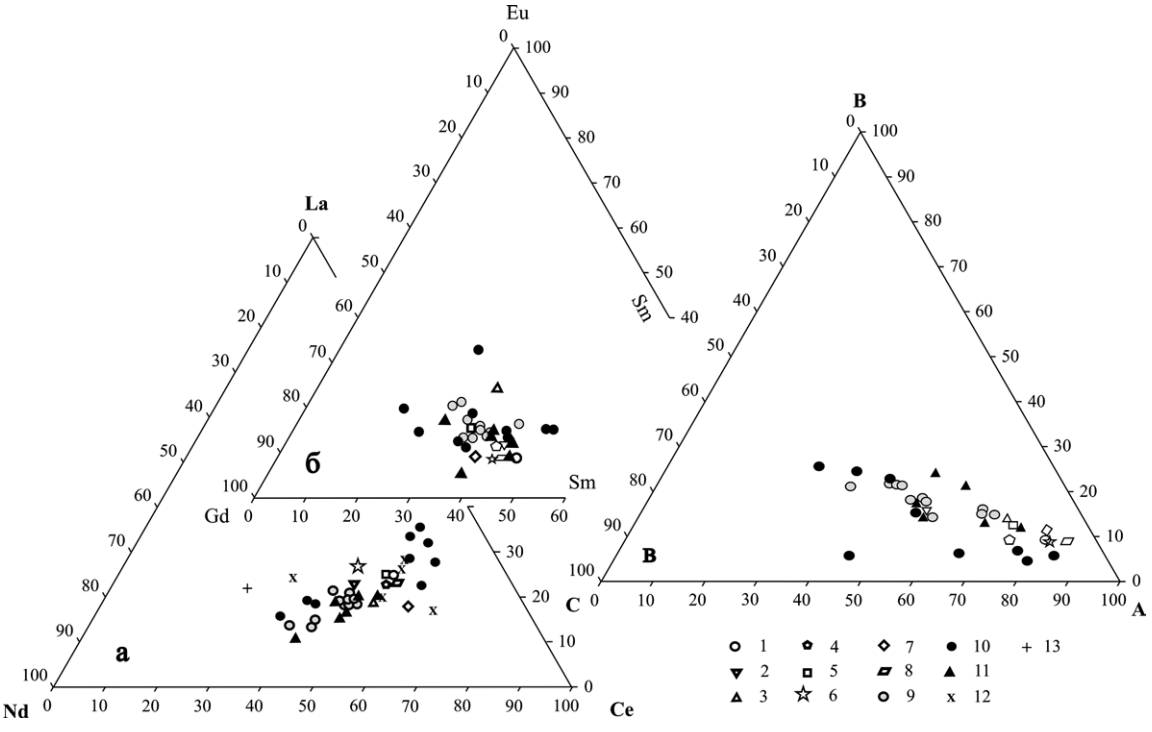


Рис. 1. Соотношения (% массы) La, Ce и Nd (а), Sm, Eu и Gd (б) и легких, средних и тяжелых REE (в) в скарнах и металлоносных породах Сихотэ-Алиня, а также в породах офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Южного Тибета [7]. A = La+Ce+Pr+Nd, B=Sm+Eu+Gd+Tb, C = Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu. 1-4 – скарны Николаевского (1) и Верхнего скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского района, Дальнегорского боросиликатного месторождения (3) и Белогорского скарново-магнетитового месторождения Ольгинского района (4); 5, 7 – марганцево-силикатные породы Широкопаднинской (Ольгинский район) (5) и Горной (Малиновский район) (7) площадей; 6 – пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 8 – яшмы Широкопаднинской площади; 9, 11 – габброиды (9) и ультрабазиты (11) офиолитового надсубдукционного комплекса зоны меланжа Главного Уральского разлома; 10 – ультраосновные породы супрасубдукционного офиолитового комплекса Южного Тибета (площадь Dagzhuka); 12, 13 – базальты гайотов, океанических островов (12) и абиссальных равнин (13) Сихотэ-Алиня и Сахалина по [5]. Здесь и далее точки скарнов, металлоносных пород и габброидов 11 комплексов Урала [3] вынесены по средним содержаниям элементов или окислов.

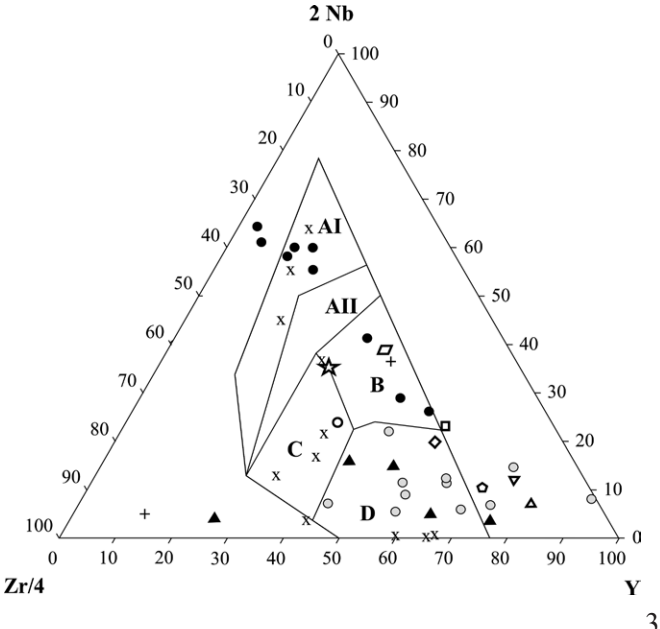


Рис. 2. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, пород офиолитовых комплексов Урала и Тибета, а также пород палеозойских и мезозойских гайотов Сихотэ-Алиня и Сахалина по [5] на диаграмме Meschede [7].

Поля по [7]: AI – континентально-щелочные базальты; AII – континентально-щелочные + континен-тально-толеитовые базальты; B – обогащенные элементами примесей базальты срединно-океанических хребтов; C, D – островодужные базальты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

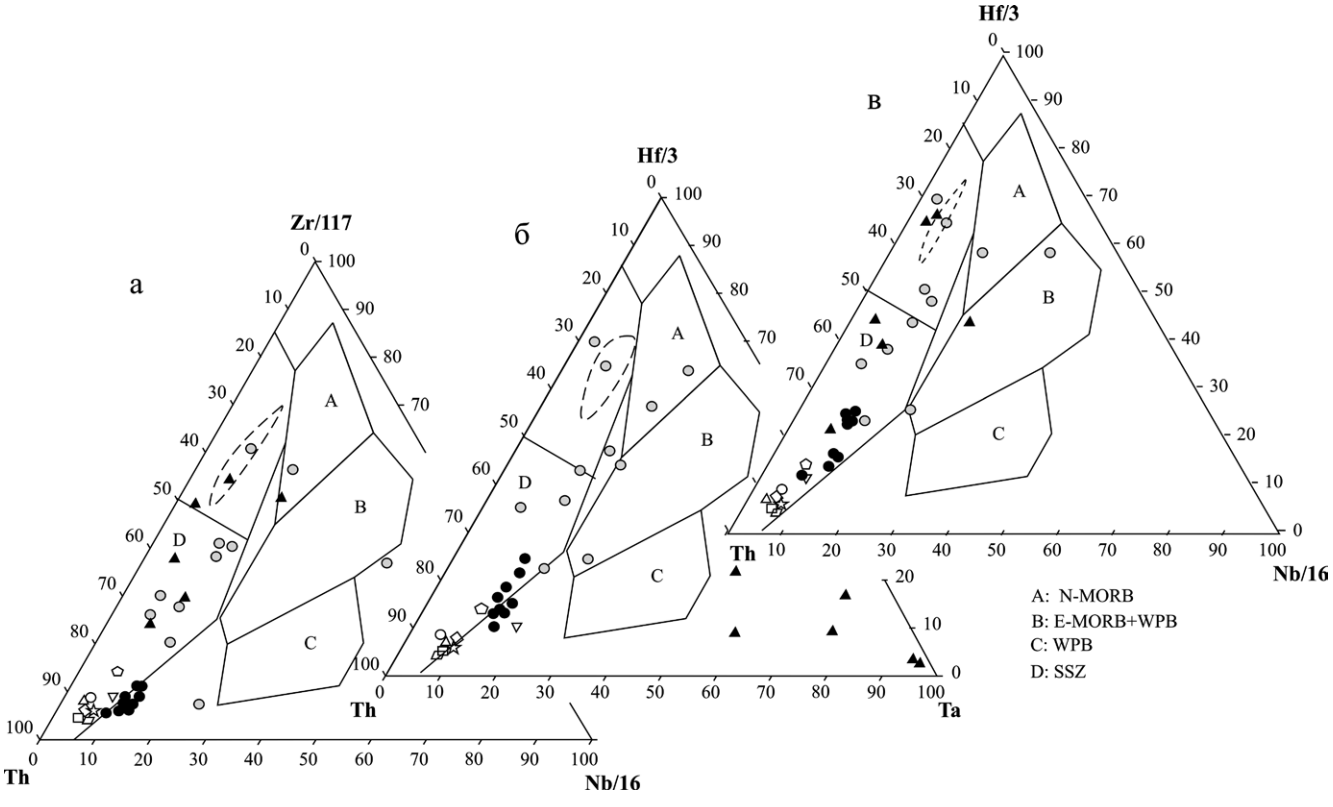


Рис. 3. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, а также пород офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Южного Тибета [8] на диаграммах Wood [7].
Поля по [7]: N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; SSZ – базальты супрасубдукционной зоны, предостроводужные и задуговые. Пунктирной линией показаны поля базальтов и диабазов офиолитового комплекса Южного Тибета. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

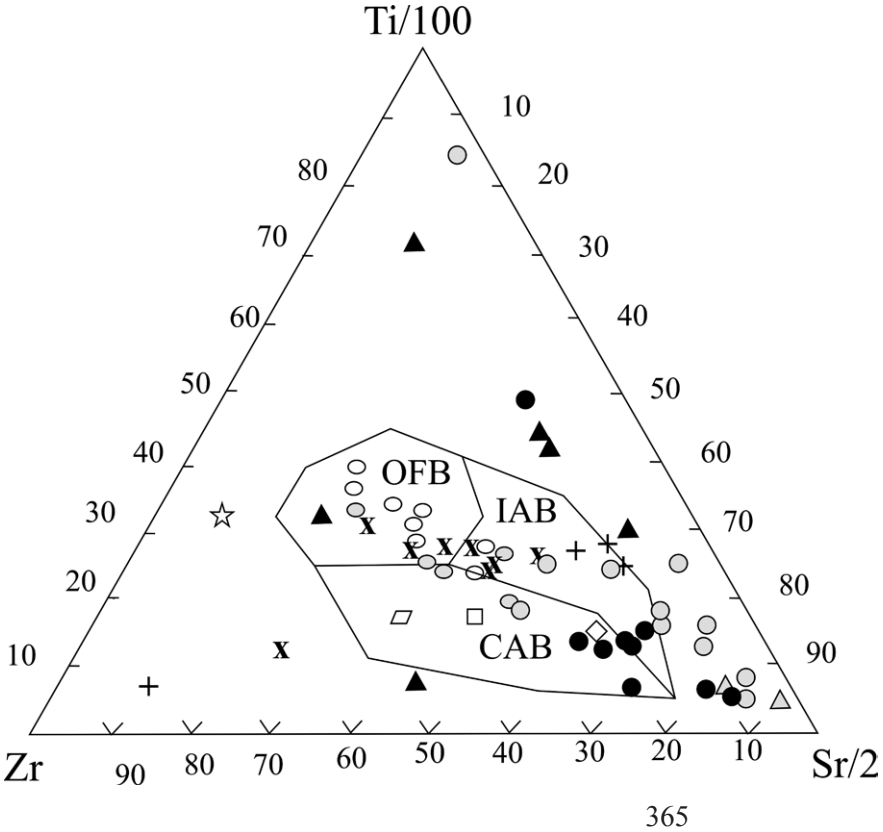


Рис. 4. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, а также пород офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Тибета [8] на диаграмме Pearce and Cann [7].
1-3 – базальты (1), диабазы (2) и габбро (3) Тибета. Поля по [7]: OFB – базальты MORB; IAB – островодужные базальты; CAB – известково-щелочные базальты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

После полного погружения (начало карния) из-за исчезновения области питания резко сменился характер осадконакопления (верхняя, карнийско-норийская часть триасового разреза сложена плитчатыми кремнями, бедными глинистым и органическим материалом). В это же время начали формироваться рифовые массивы Дальнегорского района. Сейчас крупные блоки пород претерпевшего аккрецию офиолитового комплекса, представляющие собой фрагменты бывших островов, фиксируются, главным образом, вблизи окраины Ханкайского массива, в Самаркинском террейне. В Таухинском террейне породы офиолитового комплекса погребены под вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.

2. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа. ДАН, 2009. Т. 425. № 5. С. 651-655.

3. Салихов Д.Н., Беликова Г.И. Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома. Геологический сборник № 6, 2007. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 106-125.

4. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга 2. Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография. Отв. ред. П.В. Маркевич, Ю.Д. Захаров. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 307.

5. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина. ДАН, 1989. Т. 307. № 1. С. 186-190.

6. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных. Литосфера, 2005. № 2. С. 41-59.

7. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1995. 352 p.

8. Xia B., Yu H.-X., Chen G.-W., Qi L., Zao T.-P., Zhou M.-F. Geochemistry and tectonic environment of the Dagzhuka ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. Geochemical Journal, 2003. V. 37. P. 311-324.

Геолого-структурные особенности локализации золото-висмут-теллурового оруденения месторождения Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь)

Лотина А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, anylotina@mail.ru

При изучении генезиса, установлении основных закономерностей размещения и особенностей геологического строения рудных месторождений учитываются многие факторы: геодинамическая обстановка, геологическое окружение, тектонические и геологические границы, магматические ассоциации.

Как известно из литературных данных [1], в мезо-кайнозое на востоке Азии наблюдалось чередование геодинамических режимов от субдукционных к скольжению литосферных плит. В условиях этих масштабных геологических процессов здесь происходило многоэтапное формирование месторождений золота, локализованных в различных ареалах, поясах и зонах. Один из них – Хасано-Амурский ареал палеоцен-эоценовых вулканических пород «трансформного» этапа, в пространственно-временной связи с которыми находятся эпитермальные золото-серебряные и серебро-полиметаллические месторождения [1, 3]. К данному ареалу принадлежит и Право-Соолийский рудно-россыпной узел, в состав которого входит несколько золоторудных объектов (Джулии, Кварцевый и Болотистый). Наиболее перспективным из них является месторождение Болотистое. Важная особенность этого месторождения - наличие коренного оруденения и богатых промышленных россыпей золота. Вследствие этого, данный объект представляет интерес для выявления условий формирования крупных золото-висмут-теллуровых месторождений.

Право-Соолийский рудно-россыпной узел, расположен на юге Сооли-Тормасинского рудного района (юг Хабаровского края). Площадь узла делится Центральным Сихотэ-Алинским разломом

на две части. Западная сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами Журавлевско-Амурского, а восточная – осадочными и вулканическими породами Самаркинского террейнов.

Вулканогенные породы представлены триасовыми спилитами и диабазами, эоценовыми андезитами и андезитобазальтами, а также миоценовыми базальтами; интрузивные – триасовыми диабазами, раннемеловыми гранитами, позднемеловыми диоритами и гранитами, эоценовыми гранитами и миоценовыми габбро-долеритами (Дымович, 1987 г.).

Месторождение Болотистое локализовано в «эрозионном окне» среди покровов миоценовых базальтов кизинской свиты, где обнажаются бериасс-валанжинские терригенные отложения, прорванные эоценовым интрузивным телом сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты. Дайковый комплекс состоит из тел эоценовых габбро-диоритовых порфиритов, гранодиоритов, а также дацитов.

Магматические образования месторождения относятся к многофазному эоценовому комплексу (Дымович, 1979). Первая фаза комплекса – мелкие субвулканические тела дацитов (эоцен), дайки гранодиоритов и покровные андезиты кузнецовской свиты. Вторая – состоит из габбро-диабазов, диабазов и метагаббро, которыми сложена большая часть интрузивного массива и даек габбро-диорит-порфиров. Породы третьей фазы представлены кварцевыми диоритами, которыми сложен изометричный в плане шток в центральной части интрузивного массива. К четвертой фазе относятся диоритовые порфириты, слагающие серию силлов и даек в массиве, а также покровные андезиты кузнецовской свиты.

Разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального направления, выраженные зонами интенсивной трещиноватости и гидротермально измененными породами, контролируют размещение даек. Для месторождения характерна раздробленность пород и широкое развитие кор выветривания (до 25 м) [4].

Оруденение локализовано в крупном штокверковом теле, контролирующемся контурами центральной интрузии габбро-диоритов и лишь в незначительной мере, на отдельных участках, выходящем за ее пределы во вмещающие терригенно-осадочные породы нижнемелового возраста. Штокверковое тело представлено сложной системой разноориентированных маломощных кварцевых или кварц-турмалиновых жил и прожилков, иногда сопровождающихся метасоматическими зонами кварц-турмалинового состава. Жилы и прожилки, мощностью от нитевидных до 20 см, и протяженностью 10-15 м, имеют северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное или субширотное простирание и характеризуются неравномерным распределением в объеме вмещающих их пород. На отдельных участках они сближаются друг с другом, образуя протяженные жильно-прожилковые зоны мощностью до нескольких м. В интрузиве большинство рудных тел сгруппированы в рудоносную зону шириной от 120 до 250 м и протяженностью более 800м. Наиболее мощные и богатые рудные тела этой зоны имеют, как правило, северо-западное или близмеридиональное простирание (Дымович, 1979 г.). В местах пересечения рудных тел отмечены раздувы (бонанцы) с очень высокими или ураганными концентрациями золота. За пределами интрузивного тела оруденение контролируется, главным образом, зонами гидротермально измененных магматических и осадочных пород, в пределах которых распространены золотоносные кварцевые и кварц-турмалиновые жилы и прожилки. Наибольшие концентрации золота отмечены в кварц-турмалиновых и кварцевых прожилках, секущих метасоматически измененные породы. Содержания золота в руде обычно не превышают первых г/т, но в отдельных штуфных пробах достигают нескольких десятков г/т. Промышленные концентрации золота в коренном залегании установлены в кварц-турмалиновых метасоматитах (1.4 г/т), в алевролитах и окварцованных кварцевых диоритах (от 1 г/т и выше). Наиболее широко во вмещающих породах проявлены процессы низкотемпературной аргиллизации. Другие изменения, такие как пропилитизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание и турмалинизация, проявлены локально.

На месторождении Болотистом коренное оруденение представлено двумя разновременны-

ми продуктивными минеральными комплексами. Они различаются по минеральному составу и пробности самородного золота. Оба комплекса – ранний кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый и поздний кварц-арсенидно-сульфидный, содержат в своем составе теллуриды и сульфотеллуриды висмута.

Кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый комплекс. Минералами этого комплекса сложены турмалин-кварцевые прожилки, секущие дайки среднего и кислого состава, эоценовые дациты, и вмещающие их меловые осадочные породы. Основными нерудными минералами являются кварц и турмалин. Рудные минералы представлены, в основном, тетрадимитом, теллуровисмутитом, цумоитом и самородным золотом с пробностью 925-985‰ [2].

Кварц-арсенидно-сульфидный комплекс. Минералами этого комплекса сложены золотоносные кварцевые, карбонат-кварцевые и карбонатные жилы и прожилки штокверка, секущие эоценовые габбро-диориты, диабазы и кварцевые диориты в пределах многофазного интрузива габбро-диоритов. Главным нерудным минералом этого комплекса является кварц, редким – кальцит. Рудные минералы, в основном, представлены сульфидами реже – глаукодотом, данаитом, аллоклазитом, ульманитом, герсдорфитом. Широко распространены минералы висмута и теллура, такие как соединение $PbBiS_2$, тетрадимит, цумоит, протожозеит и самородный висмут. Самородное золото имеет пробность 740-800‰ [2].

На основании выше изложенного можно предположить, что формирование первого (кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый) комплекса связано с постмагматической деятельностью первой фазы (эоценовые дациты, дайки гранодиоритов). Второй комплекс (кварц-арсенидно-сульфидный), локализованный в многофазном интрузивном теле, связан с постмагматическими гидротермальными процессами второй и третьей фаз (габбро-диабаз, дайки габбро-диорит порфиров, кварцевый диорит). В четвертой фазе оруденение отсутствует. С другой стороны, различия в пробности золота и в минеральном составе первого и второго комплексов могут быть обусловлены разным уровнем эрозионного среза, влиянием состава вмещающих пород.

Таким, образом, фактором контроля оруденения в пределах площади месторождения является многофазное эоценовое интрузивное тело габбро-диоритового состава. В пределах штокверка, характеризующегося неравномерным распределением золота, максимальные концентрации этого металла контролируются трещинными структурами северо-западного и субмеридионального простирания, образующими в совокупности мощную и протяженную зону северо-западного направления.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 11-III-B-08-186.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

2. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2011. № 1. С. 97-107.

3. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 156 с.

4. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) / Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы международной науч. конференции. Екатеринбург: ИГиГ Уро РАН, 2007. С. 176-180.

Особенности минералов золото-платиноидно-киноварной ассоциации Фадеевского узла (Приморье) как отражение геодинамической обстановки её образования

Молчанов В.П., Кемкин И.В., Медведев Е.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Фадеевский рудно-россыпной узел расположен на границе Лаоелин-Гродековского и Ханкайского террейнов. В низах стратифицированного разреза изученной площади развиты базальто-кремнисто-туфогенные, кремнисто-глинистые, аргиллитовые и туфогенно-песчаниковые отложения (S_{1-2}). Их перекрывают вулканогенно-осадочные толщи пермского возраста (P_{1-2}) и эффузивы кислого состава (P_2). Породы вулканогенно-терригенного комплекса, включающего черные сланцы, прорваны на юге крупными массивами гранитоидов (P_2), а на севере небольшими телами габброидов и сиенитов. В гранитах отмечены многочисленные мелкие интрузивные тела и ксенолиты кортландитов и амфиболизированных габбро. В южной части узла один из интрузивов обладает чертами концентрически-зонального строения: дунит-верлит-пироксенит-габбро. Здесь известны многочисленные аллювиальные россыпи золота, а также золото-кварцевые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Среди минералов тяжелой фракции шлихов рыхлых отложений р.р. Фадеевка (система водосбора р. Раздольная) и Золотая, с притоками р.р. Толстокулачиха, Поликарпиха, Байкал, Незаметка, М. Нестеровка (бассейн р. Нестеровка), дренирующих гранитоиды и черносланцевую толщу соответственно на юге и севере площади, известны две продуктивные ассоциации: минералы металлов платиновой группы (сплавы Pt-Fe и Os-Ir-Ru при преобладающей роли первых) и хромиты – генетически связанные с базит-гипербазитовым комплексом. Вторая ассоциация, включающая серебристое золото, сульфиды и кварц, является производной гранитоидного магматизма [1].

Нами впервые выделена уникальная ассоциация природной амальгамы золота и платины, киновари, самородных цинка, свинца, железа и меди, карбидов Si и Fe минералого-геохимические черты, которой мы связываем с особенностями геодинамического режима ее образования.

В площадном распределении благородных металлов золото-платиноидно-киноварной ассоциации в пределах узла в направлении с юга на север просматриваются элементы зональности. Так, в аллювиальных отложениях р. Золотая (северная оконечность узла) золото представлено сфероидальными образованиями и примазками на ильменитах. Визуально первые из них представлены шаровидными обособлениями, покрытыми плотной оболочкой темного цвета. Поверхности фрагментов золота, свободных от пленки, характеризуются хорошей сохранностью. Создается впечатление, что эти частицы амальгамы осуществляли миграцию в водных потоках внутри механически прочных «контейнеров». Незначительные нарушения материала контейнеров указывают на относительную близость коренного источника. Химический состав природной амальгамы, варьирует в следующих пределах (масс. %): Au – 82-84; Hg – 6-9; C – 4-7. Особый интерес вызывают высокие концентрации N (до 22 ат. %). С поверхности золотины, как уже отмечалось, покрыты микро-наноразмерной пленкой толщиной не более 1-1.5 мкм, состоящей из O (до 50 масс. %); Mn (до 30 масс. %); Fe (до 20 масс. %); Si, Al, (до 10 масс. %); Ca, Cl, K (до 1 масс. %). При этом концентрации C, Hg достигают 10 масс. %. На поверхности оболочек были обнаружены микро-наночастицы киновари, самородных свинца и меди. В сущности, состав материала оболочек аурамальгамы отвечает составу сухих металлоносных флюидов глубинного происхождения [1].

В ассоциации с «контейнерным» золотом были обнаружены мелкие сфероидальные частицы железистой платины, обогащенной примесью Cu до 4.0 масс. %, частично покрытые микронаноразмерной пленкой. По составу она близка материалу «контейнеров» аурамальгамы: O (до 47 масс. %); Si (до 25 масс. %); Al (до 15 масс. %); C (до 10 масс. %); K, Cl, Ca (до 2 масс. %).

Сохранился довольно высокий уровень концентраций Hg (до 5 масс. %).

Другая разновидность золота представлена примазками, фрагментарно покрывающими поверхность отдельных кристаллов ильменита. Размеры фрагментов достигают 60-80 мкм при толщине 100-200 нм. Элементный состав пленочных наноматериалов довольно типичен: помимо Au (85-95 масс. %) и Hg (0-5 масс. %), определяющих видовой состав индивидов, в них присутствует N, C, O, Ti и Fe в количествах, не превышающих первые масс. %. При детальном изучении поверхности металлических пленок на их поверхности фиксируется три типа наночастиц: трубки, спирали и сфероиды [2]. Наиболее широкое развитие получили трубчатые формы, длина их достигает 6-7 мкм при внешнем диаметре до 0.8-1.0 мкм. Толщина стенок трубчатых образований не превышает 100 нм. Главным компонентом нанотрубок является Au (80-89 масс. %), в гораздо меньших количествах присутствует Hg (2-5 масс. %). Набор основных примесей нанотрубок тот же, что и у нанопленок: C, O, N, Ti, и Fe (0.5-2.0 масс. %). Реже встречаются Al, Rb, Br (до 2 масс. %), Примечателен факт снижения содержаний Ti и Fe в нанотрубках по мере удаления от минеральной матрицы – ильменита ($FeTiO_3$). Это вероятно, можно объяснить особенностями их сингенетического происхождения. Нанотрубкам, кроме того, свойственна обратная зависимость между содержаниями N и O. Образование наноспиралей увязывается, с процессом геликоидизации нанотрубок (формирование микроскопических спиралей), берущим свое начало из строения атома. Эволюция химического состава наноспиралей, в направлении от основания к краю, прямо противоположна трубчатым аналогам: концентрации золота падают до 83 масс. %. В верхних частях появляются Hg, Fe в количествах соответственно 7 и 1 масс. %. Налицо их вынос из матрицы, т.е. пленки. Возможно это явление в числе прочих (наличие винтовых осей в кристаллизующимся веществе структурных дефектов и т.д.), и послужило причиной закручивания нанотрубок в спирали. Третий тип наноиндивидов – сфероиды – отвечает первоначальной форме нанокристалла с малыми размерами, диаметром менее 200 нм. Их элементный состав аналогичен рассмотренным выше разновидностям, что свидетельствует об общности рудоносных флюидов, из которых они образовались. Обеднение сфероидов Au (до 65 масс. %) и обогащение примесями (O – 13 масс. %, C – 7 масс. %, Si – 3.2 масс. %), по-видимому, является отражением общих тенденций в формировании различных типов наноиндивидов, обусловленных в том числе и влиянием температуры кристаллизации.

Согласно диаграмме состояния Au–Hg [3] переход паров золота и ртути в жидкую фазу наступает при температуре ниже 420° C. Другие переходные максимумы (402° и 310°) отвечают точкам роста концентраций ртути по мере остывания расплава, что мы и наблюдаем в изученных наноструктурах. Приведенные материалы позволяют выстроить следующий иерархический ряд самоорганизации природной амальгамы золота на наноуровне: сфероиды, трубки, спирали. Эти переходы наноструктурированного вещества в другое состояние легко объясняются с позиций кватаронной концепции [6].

Среди минералов-спутников ильменита с примазками золота нельзя не отметить амальгаму платины. Основными ее микропримесями являются Fe (до 7 масс. %), Hg (до 5.5 масс. %), Cu (до 3.4 масс. %) и P (до 2.0 масс. %). Изредка в изоферроплатине отмечаются мелкие включения куперита.

Для объяснения причин появления «контейнерного» золота, амальгамы платины, необычных микро-наноструктур золота предлагается рассмотреть модель, основанную на предположении об эндогенной ассоциации природных амальгам золота и платины, киновари, ильменита, пространственно сопряженными с глубинными рудоподводящими каналами, по которым осуществлялась дегазация внутреннего вещества земли. Известно, что мантийный флюид весьма насыщен летучими углеродистыми соединениями, азотом, что и наблюдается в нашем случае. Качественный состав компонентов свидетельствует о восстановительной среде минералообразования.

Состав гравитационных концентратов крупнообъемных проб аллювиальных отложении рр. Поликарпиха и Толстокулачиха (центральная часть северного сегмента узла), претерпевает значительные изменения: здесь появляются лидамальгама ($HgPb_2$), польчемусит (HgZnS), самородные Fe, Pb, Cu интерметаллические соединения систем Pb-Sb-Sn, Fe-Cr. Уникальность ассоциации подчеркивается появлением микро-наноформной ассоциации золота, платины с карбидом вольфрама, самородными вольфрамом и свинцом, вольфрамитом, касситеритом и киноварью.

Морфологически золото представлено агрегатами микропризматических кристаллов с угловатыми скульптурными ограничениями. Состав аурамальгамы золота довольно однообразен и колеблется в узких пределах Au – (77.7-88.2 ат. %), Ag (0-1.2 ат. %) Hg (11.72-20.22 ат. %). Структура металла представлена разнообразно ориентированными кристаллами с закругленными полусферами на верхних гранях роста. Обращает внимание отсутствие матрицы и ярко выраженная фрактальность кристаллов золота с развитием пор в межзерновом пространстве. Пористая микроструктура свидетельствует о кристаллизации золота из металлоносного газового флюида путем постепенного захвата свободного пространства. Местами золотины покрыты тонкой прерывистой пленкой (толщиной 400-500 нм), состоящей из Fe (до 40 масс. %); Al, Si (до 10 масс. %); O (до 50 масс. %). Эта пленка является матрицей, связующей наночастицы киновари и наносфероиды ртутистого золота. Состав фаз киновари в разных точках замера одного зерна колеблется: Hg (72.22-80.06 ат. %); S (12.94-16.36 ат. %). Привлекает внимание необычный факт присутствия в составе киновари Ru (2.19-3.58 ат. %). Не менее интересен и состав сфероидальных наночастиц, где помимо Au (до 70.1 масс. %); Hg (7.3 масс. %); Ag (2.0 масс. %), присутствуют C, N, и O в количествах от 3.0 до 3.7 масс. % [1].

Железистая платина, типоморфной примесью которой является Rh (до 3 масс. %), представлена шаровидными выделениями, фрагментарно покрытыми пленками двух видов: Pt-Rh-Hg и Au-Ag-Hg, размерами от нескольких до сотен микрон. Наиболее распространенна аурамальгама, где концентрации Ag достигают 2 масс. %, Hg – 16 масс. %. В сплаве Pt-Rh-Hg содержание Hg уменьшается до 6 масс. %, а примесь Rh достигает 1,6 масс. %.

Микровыделения природной аурамальгамы часто фиксируются в ассоциации с микроструктурами карбида вольфрама, представляющие собой тот же иерархический ряд организации нановещества: сфероид-спираль. При этом состав сфероидов характеризуется присутствием (масс. %): W в количестве от 84.5 до 92.1; C от 4.6 до 7.6; O от 5.5 до 10.0. По мере удаления от сфероида среди компонентов наноспиралей растет роль C до 24.4 масс. %. и падает – W (до 77 масс. %). Поверхность наноспиралей усеяна зернами самородного вольфрама и свинца, Re-содержащего (до 3 масс. %) вольфрамита, киновари.

В южных притоках р. Золотая (прежде всего р. М. Нестеровка) заметно возрастает роль самородных металлов Cu, Fe, Pb, появляются пластинки Zn в сростках с карбидами Fe и Si. Самородный свинец представлен мелкими кристаллами высокой химической чистоты со сглаженными углами и гранями. Из других самородных металлов отмечены сфероиды (диаметром до 10 мкм) самородного железа и меди, практически не содержащие микропримесей других элементов. Самородный цинк образует мелкие уплощенные сростки с самородным железом либо мономинеральные агрегаты идиоморфных тонкопластинчатых кристаллов, наслаивающихся друг на друга. Отмечаются также микропарагенезисы цинка с муассанитом и когенитом. Химический состав цинка следующий (масс. %): Zn – 99.66 масс. %; Al – 0.66; S – 0.33; Fe – 0.68; Cu – 0.67 масс. %. Особый интерес вызывают наноразмерные сферы и полусферы углеродистого вещества (C – 90.64 масс. %; Si – 0.27; S – 0.53; Fe – 0.3; Zn – 8.19 масс. %), которые нарастают на поверхности отдельных пластинок цинка. Совместное осаждение углерода и металлов происходит, по всей вероятности, в результате каталитического разложения металлоорганических комплексов на поверхности катализатора, в данном случае цинка. Совместное осаждение углерода и металлов происходит по всей вероятности в результате каталитического разложения металлоорганических комплексов на поверхности катализатора, в данном случае цинка. Наличие углерода в рудообразу-

ющей системе подтверждается также присутствием микрокристаллов карбида кремния и железа. Муассанит встречается в виде уплощенных микрокристаллов размером 0.1-0.3 мм. По данным микрозондового анализа в нем присутствует примесь Fe до 4 масс. %. В когените количество углерода варьирует от 40 до 70 масс. % при содержании примеси Si и Al до 3-4 масс. % каждого.

Эволюция минералов золото-платиноидно-киноварной ассоциации связывается с приуроченностью изученного узла к зоне активного взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит с преобладающим режимом их латерального скольжения. Общими признаками месторождений, приуроченных к границам зон скольжения литосферных плит, является активность эндогенного углерода, присутствие металлов платиновой группы, ртутистых минералов [5], что отмечается и в нашем случае. Геодинамический режим скольжения литосферных плит нередко сопровождается формированием, так называемых «slab window», т.е. проницаемых зон по которым глубинное вещество земли достигает верхних слоев литосферы. Такая модель хорошо согласуется с геологическими и радиологическими данными. В частности U/Pb датировки самородного свинца показывают возраст минерализации 148 млн. лет. [4]. На этот временной отрезок для восточной окраины палеоазиатского континента фиксируется смена геодинамического режима субдукции палеотихоокеанской плиты на режим ее трансформного скольжения. Геодинамическая история развития тихоокеанской окраины в мезозое находит свое отражение в металлогении благородных металлов. При этом ряд элементов, включающий Hg, Au, Pt, W, трассирует флюидопроводящие системы, «корни» которых связаны с мантией.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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 АН, 2008. Т. 422. № 4. С. 536-538.

2. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) // Доклады АН, 2009. Т. 428. № 5. С. 659-662.

3. Плаксин И.Н. Система золото-ртуть // Изв. СФХА, 1938. № 10. С. 129-159.

4. Рассказов С.В., Иванов В.В., Ханчук А.И., Чащин А.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья // Доклады АН, 2002. Т. 387. № 5. С. 685-689.

5. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения зон перехода континент-океан // Новые горизонты изучении процессов магмо- и рудообразовании М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 169-170.

6. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсного состояния минерального вещества // Под ред. Н.П. Юшкина, А.М. Асхабова, В.И. Ракина. СПб.: Наука. 2005. 581 с.

Бор-свинцово-цинковые и оловянные руды субдукционного этапа формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса: пространственно-временные соотношения

Раткин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (ВСАВП) – основной элемент мезокайнозойской континентальной окраины Азии. Сеноман – раннепалеоценовый этап формирования пояса интерпретируется как проявление надсубдукционного магматизма [2]. Вблизи побережья Японского моря расположена главная вулканическая зона, где вулканиты практически полностью перекрывают складчатые раннемеловые комплексы, а западнее, в 20-25 км от побережья, вулканиты развиты спорадически в виде локальных вулкано-тектонических депресссий и формируют тыловую зону, где широко проявлены комагматичные вулканитам интрузивные комплексы. По данным петрологических работ [1, 2], слагающие указанные зоны вулканические породы формировались в аэральной и субаэральной обстановке, сходно эволюционировали

во времени, но петрохимически отчетливо различаются. Среди вулканитов главной вулканической зоны преобладают породы известково-щелочных серий. Тыловую зону пояса слагают преимущественно субщелочные породы.

Поперечная зональность пояса отчетливо проявлена в магнитной восприимчивости слагающих его магматических пород [5]. Гранитоиды главной зоны соответствуют магнетитовой (выше 1000 ед. SI) и магнетит – ильменитовой (300-1000 ед. SI) серии. Интрузивы тыловой зоны сложены преимущественно гранитоидами промежуточной (300-1000 ед. SI) и ильменитовой (< 300 ед. SI) серии. Аналогичную зональность демонстрируют вулканиты.

Месторождения олова, свинца, цинка и бора, пространственно ассоциированные с вулкано-плутоническими комплексами ВСАВП, объединяются в состав Таухинской и Лужкинской металлогенических зон.

Таухинская зона полиметаллических и борных месторождений охватывает центральную и восточную часть одноименного террейна в главной вулканической зоне ВСАВП, где доминируют вулкано-плутонические комплексы известково-щелочных серий. По данным геохимической съемки, выполненной А.И. Бураго, осадочные комплексы аккреционной призмы аномально обогащены по сравнению с кларками свинцом (1.7), бором (2.44), серебром (4.38) и висмутом (1.65). Промышленно значимые месторождения Таухинской зоны связаны с двумя этапами формирования толщи субдукционных вулканитов.

Турон-сантонские вулканические толщи, сформированные в палеокальдерах в условиях пресноводных локальных бассейнов, вмещают крупнообъемные зоны прожилково-вкрапленных касситерит-пирит-галенит-сфалеритовых руд в турмалинизированных туфах с горизонтами слоистых серноколчеданных руд и туффитов с рудокластами и обломками турмалинитов [4]. С этим же этапом (приморская серия) связывается формирование данбуритовых руд в палеогидротермальных полостях олистолита триасовых известняков (Дальнегорское боросиликатное месторождение). Как финал эндогенной активности в сохранившиеся полости гидротермального карста инъецируется расплав субщелочных базальтов, облекающих друзы данбурита. Эти же базальты в форме субмеридиональных даек рассекают толщу приморских вулканитов, но отсутствуют в разрезе маастрихт-палеоценовых (дальнегорских) вулканитов. В силу этого их возраст оценивается интервалом 70-75 млн. лет. В отличие от олово-полиметаллических руд боросиликатное месторождение приурочено к купольной палеовулканической структуре, где толща приморских вулканитов, сложенная исключительно игнимбритами, имеет минимальную мощность.

Со вторым – маастрихт-палеоценовым (дальнегорским) этапом вулканизма связано образование свинцово-цинковых месторождений, включая скарновые и жильные объекты. Все скарновые месторождения тесно ассоциированы с телами (олистолитами) триасовых известняков и локализуются в позитивных структурах в прибортовых частях вулканических кальдер. Рудные тела сформированы на контакте известняков с песчаниками матрикса и перекрывающими олистострому вулканитами. Часть рудных тел расположена в основании разреза вулканической толщи, где приурочена к глыбам известняков – отторженцев мезозойского складчатого фундамента, перемещенных при обрушении бортов палеокальдеры.

По данным Ar-Ar датирования ортоклаза, скарновые процессы проявились в палеоцене (около 60 млн. лет), в финальную стадию формирования толщи дальнегорских вулканитов.

На участках, где вулканические толщи маастрихт-палеоценового возраста формировались в водной среде в кальдерных озерах вулканов центрального типа, уровень локализации руд, одновозрастных свинцово-цинковым скарнам, продвинут в толщу вулканитов. Здесь присутствуют гнездово-вкрапленные руды, ассоциированные с маастрихт-палеоценовыми жерловыми аппаратами, и полиметаллические жильные тела в обрамлении жерловин.

Лужкинская металлогеническая зона оловорудных месторождений непосредственно примыкает к Таухинской с запада. В структуре вулкано-плутонического пояса она соответствует его тыло-

вой части. Основанием зоны служат породные комплексы раннемеловой аккреционной призмы и раннемелового турбидитового бассейна, сложенные преимущественно толщами аркозовых песчаников и алевролитов. По данным А.И. Бураго, турбидиты аномально обогащены относительно кларка оловом (3.45), висмутом (2.83), бором (2.33), серебром (2.13), вольфрамом (1.94), мышьяком (3.32) и барием (1.56).

В формировании металлогенической зоны проявились два значительных этапа рудообразования. Для раннего этапа, отчетливо фиксируемого на Арсеньевском месторождении, характерны сульфидные жильные тела с касситеритом в зонах турмалинизации. Возраст касситерит-сульфидного оруденения оценивается (Финашин, 1986) как кампан-маастрихтский. То есть формирование руд синхронизируется с периодом накопления толщи приморских вулканитов и соответствует возрасту скарновых боросиликатных и жильных олово-полиметаллических (сопровождаемых турмалинитами) руд Таухинской металлогенической зоны.

В Лужкинской зоне синхронно образованию маастрихт-палеоценовых полиметаллических руд Таухинской зоны формируются многочисленные жильные месторождения касситерит-силикатно-сульфидных руд. Значительная их часть, представленная жилами и зонами прожилково-вкрапленных руд, тесно пространственно и во времени ассоциирована с жерловыми и дайковыми образованиями кислого состава маастрихт-палеоценового возраста. По данным датирования рудоносных жерловых образований и «внутрирудных» даек [3, 6] возраст месторождений оценивается интервалом 60-65 млн. лет.

Лужкинская и Таухинская металлогенические зоны не только близки в возрастном и геохимическом плане, но весьма сходны и изотопно-геохимически. По значениям изотопных отношений свинцы оловорудных месторождений Лужкинской зоны и свинцово-цинковых месторождений Таухинской зоны аналогичны. Природа свинца тех и других месторождений может интерпретироваться как смесь свинцов из субдуцирующихся океанических базальтов и терригенных пород верхней коры.

Отчетливо проявлена серо-изотопная зональность пояса, отражающая его петрохимическую зональность. Изотопная облегченность серы оловорудных месторождений Лужкинской металлогенической зоны (-2.0 ± 1.0)‰ по сравнению с полиметаллическими объектами Таухинской зоны (+0.5 ± 0.5)‰ отражает генетическое родство оловорудных месторождений с более глубинными и более восстановленными магмами тыловой зоны ВСАВП.

По данным исследования изотопного состава кислорода и углерода минералов полиметаллических, борных и оловянных руд, все месторождения формировались при участии первично ювенильных растворов, но в приповерхностных условиях, обеспечивающих масштабное участие в процессе рудообразования воды метеорного происхождения.

Полиметаллические, борные и оловорудные месторождения субдукционного этапа формирования ВСАВП представляют единую пространственно-временную общность и связаны с унифицированным источником рудного вещества. Поперечная металлогеническая зональность пояса обусловлена сочетанием двух факторов. Во-первых, она связана со спецификой условий генерации и эволюции рудоносных магматических комплексов главной и тыловой зон вулканического пояса. И, во-вторых, - с геохимической специализацией пород фундамента, активно участвовавшего в формировании колонны магматических пород над зоной субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.

Гединамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1/2. 982 с.

Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // Докл. АН СССР, 1990. Т. 315. № 6. С. 1437-1442.

Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Сапин В.И. О возрасте олово-полиметаллических руд Дальнегорского района (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) // Докл. АН СССР, 1990. Т. 310. № 5. С. 1198-1200.

Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса//Докл. РАН, 1997. Т. 356. № 3. С. 367-370.

Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья: (Геология и генезис) Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 176 с.

Редкометалльные туфы кайнозойских угленосных впадин Приморья, сформированных в обстановке скольжения литосферных плит

Середин В.В.[1], Чекрыжов И.Ю.[2], Попов В.К.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, Старомонетный пер., 35
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

В настоящее время редкоземельные элементы (РЗЭ) относятся к особенно дефицитному минеральному сырью. В этой связи, изучение новых источников этих металлов, играющих ключевую роль в развитии высоких технологий, представляет собой важнейшую в научном и практическом отношениях задачу. Одним из новых типов РЗЭ-руд, пока неосвоенных промышленностью, могут считаться металлоносные туфогенные горизонты – производные эксплозивного кислого субщелочного и щелочного калиевого вулканизма, обогащенные РЗЭ, а также часто Zr, Hf, Nb, Ta [6]. Такие металлоносные горизонты известны во многих регионах мира в отложениях различного (от PZ до KZ) возраста. Они выполняют депрессионные структуры, сформированные при тектонической деструкции верхней части коры, сопровождающейся эксплозивным вулканизмом.

Согласно последним геотектоническим представлениям проявление кайнозойского магматизма на территории Приморья связано с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит окраинноконтинентального типа [5]. Его особенностью является высокая вулканическая активность, сопровождаемая (наряду с базальтовыми извержениями) мощными вспышками эксплозивного кислого вулканизма и формированием в депрессионных структурах (тектонических впадинах) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, как правило, ассоциирующих с угленосными отложениями. Широкое развитие в разрезах позднего кайнозоя Южного Приморья продуктов кислого эксплозивного вулканизма было впервые установлено Е.Ф. Малеевым [1]. Во многих из них фиксируются горизонты туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, витрокластических туфов с прослоями вулканических пеплов и песков, мощность которых варьирует от нескольких см до первых десятков метров. Современные исследования [2, 3] свидетельствуют о более широком распространении таких горизонтов, чем это ранее предполагалось, и формировании их во время как минимум шести вспышек эксплозивного вулканизма, которые датируются палеоценом – ранним эоценом, средним эоценом, поздним олигоценом, нижним, средним и поздним миоценом. Формирование мощных толщ пирокластических отложений продолжалось даже в плейстоцене-голоцене в областях проявления внутриплитного щелочного базальт-трахит-пантеллерит-комендитового вулканизма. Примером таких образований являются пеплово-пемзовые отложения и лавы щелочных трахитов и риолитов вулкана Пектусан содержащие 0.08-0.12% РЗЭ, 0.17-0.24% Zr и 0.015-0.03% Nb [4].

В Южном Приморье, как показывает таблица, редкими металлами аномально обогащены туфогенные отложения как палеоцен-эоценовых слабоугленосных вулкано-тектонических структур (Ванчинская и Фурмановская), так и позднеолигоценовых с промышленной угленосностью (Пушкинская впадина).

Соотношение редких металлов в разновозрастных породах заметно отличается. В эоценовых отложениях основной вклад в их суммарное содержание вносят РЗЭ, в то время как в позднеолигоценовых – Zr и Nb. РЗЭ-спектры разновозрастных туфов идентичны (рисунок) и харак-

Таблица. Содержание редких металлов (г/т) в металлоносных туфогенных горизонтах Приморья.

Впадина	Фурмановская		Ванчинская	Пушкинская	
Проба	22-8А	22-8Б	В-10/89	Р-518/1	968
REE+Y	1077.3	1696.2	928.1	625.0	712.5
Zr	160.9	187.4	166.5	1160.3	1543.7
Nb	38.5	27.9	29.5	144.9	233.7
Hf	5.4	6.3	5.0	30.2	40.2
Ta	3.8	2.7	1.6	21.3	34.3
Сумма	1286.0	1920.4	1130.7	1981.6	2564.4

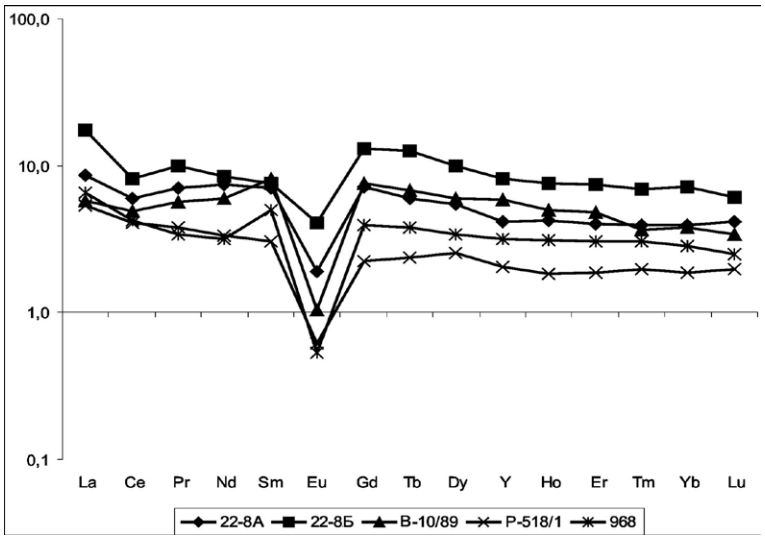


Рис. РЗЭ-спектры кайнозойских редкометалльных туфов Ю. Приморья. Нормировано на содержание РЗЭ в верхней части земной коры по (Taylor, Mc Lennan, 1985).

теризуются всеми теми особенностями, которые типичны для кислых магматических пород (относительное обогащение легкими лантаноидами, четко выраженный европиевый минимум). Минералами-носителями РЗЭ в этих породах являются тонкодисперсные фосфаты и фторкарбонаты, диагностированные с помощью электронной микроскопии.

Все опробованные металлоносные туфогенные горизонты сильно аргиллизированы, что затрудняет визуальную диагностику этих пород, часто описываемых как обычные терригенные глины. Аргиллизация туфогенных горизонтов вызывается различными причинами. Она может быть связанной: 1) с воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов; 2) с растворением галогенидов, обогащающих щелочные туфы (содержания суммы F и Cl в редкометальных пеплах вулкана Пектусан составляют 0.33–0.46% [4]); 3) с агрессивным воздействием органических кислот, насыщающих подземные воды угленосных структур. Во всех случаях аргиллизация металлоносных горизонтов приводит к деструкции не только их алюмосиликатного каркаса, но и ряда наименее устойчивых первично магматических минералов-носителей редких металлов.

Исследования металлоносных (РЗЭ – 0.12-0.13, Zr – 0.37-0.83, Nb – 0.03-0.06%) туфогенных горизонтов в угленосных отложениях провинции Юнань, Ю. Китай [7] показали, что в этих условиях могут образовываться глинистые породы с преимущественно ион-сорбционной формой нахождения РЗЭ. Если это так, то аргиллизированные туфогенные горизонты в угленосных структурах представляют собой новый тип РЗЭ-сырья, особенно перспективный для промышленного освоения, поскольку концентрации в нем РЗЭ вполне сравнимы с их содержаниями в ион-сорбционных рудах южнокитайских месторождений кор выветривания (РЗЭ – 0.05-0.15%) – практически единственном сейчас источнике иттрия и тяжелых лантаноидов.

Таким образом, с эксплозивным кислым вулканизмом зон скольжения литосферных плит могут быть связаны проявления редкометалльной минерализации промышленного типа. Полученные результаты свидетельствует о возможности открытия в кайнозойских угленосных отложениях Ю. Приморья туфогенных горизонтов, обогащенных РЗЭ и содержащих их не только в минеральной, но и в сорбированной форме. В условиях острого дефицита на эти металлы дальнейшее изучение этих рудоносных образований и, в частности, форм нахождения РЗЭ представляет исключительный интерес.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект №10–05–91160–ГФЕН), Программы Президиума РАН № 23 (проект 1.1.1) и проекта ДВО РАН № 09-III-А-08-407.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малеев Е.Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна // Вестник ДВ Филиала АН СССР, 1938. № 28(1). С. 37-47.

2. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.

3. Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чекрыжов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // «Вулканизм и геодинамика»: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. С. 273-276.

4. Попов В.К., Сандимирова В.К., Веливецкая Т.А. Вариации изотопов стронция, неодима и кислорода в породах щелочной базальт-трахит-пантеллерит-комендитовой серии вулкана Пектусан // Докл. РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 112-117.

5. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 32-37.

6. Seredin V.V., Finkelman R.B. Metalliferous coals: A review of the main genetic and geochemical types // Int. J. Coal Geology, 2008. V. 76. P. 253-289.

7. Shifeng Dai, Yiping Zhou, Mingquan Zhang 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.

Мезозойско-кайнозойские коллизионные и аккреционные геологические процессы на Восточной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса (структурные преобразования и особенности минерагении)

Сорокин А.П.[1], Рождествина В.И.[2], Кузьминых В.М.[1], Артеменко Т.В.[2], Сорокина А.Т.[2], Леусова Н.Ю.[2], Киселева А.А.[2]

[1]Амурский научный центр ДВО РАН
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1
[2]Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1

Восточная окраина Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представлена сочетанием микроконтинентов (композитных массивов, террейнов) и орогенных (складчатых) поясов. Микроконтиненты слагают центральную часть пояса, образуя протяженные системы северо-восточного (Аргуно-Мамынский, Дегдачинский) и меридионального (Цзямусы-Буреинский и Хинганский) простирания. Складчатые пояса занимают промежуточное положение между микроконтинентами (Северо-Хинганский и Луньцзян-Селемджинский) или обрамляют (Монголо-Охотский, Солонерский, Северо-Азиатский и Сино-Корейский) кратоны [1, 2].

Мезозойская и кайнозойская история развития этой территории была связана с событиями глобального масштаба. В течение средней и поздней юры, в результате левосторонних раздвиговых движений, обусловленных коллизией Северо-Азиатского кратона со складчатыми поясами и микроконтинентами ЦАСП, в пределах его вдоль разломов север-северо-восточного,

север-северо-западного и близмеридионального направлений произошло образование целого ряда рифтогенных прогибов, сформировавших систему Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса (ВАВРП). В составе пояса была локализована серия мезозойско-кайнозойских молодых платформ, среди которых наиболее крупные представлены Зейско-Буреинским бассейном и впадиной Сунляо. Формирование их проходило в три этапа: рифтогенный (J_3-K_1), платформенный (иммерсионный) (K_1(апт-альб)-K_2 (сеноман-коньяк) и неотектонический (инверсионный) (K_2(кампан-маастрихт)-Q) [5].

В результате этих процессов произошли значительные структурные и палеогеографические преобразования Восточной окраины ЦАСП:

– существенно изменился тектонический каркас этого региона: от близмеридионального (в рифтогенный этап) до северо-западного и близширотного (в платформенный и неотектонический этапы);

– со средней юры сформировался устойчивый прерывисто-нисходящий режим Зейско-Буреинского бассейна и Сунляо и пульсационно-восходящий – обрамляющих их Янкано-Тукурингро-Джагдинского, Цзямусы-Туранского, Малохинганского и других горноскладчатых сооружений;

– начиная с раннего мела, возникла мощная магистральная гидросеть, близкая к современной, создавшая высокую обводненность озерно-аллювиальной равнины; четко обозначились парагенезисы процессов аккумуляции, выравнивания и химического выветривания.

Преобразования, связанные с внешними коллизионными и аккреционными процессами и взаимодействием внутренних микроконтинетов и поясов, обусловили масштабность экзогенных процессов на бывшей окраине ЦАСП. Основная роль переходит от металлических к горючим, неметаллическим, золотороссыпным полезным ископаемым, подземным пресным и минеральным водам. Среди них важнейшие – горючие полезные ископаемые и прежде всего – нефть и газ во впадине Сунляо и бурые угли Зейско-Буреинского бассейна. При этом угли рассматриваются не только как энергетическое сырье и продукты глубокой переработки с получением мазута, синтесгаза, полукокса, бензина, гуматов, горного воска и кормовых дрожжей, но служат также индикаторными маркерами, отражающими условия осадконакопления и трансформации осадочного палеобассейна во времени.

Видовое разнообразие растений углеобразователей свидетельствует о существенной роли динамических процессов в формировании угольных месторождений Зейско-Буреинского бассейна. Среди месторождений палеоген-неогеновых углей установлены разновидности, сложенные преимущественно высшими хвойными растениями (Райчихинское, Ерковецкое), водорослями теплых, слабосоленых вод (Сергеевское), а также со сложным внутренним полициклическим строением и смешанным набором растений углеобразователей (Кивдинское). Эти данные свидетельствуют о существовании разнонаправленных вертикальных движений в пределах Зейско-Буреинского бассейна с периодическим затоплением и осушением угленосных площадей и областей торфонакопления. Существенно изменяющиеся условия осадконакопления обеспечивали обогащение углей широким спектром химических элементов, накопление которых связано как с концентрационной функцией растений-углеобразователей, так и с барьерной сорбционной спообностью торфяного и буроугольного органического вещества.

Существует и еще один аспект, связанный с золотоносностью бурых углей. Уже более 100 лет дискутируется вопрос о благороднометалльном оруденении в угленосных структурах и возможности утилизации золота и платиноидов в процессе сжигания угля. Авторами в течение последнего десятилетия получены новые данные по указанной проблеме на территории Зейско-Буреинского бассейна [4]. В частности, установлено, что в пределах последнего площади палеоген-неогеновых буроугольных месторождений, практически по периметру депрессии сопряжены с золотороссыпными поясами, включающими одновозрастные россыпи, а местами даже вмещающие отдельные

пласты и линзы угля. Именно на этих участках происходили наиболее масштабные процессы взаимодействия по схеме: высвобождение золота из коренных источников, транспортировка и накопление их в россыпях и торфяниках. Экспериментальные исследования по миграции и локализации этого металла в пограничных структурах региона, выполненные авторами, свидетельствует о том, что золото довольно быстро переходит в раствор в виде коллоидов и ионов и в дальнейшем образует с органическими веществами устойчивые комплексные соединения.

С помощью разработанного в АмурНЦ ДВО РАН способа определения золота, авторам удалось установить золотоносность целого ряда Забайкальских, Приамурских и Приморских буроугольных месторождений [4]. Веским доказательством наличия золота в углях служат результаты электронно-микроскопических и рентгеноспектральных исследований их, проведенных по разрезам Ерковецкого буроугольного месторождения. На микроуровне угли характеризуются широким минеральных разнообразием. В них в виде микро- и наночастиц обнаружены самородное высокопробное золота и твердые растворы Au-Ag, Au-Ag-Cu, Au-Cu(Ni,Zn). В углях также обнаружены самородные минералы: Pt, Pd, Ag, Pb, Cu, Zn, Bi, Fe, Cr, Ni, W, Al, Se; твердые растворы: Ag-Sn, Cu-Zn, Pb-Cu, Fe-Ti, Fe-Cr, Cr-Ti, Ti-Ca (Fe,K,Si); сульфиды: FeS_2, $FeCuS_2$, ZnS, PbS, BaS, Ag_2S; сульфо-селениды и селениды: Ag_2(S,Se), Pb(Se,S), PbSe; сульфаты: $BaSO_4$, $SrSO_4$, (Ba,Sr) SO_4; карбонаты: $CaCO_3$, $BaCO_3$; окислы: Fe_3O_4, $FeTiO_3$, TiO_2, $FeCr_2O_3$; силикаты: SiO_2, $ZrSiO_4$; алюмосиликатные минералы с широким вариационным рядом элементов (Fe, Ti, K, Ca, Na, Mg); хлориды: NaCl, KCl; фосфаты и оксиды редкоземельных элементов (Ce, La, Nd) [4-6].

Мезозойские и кайнозойские геологические процессы на Восточной окраине ЦАСП стали решающими в формировании нового структурного плана территории и размещении целого ряда полезных ископаемых (неметаллических, подземных, поверхностных и минеральных вод и др.), имеющих важное народно-хозяйственное значение для социально-экономического развития Дальнего Востока [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 24 (Президиума РАН (09-I-П14-01), РФФИ (09-05-00703-а) и инициативного проекта ДВО РАН (09-111-А-08-436).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:250 000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.

2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

3. Сорокин А.П., Межаков В.З., Римкевич В.С, Савченко И.Ф., Кичанов В.Д., Артеменко Т.В. / Направления формирования горно-промышленного комплекса Амурской области // Вестник ДВО РАН, 2006. № 6. С. 41-51.

4. Сорокин А.П., Кузьминых В.М., Рождествина В.И. /Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // ДАН, 2009. Т. 424. № 2. С. 239-243.

5. Ge RongFeng, Zhang Qinglong, Wang Liangshu, Xie Guo, Xu Shiyin, Chenjuan, Wang Xiyong. Tectonic evolution of Songliao basin and prominent tectonic regime transition in Eastern China // Geological review, 2010. V. 56. N. 2. P. 180-195.

6. Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерковецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 6. С. 26-38.

Золотоносные районы терригенно-сланцевых толщ южного обрамления Северо-Азиатского кратона (геодинамика формирования, особенности строения, металлогенический потенциал)

Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Южное обрамление Северо-Азиатского кратона обладает высоким уровнем золотоносности. Его рудно-россыпные районы характеризуются разными геолого-генетическими типами месторождений. В последние десятилетия все большее внимание привлекают площади, вмещающие черносланцевые толщи. В этой связи представляется интересным рассмотреть особенности строения двух таких районов, формировавшихся в разных геодинамических обстановках и обладающих разным металлогеническим потенциалом.

Бодайбинский район (Байкало-Патомское нагорье) в геодинамическом отношении принадлежит к перикратонной пассивной континентальной окраине с пониженной (35-37 км) мощностью земной коры и крупным (в 7-10 км) флюидонасыщенным мантийным выступом [4]. Район приурочен к сопряжению Байкало-Элькон-Улканской субширотной градиентной зоны поля силы тяжести I-ого порядка с Вилюйско-Бодайбинской субмеридиональной градиентной зоной II-ого порядка [7]. На его площади распространены метаморфизованные в различной степени углеродистые рифейско-вендские карбонатно-терригенные отложения, прорванные позднепалеозойскими гранитоидами мамского и конкудеро-мамаканского комплексов краевой части Ангаро-Витимского «ареал-плутона», а также дайками кислого и «пестрого» составов агланянского и кадали-бутуинского комплексов [3].

В истории концентрирования Au выделяют синседиментационный, синскладчатый, синметаморфический рудоподготовительные периоды и рудогенерирующий (сингранитный) этап, охватывающие время от палеопротерозоя (900-700 млн. лет) до позднего карбона (320-290 млн. лет) [2, 3]. Рудный этап связан с позднепалеозойской тектоно-магматической активностью, обусловившей внедрение конкудеро-мамаканских гранитоидов, в надинтрузивных ореолах которых размещены золотоносные минерализованные зоны [2].

Э.Н. Лишневский и В.В. Дистлер [4] отводят решающую роль в формировании благороднометального оруденения района Угаханскому гранитному криптобатолиту, кровля которого находится на глубине 3-3.2 км от современной поверхности. При этом мелкие массивы порфировидных адамеллитов, обнажающиеся на периферии некоторых рудных полей, рассматриваются в качестве производных упомянутого криптобатолита. Последний, в свою очередь, является сателлитом Ангаро-Витимского «ареал-плутона», образование которого соотносят с деятельностью мантийного плюма [3], обусловившего в позднем палеозое масштабные анатектические и рудогенерирующие процессы, в том числе перераспределение и концентрирование Au.

В районе выявлено более 10 золоторудных месторождений и большое число недостаточно оцененных ореолов рассеяния As, Bi, Au [2]. Они сосредоточены в 4-ех золоторудных узлах: Кропоткинском, Мараканском, Тунгусском и Хомолхинском. Жильное, гнездово-прожилковое и вкрапленное оруденение узлов относят к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-черносланцевой формациям [1, 2]. Благороднометальная минерализация самого крупного месторождения – Сухой Лог является золото-платиновой [4, 5]. На месторождении установлено более 75 рудных минералов. На их долю приходится 3-5% рудной массы. Преобладает пирит. Постоянно встречаются галенит, сфалерит, минералы системы Fe-Ni-S; более редки молибденит, вольфрамит, шеелит, арсенопирит, тетраэдрит, кубанит; теллуриды и селениды представлены единичными находками. Оруденение приурочено к зонам смятия, фиксируемым в геофизических и геохимических полях в виде аномальных зон протяженностью в несколько

километров и мощностью в десятки, иногда сотни метров [2]. Минерализация сопровождается серицитизацией, мусковитизацией, карбонатизацией, окварцеванием и сульфидизацией пород.

Селемджинский золотоносный район (Приамурье) также приурочен к участку сопряжения градиентных зон поля силы тяжести I и II порядков: Монголо-Охотской субширотной и Западно-Туранской субмеридиональной [7]. Он расположен в пределах Тукурингра-Джагдинского (ТД) террейна, представляющего в геодинамическом отношении один из фрагментов палеозойской аккреционной призмы Монголо-Охотья. Район находится между субширотными глубинными разломами – Южно-Тукурингрским (Ланским) и Пауканским, отделяющими его соответственно от Тугурского и Буреинского террейнов. В восточном направлении золотоносность района ограничена системой субмеридиональных разломов, которая отчленяет палеозоиды ТД террейна от мезозоид Ульбанского, вероятно трассируя фланг Западно-Туранской градиентной зоны.

Площадь района сложена мощной толщей терригенных осадков карбона, содержащей пачки вулканогенных и кремнистых пород, блоки известняков. Характерно присутствие горизонтов с повышенным содержанием углеродистого вещества: в слабо метаморфизованных осадках – черносланцевых флишоидов, в метаосадках – графитизированных зеленых сланцев. Толща, ориентировочной мощностью 7-14 км, подразделена на несколько свит. Присутствие в ее составе разнотипных по происхождению пачек свидетельствует о тектоническом пакетировании (торошении) надвиговых пластин при формировании аккреционной призмы. Перекрывают призму триасовые, юрские, меловые молассоидные осадки и вулканиты, выполняющие узкие линейные грабенообразные структуры, «сшивают» – разнообразные по составу интрузивы позднего палеозоя и мезозоя.

Осадочные накопления района интенсивно дислоцированы с образованием линейных чешуйчато-надвиговых и куполовидных структур. Складчатость линейного типа осложнена развитием сжатых и опрокинутых складок. В сводах куполов левобережья р. Селемджи обнажаются наиболее метаморфизованные (вплоть до эпидот-амфиболитовой фации) породы, в межкупольных погружениях и линейных складках преобразования осадков достигают уровня зеленосланцевой фации. На большей же части правобережья осадки остаются на уровне самой низкой, филлитовой, ступени метаморфизма.

В истории формирования Селемджинского района также выделяются рудоподготовительные – синседиментационный, синскладчатый, синметаморфический периоды, обеспечившие накопление благородных металлов в промежуточных коллекторах. Рудогенерирующим был этап позднемезозойской тектоно-магматической активности (ТМА), обусловленной коллизионно-сдвиговым взаимодействием литосферных плит – Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента. С ТМА связано образование специализированного на Au, Ag, Cu, Bi, W, Mo, Sn вулкано-плутонического Умлекано-Огоджинского пояса, восточное звено которого сложено магматитами. Формирование в районе мелового вулкано-плутонического комплекса (ВПК) происходило в условиях синсдвигового растяжения в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины. Комплекс объединяет андезитоиды вулканических покровов, гранитоиды разноглубинных массивов, диоритоиды малых интрузий [6].

Оруденение района, относящееся к золото-кварцевому малосульфидному и чернослацевому типам, парагенетически связано с меловым ВПК. Месторождения располагаются как в слабо метаморфизованных породах токурской и экимчанской (Токур, Иннокентьевское, Тарнах и др.), так и в метаосадках сагурской, талыминской и афанасьевской свит (Харга, Албын, Сагур, Маломыр и др.). Известны проявления в позднепалеозойских гранитоидах (Ингагли и др.). Выделяются жилы, прожилково-вкрапленные ореолы, метасоматические зоны окварцевания и сульфидизации. Основной жильный минерал - кварц. Подчиненное значение имеют серицит, адуляр, анкерит, кальцит. На ряде месторождений в заметных количествах присутствует шеелит (Унгличикан, Харга, Токур). Из сульфидов наиболее распространены арсенопирит и пирит. Отме-

чаются также халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блеклая руда, антимонит.

Сравнительный анализ позиции, условий формирования, строения Бодайбинского и Селемджинского золотоносных районов указывает на определенное их сходство. Оно проявляется в: – приуроченности их к сопряжению разноориентированных градиентных зон поля силы тяжести I и II порядка; – складчато-надвиговой структуре рудовмещающих отложений; – присутствии углеродистых терригенных накоплений; – метаморфизме осадков разной интенсивности (от эпидот-амфиболитовой до филлитовой фации) с преобладающим развитием фации зеленых сланцев; – разновозрастном магматизме пестрого состава; – сценариях образования рудно-россыпных концентраций (наличие рудоподготовительных периодов, обусловивших накопление благородных металлов в промежуточных коллекторах; смена рудоподготовительных периодов рудогенерирующими этапами, завершавшими перераспределение благороднометальной минерализации с концентрированием Au; проявление россыпеобразующих этапов, обусловивших накопление золота в рыхлых отложениях).

При наличии общих черт в формировании и строении, районы значительно разнятся по металлогеническому потенциалу. В этой связи важно отметить индивидуальные особенности геологического развития районов, отличающие их друг от друга. К таковым относятся: – геодинамические обстановки накопления осадочных толщ (в рифтогенном прогибе в Бодайбинском, субдукционном желобе в Селемджинском); – периоды седиментации и их продолжительность (протерозой – палеозой в прогибе и палеозой в желобе); – литологический состав осадков (карбонатно-терригенные в прогибе и вулканогенно-терригенные в аккреционной призме); – время рудогенерации (поздний палеозой в Бодайбинском и поздний мезозой в Селемджинском); – геодинамические условия рудогенерации (в обстановке пассивной окраины в Бодайбинском и трансформной окраины в Селемджинском); – петрохимический состав рудогенерирующих магматических комплексов (преимущественно гранитоидный в Бодайбинском и существенно андезитоидный в Селемджинском).

К особо важным отличительным чертам, кардинально повлиявшим на формирование металлогенического потенциала сопоставляемых районов, по нашему мнению, следует отнести геодинамические обстановки седиментации и рудогенеза. Фактор геодинамики необходимо учитывать при прогнозной оценке золотоносных территорий всего обрамления Северо-Азиатского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

2. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы, 2008. № 3. С. 43-61.

3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады АН, 2006. Т. 407. № 6. С. 793-797.

4. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 1. С. 88-104.

5. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минеральной сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 150-154.

6. Фатьянов И.И. Распределение золота в магматических породах и генетические черты золотого оруденения Селемджинского района (Приамурье) / Автореф. дис…. канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 26 с.

7. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.

Роль и влияние мантийных и коровых источников, режима флюидов на состав и металлогеническую специализацию (Au, W, Bi, Mo и др.) длительно формирующихся окраинно-континентальных гранитоидных плутонов Среднего и Южного Урала

Холоднов В.В., Шагалов Е.С.

Институт геологии и геохимии . академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

На геологической карте Среднего и Южного Урала, наряду с крупными позднепалеозойскими коллизионными гранитными батолитами (Джабыкским, Мурзинским и др.), крупными размерами выделяются, предшествующие им во времени, позднеорогенные (габбро)-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) плутоны окраинно-континентального типа. Характерной особенностью последних является не только более сложный состав составляющих их серий и комплексов, но и чрезвычайно длительный период формирования, достигающий в некоторых случаях 60-100 и более миллионов лет (Верхисетский, Пластовский, Челябинский и др. массивы). В металлогеническом плане важна специализация отдельных массивов этого типа на золото-сульфидно-кварцевое оруденение (Березовское, Кочкарское и другие месторождения).

В последние годы на примере Верхисетского, Сыростанского, Каменского и некоторых других массивов разработана модель формирования золотоносных плутонов ГТГГ-типа [4]. Согласно этой модели, подобные плутоны представляют собой надсубдукционные образования активной континентальной окраины Урала [3]. Все они по генезису – мантийно-коровые. Толчком к их формированию послужил водный базитовый мантийный магматизм. Продукты последнего (роговообманковое и биотит-роговообманковое габбро) наращивали снизу кору по механизму андерплейтинга [7], а затем в условиях нижней коры (при 6-10 кбар) подвергались частичному плавлению (водному анатексису) с образованием ранних анатектических тоналит-гранодиоритовых серий. Последующий коровый анатексис тоналитов и гранодиоритов приводил к образованию поздних адамеллит-гранитных разностей, с которыми непосредственно и связано гидротермальное золотое и золото-шеелитовое оруденение.

Всем таким плутонам свойственна большая вертикальная протяженность. Расстояние от корневых зон частичного плавления роговообманковых базитов (P_{H_2O} = 0.7-0.8 $P_{общ}$ = 6-10 кбар) до верхних, сохранившихся от эрозии частей массивов ($P_{H_2O} = P_{общ}$ = 2-4 кбар), составляет 20 км и более. В пределах этой магматической колонны базиты концентрируются преиму-щественно в ее нижней, а граниты в верхней части. Тоналиты и гранодиориты слагают наиболее крупную промежуточную зону. Многоступенчатый длительный анатексис является здесь главным петрогенетическим процессом, ответственным, как за состав длительно формирующихся ГТГГ плутонов, так и за их специализацию и продуктивность на золото-сульфидно-кварцевое (с шеелитом) оруденение. В ходе эволюции такого длительного (до 60-100 млн. лет) многоступенчатого корового анатексиса в условиях высокой водонасыщенности происходит многократное перераспределение золота из субстрата и пород в слабо хлороносный флюид, обогащенный серой и углекислотой. Роль фтора усиливается от ранних анатектических выплавок к поздним при обратной тенденции для хлора.

Наиболее важная черта таких породообразующих флюидов – низкая хлороносность [5]. На это указывает низкое содержание Cl в апатите, амфиболе и биотите не превышающее 0.1-0.2%, даже в породах габбро-диоритового состава. Потоки таких флюидов – один из главных факторов, определяющих многоступенчатый анатексис, вначале самих исходных мантийных габброидов, первоначальных носителей тепла и флюидов, а затем и более поздних продуктов анатексиса, включая в некоторых случаях и окружающий субстрат – древние блоки и новообразованную кору. Первоначальный источник таких флюидов – процессы дегидратации в зоне субдукции.

Представляемый доклад направлен на постановку и решение ряда вопросов, которые возникают по мере совершенствования указавнной модели, и в связи с накоплением новых данных по составу, возрасту и условиям формирования золотоносных плутонов окраинно-континентального типа. К числу таких вопросов относится, например, интерпретация данных по возрастному датированию массивов, полученных различными изотопными методами, в т.ч. и U-Pb датированием цирконов.

По данным U-Pb изотопного датирования цирконов плутоны ГТГГ типа образуют три возрастные группы: 410-380, 365-355 и 330-290 млн. лет [4 и др.]. Эти группы массивов в геологической структуре Уральского эпиокеанического орогена образуют обособленные ареалы, которые иногда группируются в крупные субмеридиональные пояса. Сочетание ареального и поясового распределения характерная особенность для гранитоидов рассматриваемого типа. Объединение массивов в ареалы и пояса происходит в разновозрастных окраинно-континентальных структурах. Для одних из них возраст начального заложения – ранний девон (410 млн. лет), для других – поздний (365 млн. лет), для третьих ранний-поздний карбон 330-300 млн. лет.

Ранне-среднедевонские ареалы (Пластовский и др. массивы) развиты только на востоке Ю. Урала, где они находятся в западной краевой части Восточно-Уральского вулканогенного прогиба вблизи его границы с одноименным поднятием (микроконтинентом). Здесь наблюдаются наиболее древние популяции циркона с реликтовыми возрастами 530-520 млн. лет, а главная магматическая генерация циркона датируется возрастом 410 млн. лет. Ранее эти массивы были выделены в пластовский комплекс [1].

Позднедевонские ареалы распространены более широко. На Южном Урале это ряд крупных плутонов в краевых частях Восточно-Уральского поднятия (Челябинский, Суундукский и др. массивы), т.е. здесь этот ареал развит к западу от раннедевонского ареала. На Среднем Урале – это самый крупный на Урале полихронный Верхисетский плутон, с окаймляющими его с востока мелкими золотоносными интрузиями (Шарташской, Середовинской, Пановская Ляга и др.), с крупным дайковым полем Березовского золотого месторождения, расположенного в надинтрузивной зоне Шарташского массива. Здесь же с запада на восток формируется эволюционный ряд интрузий, это Верхисетский – Шарташский – Каменский массивы, отражающих восточное падение зоны палеосубдукции.

Наиболее поздние каменноугольные ареалы развиты в самой западной части Уральского орогена, примыкающей на Ю. Урале к границе с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). Развиты они и в самой зоне Главного Уральского Разлома (ГУР), разделяющего ВЕП и Уральский ороген. Массивы этого этапа формируют и субмеридиональный пояс мелких интрузий, формирующийся в ближайшей к ГУРу краевой части ВЕП. На севере Магнитогорской островодужной зоны, примыкающей к ВЕП – это ахуново-карагайско-петропавловский ареал, в зоне ГУР – крупный сыростанско-тургоякский ареал и Суховязовский массив, в краю платформы находятся Киалимский, Нижне-Уфалейский и другие мелкие массивы, детально изучаемые Г.Ю. Шардаковой и Е.С. Шагаловым [6 и др.].

По-видимому, эти три возрастные группы окраинно-континентальных плутонов связаны с различными последовательно формирующимися субдукционными системами, отражающими общее разрастание активной континентальной окраины (АКО) Урала с востока (по-видимому, от Казахстанского палеоконтинента) на запад к ВЕП. На завершающем этапе эта разросшаяся АКО включала в свою структуру и девонскую Магнитогорскую палеодугу, на фундаменте которой формировались самые поздние каменноугольные ареалы (ахуново-карагайский, сыростанско-тургоякский и др.) окраинно-континентального магматизма, а гетерогенные комплексы в зоне ГУР, на Ю. Урале, по-видимому, трассируют след такой наиболее поздней (каменноугольной) окраинно-континентальной субдукционной системы, запечатанной здесь массивами сыростанско-тургоякской группы.

Установленная этапность окраинно-континентального гранитоидного магматизма определяет и этапность в формировании крупного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. На Ю. Урале формирование крупного Кочкарского месторождения датируется возрастом 360-350 млн. лет [4], а на Среднем Урале начальный этап формирования крупного Березовского месторождения может датироваться возрастом рудоносного Шарташского массива – 305 млн. лет (по циркону [4]). С учетом общей длительности окраинно-континентального гранитоидного магматизма для формирования наиболее крупных месторождений золота требуется период в эволюции рудоносных плутонов в течение 60 млн. лет, тогда как более мелкие месторождения золота начинают формироваться на этапе эволюции плутонов в 40-50 млн. лет (Пановская Ляга, Невьянская Середовина и др.).

Ряд важных вопросов возникает и в связи с анализом факторов и причин, которыми определяется такой концентрированный в пространстве (в виде довольно компактных ареалов) и в то же время очень длительный (до 100 млн. лет) гранитоидный магматизм. Ответ на некоторые из таких вопросов может быть получен при дальнейшем изучении структурно-тектонических условий, определяющих состав и размещение окраинно-континентальных плутонов, а также при анализе изотопно-геохимических данных (Sr, Nd) – по [2 и др.], позволяющих определить природу магматических источников, состав и природу субстрата в зонах магмогенерации, при изучении состава, природы и роли флюидов в процессах многоступенчатого надсубдукционного анатексиса. Эти положения в докладе будут рассмотрены более детально на примере характеристики состава и условий формирования отдельных плутонов, расположенных в разновозрастных окраинно-континентальных структурах Среднего и Южного Урала.

Важнейшая особенность Верхисетского плутона, например, в том, что он наименее гетерогенен по составу. В то же время – это один из наиболее длительно формирующихся плутонов на Урале (от 367 до 280 млн. лет). Этот массив формируется на мантийном субстрате, о чем свидетельствует величина первичных отношений изотопов Sr и Nd (I_{Sr} = 0.70406-0.70437, εNd до +4…+5 и более [2 и др.]), роль корового материала здесь минимальна. В геохимическом плане все его магматические серии образуют единый последовательный гомодромный эволюционный ряд, хотя и резко дискретный по их возрасту. Здесь наблюдается также четкая унаследовательность в составе РЗЭ, Sr и других индикаторных элементов, с тенденцией накопления калия в поздних сериях и фазах. Мантийная природа субстрата определила специализацию этого плутона и его сателлитов (Шарташский, Середовинский массивы и др.) на крупное золотое оруденение кварц-жильного типа (Березовское мест.). К золотоносным плутонам, формирующимся на мантийном субстрате, принадлежит, по-видимому, и раннедевонский Пластовский массив. Связь этих массивов с шовными структурами, разграничивающими гетерогенные блоки, благоприятными для длительной циркуляции рудообразующих флюидов, является другим определяющим фактором формирования крупных золоторудных объектов.

Челябинский плутон, датируемый возрастами формирования его отдельных серий от 367 до 180 млн. лет (по данным Т.А. Осиповой и Г.А. Каллистова), был сформирован уже на гетерогенном субстрате, по-видимому, с участием пород древней континентальной коры, что определило специализацию поздних богатых калием серий гранитоидов – на фтор и молибден (Кременкульское мест.), при незначительном развитии здесь, в целом, золоторудной минерализации. И только на раннем этапе развития массива, который связан с обстановкой АКО, наблюдаются мелкие золотые рудопроявления.

Ареальный характер расположения наиболее молодых (каменноугольных) магматических центров окраинно-континентального типа на севере Магнитогорской островодужной мегазоны, связан с тем, что на глубине здесь длительное время функционировала субмеридиональная магмопроводящая зона, которая контролировала, в условиях блокового строения данной территории, дискретно-очаговое размещение магматических центров разного состава сначала

в девоне, а затем и в карбоне. В раннем карбоне эта магмопроводящая структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, а затем и в грабен Магнитогорского рифта. Поэтому все массивы окраинно-континентального типа, как на севере Магнитогорской мегазоны (ахуново-карагайско-петропавловский ареал), так и в зоне ГУРа (сыростанско-тургоякский комплекс) и в краевой части ВЕП (Киалимский, Нижнеуфалейский массивы и др.), имеют как надсубдукционные, так и некоторые внутриплитные геохимические метки. По данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем все эти массивы укладываются в общую мантийную последовательность с крайне низким количеством корового материала. Это наблюдается даже в том случае, когда такие массивы как Киалимский или Нижнеуфалейский формируются среди древних рифейских метаморфических толщ краевой зоны ВЕП. Возможно, это стало результатом многоэтапной деятельности здесь мантийных диапиров, связанных с процессами рифтогенеза – сначала на границе раннего и среднего рифея, затем в позднерифейско-вендский этап и при раскрытии уральского океана в кембрийско-ордовикский период, а затем и в раннем карбоне при формировании Магнитогорской надсубдукционнной рифтовой структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН №2, №8 и №10 (проект 09-Т-5-1019) и гранта РФФИ 08-05-00018-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

2. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология, 2002. Т. 10. № 4. С. 389-410.

3. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Монтеро П., Шагалов Е.С. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

4. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: Возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // ГРМ, 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.

5. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2002. 394 с.

6. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Ю. Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 1-21.

7. Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen // Tectonophysics, 1997. V. 276. N. 1-4. P. 103-116.

Благороднометальный рудогенез в подвижных поясах Юго-Востока России

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Юго-Востоком России (ЮВР) авторы называют часть территории РФ, ограниченную на севере Сибирской платформой, на западе – Байкальской рифтовой системой, на востоке – побережьем Охотского и Японского морей. В геодинамическом отношении ЮВР представляет коллаж супертеррейнов различного возраста, в котором объединены: Алдано-Становой щит (докембрий), восточная часть Центрально-Азиатского мегапояса (палеозой), Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский (поздний мезозой) орогенные пояса. Гетерогенность каждого из перечисленных супертеррейнов продемонстрирована сотрудниками СО и ДВО РАН в известных монографиях (под редакцией М.И. Кузьмина, Л.М. Парфенова, А.И. Ханчука) [1, 3] и подтверждена комплексными геолого-геофизическими исследованиями специалистов МПР РФ [4]. Последние выделили в регионе несколько крупных линейных тектонических систем разного масштаба, самые значительные из которых фиксируются градиентными зонами поля силы тяжести. С некоторыми из подобных зон ассоциируют вулкано-плутонические пояса. Важно отметить, что на площади ЮВР, характеризующейся в целом повышенной золотоносностью, значительная часть рудно-россыпных районов пространственно сопряжена с упомянутыми градиентными зонами, а наиболее крупные золоторудные районы, во многом определяющие металлогенический облик региона, размещены у сопряжений зон разной ориентации (рис.). Здесь в пределах кратонов, орогенных поясов и магматических дуг выявлены десятки золоторудных и золотосодержащих месторождений.

Благороднометальное оруденение региона (промышленных масштабов) формировалось преимущественно в позднем палеозое и мезозое в разнотипных рудогенетических системах, возникших под влиянием магматических и термофлюидных производных Северо-Азиатского суперплюма [7]. В отмеченный период здесь функционировали магматогенные, магматогенно-гидротермальные, метаморфогенно-гидротермальные, гидротермально-осадочно-метаморфогенные и гидрогенные рудогенетические системы. Разнотипные проявления Au, рассматриваются или в качестве разновременных производных нескольких рудогенерирующих систем, или в качестве фациальных разностей единой длительно эволюционировавшей рудно-магматической мегасистемы. Реальность существования нескольких вариантов возможного развития рудообразующих процессов иллюстрируются примерами таких известных рудных районов как Бодайбинский, Балейский, Алданский и Гонжинский. В первом из них продолжительность многоэтапного формирования группы однотипных месторождений оценивается примерно в 500 млн. лет: от среднего рифея до позднего палеозоя [2]. Важнейшим из этапов считается позднепалеозойский (315 млн. лет), когда проявились магмо- и рудогенерирующие процессы, связанные со становлением Ангаро-Витимского батолита и его производных (конкудеро-мамаканский и др. комплексы). Считается, что основной причиной образования рудоносных гидротерм в приграничной зоне батолита было термальное и вещественное (в виде флюидов) влияние мантийного плюма, воздействовавшего на мощную литосферу. В Алданском, Балейском, Гонжинском районах изотопно-геохимические и термобарометрические исследования пород и руд свидетельствуют о формировании флюидно-магматических систем в позднем мезозое (175-100 млн. лет), что соответствует одновозрастному максимуму интенсивности магматической активности, связанной с деятельностью суперплюма [7].

В наиболее изученных районах фиксируется явная пространственная кластеризация проявлений Au и частая приуроченность рудных полей к периферическим частям интрузивных массивов [5]. Последние, по геофизическим данным, ярусно размещены выше поверхности Мохо. Таким образом, сочетанием геодинамических, тектонических, магматических и термофлю-

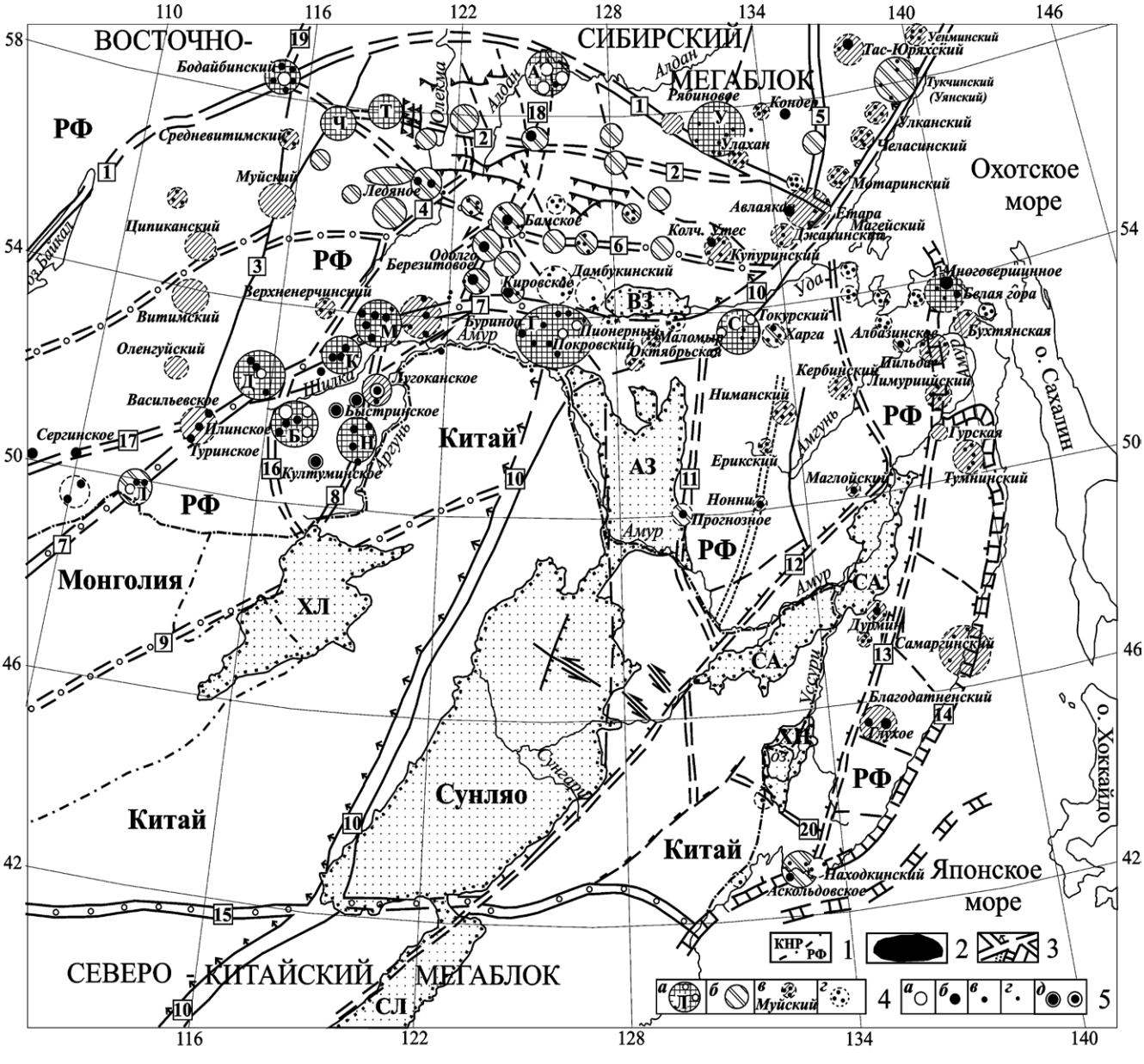


Рис. Схема размещения золотоносных районов и узлов на Юго-Востоке России. Составлена авторами с использованием материалов [4-6].

1 – государственные границы; 2 – позднемезозойско-кайнозойские эпирифтогенные бассейны, депрессии, впадины; 3 – гравитационные ступени и зоны нарушения поля силы тяжести разного масштаба. Цифрами в квадратах обозначены гравитационные ступени (1-11, 14-18) и крупные сдвиговые (12, 13) зоны: 1 – Байкало-Элькон-Улканская, 2 – Южно-Алданская, 3 – Патомско-Жуинская, 4 – Олекминская, 5 – Нелькано-Бурхалинская, 6 – Каларо-Становая, 7 – Монголо-Охотская, 8 – Северо-Аргунская, 9 – Синлунгоу, 10 – Хингано-Охотская (главная), 11 – Западно-Туранская, 12 – Танлу-Дунми-Нижнеамурская, 13 – Центрально-Сихотэ-Алинская, 14 – Прибрежная пограничная, 15 – Северо-Китайская, 16 – Борзя-Балейская, 17 – Чикойская, 18 – Селигдар-Верхнетимптонская, 19 – Вилюйско-Бодайбинская, 20 – Южно-Ханкайская, 21 – Сейсмогенная; 4 – золотоносные площади: а – известные золоторудные районы, в т.ч. крупные; б-в – прочие рудно-россыпные районы: б – с одним или несколькими средними или мелкими коренными месторождениями, в – с мелкими и недостаточно изученными месторождениями и рудопроявлениями; г – районы преимущественно россыпной золотоносности с редкими рудопроявлениями. Буквами в кружках обозначены золоторудные районы: А – Алданский, Б – Балейский, Г – Гонжинский, Д – Дарасунский, К – Карийский, Л – Любавинский, М – Могочинский, Н - Нер-Заводской, С – Селемджинский, Т – Токкинский, У – Учурский, Ч – Чарский; 5 – золоторудные узлы (а), известные средние (б) и мелкие (в) месторождения, рудопроявления (г), а также крупные комплексные золотосодержащие (медно-молибден-порфировые, скарновые) месторождения (д).

идных факторов предопределены условия благороднометального рудогенеза. Существование общих признаков в позиции крупных рудных районов, узлов и полей открывает пути выявления дополнительных закономерностей в размещении золотого оруденения региона и целенаправленного поиска новых месторождений Au.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН и ДВО РАН (проект 09-I-П14-06).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 4-572. Кн. 2. Стр. 573-981.

2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады академии наук, 2006. Т. 407. № 6. С. 793-797.

3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Под ред. Парфенова Л.М., Кузьмина М.И. (отв. ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

4. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий // Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.

5. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 53-65.

6. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.

7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.

Металлогеническая зональность в докембрийской зоне субдукции андийского типа Украинского щита (Приазовский мегаблок)

Шеремет Е.М.

УкрНИМИ НАН Украины, EvgSheremet@yandex.ru

Палеогеодинамическая позиция исследуемого региона определяется его положением по отношению к коллизионному шву – Орехово-Павлоградской шовной зоне (ОПШЗ). ОПШЗ (сутура) разделяет Среднеприднепровский мегаблок, являющийся типичной архейской гранит-зеленокаменной областью, почти не затронутой протерозойской гранитизацией, и Приазовский мегаблок, представляющий собой архейскую гранит-зеленокаменную область, сильно переработанную в протерозое, со значительным площадным ареалом развития гранитоидов восточно-приазовского субщелочного протерозойского комплекса[1].

Восточная часть украинского щита (УЩ) имеет следующие структурно-тектонические элементы: ОПШЗ и примыкающие к ней с востока интенсивно нарушенные в процессе коллизии участки смежного Приазовского мегаблока – Западное Приазовье; области растяжения Приазовского мегаблока и соответственно зоны повышенной проницаемости его коры – Центральное Приазовье; тыловая часть восточной части УЩ – Восточное Приазовье, интенсивно переработанная в протерозое, с ареалом развития субщелочного и щелочного магматизма.

Металлогеническая и магматическая зональность в Восточнай части УЩ определяется степенью поддвига океанической плиты под Приазовский мегаблок [1]. В ОПШЗ, прилегающей к ней части Среднеприднепровского мегаблока и в Западном Приазовье (начало подвига) – I группа металлоогенической зональности по [2] – наиболее распространены многочисленные месторождения осадочного генезиса (железистые кварциты). Западное и часть Центального Приазовья – II и III группа металлоогенической зональности по [2] – характеризуются интенсивным проявлением известково-щелочного магматизма и содержат в себе высокоперспективные рудопроявления золота, по-видимому, архейского возраста в зеленокаменных поясах (Гайчурское, Гуляйполь-

ское, Сурожское и др.), с сопровождающей их сульфидизацией; месторождения графита (седиментогенного, эпигенетического генезиса) и лития в пегматитах (Балка Крутая, Шевченковское), месторождения богатых железных руд саксаганского типа (Северо- и Южнобелозерское, Переверзевское) и апатита карбонатитового типа (Новополтавское), сформировавшиеся в обстановке столкновения. В Центральном и Восточном Приазовье – IV группе металлоогенической зональности по [2], развиты гранитоиды субщелочного и щелочного ряда, к ним приурочены цирконий-редкоземельные месторождения, а также месторождения железа (Мариупольская группа) и проявления золота. В Центрально-Приазовской и Малоянисольской разломных зонах добавляются несколько месторождений графита на крыльях Мангушского синклинория.

В целом, металлогеническая зональность определяется глубинностью зоны подвига – зоны Заварицкого-Беньоффа (в нашем случае это сутура ОПШЗ), приводящей к возмущению мантии на разных глубинах. Активизированная мантия инициировала подъем мантийных флюидов, несущих тепло и рудные компоненты; внедрение базальтовых магм, палингенез и анатексис верхних частей земной коры. По мере погружения зоны Заварицкого-Беньоффа состав магм менялся в сторону увеличения их щелочности а характер рудной нагрузки – от полиметаллических проявлений к редкометалльно-редкоземельным, связанным с субщелочным и щелочным гранитоидным магматизмом.

Субдуцированные участки океанической коры распространены в пределах рассматриваемого региона в виде месторождений железистых кварцитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шеремет Е.М. и др. // Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Київ: «Наукова Думка», 2005. 190 с.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. Москва: Недра, 1976. 231 с.

Comparison of hydrothermal processes in the formation of Vostok-2 skarn scheelite deposit, Primorsky Krai, Russia and Belkapahar skarn wollastonite deposit, Rajasthan, India: Fluid inclusion evidence

Pandian M.S.[1], Gonevchuk V.G.[2], Gvozdev V.I.[2], Orekhov A.A.[2], Semenyak B.I.[2], Jyothykrishna R.S.[1]

[1]Department of Earth Sciences, Pondicherry University, Puducherry-605014, India
[2]Far East Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok-690022, Russia

The Sikhote Alin accretionary fold system in the Far East Russia evolved from Cretaceous to Paleogene through repeated alternation of suprasubduction (Andean) and transform (Californian) continental margin settings, which produced diverse magmatic rocks associated with several tin and tungsten deposits (Khanchuk, 2000). The large skarn scheelite deposit at Vostok-2 is associated with a ~ 110 Ma old granodiorite (Central Stock) emplaced within Upper Permian terrigenous sediments and limestone of Samarska terrane. In the first stage, the sandstone, cherty slate, siltstone were transformed to hornfels and limestone recrystallized into marble. Skarn zones comprised of clinopyroxene, grossular and wollastonite were formed at contacts between marble and aluminosilicate rocks (granite and hornfels). Orebodies with economic tungsten mineralization were formed in the third stage as metasomatic layers, lenses, and pockets hosted in skarn, as well as in greisens and quartz veins superimposed thereon (Gvozdev, 2010). Scheelite is the major ore mineral, while pyrrhotite and chalcopyrite dominate among sulphides.

The Aravalli craton constitutes an important segment of the Precambrian metallogenic province in the northwestern part of Indian shield. It consists of Mid- to Late Archean basement represented by Banded Gneissic Complex, which is successively overlain from east to west by rocks of Early Proterozoic Aravalli fold belt and Mid Proterozoic Delhi fold belt. The Aravalli fold belt hosts several Pb-Zn deposits, including a world class deposit at Agucha (120 Mt ore having 13% Zn, 1.5% Pb, 50 g/t Ag, 200 g/t Cd),

large deposits of stromatolytic phosphorite and world class marble deposits. The volcano-sedimentary sequence of Delhi fold belt hosts several Cu deposits. During Late Proterozoic period (900-700 Ma) the Aravalli craton witnessed several episodes of granite magmatism. Some of these Late Proterozoic granites emplaced along the western margin of Delhi fold belt are associated with world class skarn wollastonite deposit at Belka Pahar, greisen tungsten deposits at Degana, Balda and Sewariya areas (Pandian, 1999), and in many instances these granites themselves qualify as valuable deposits of building stone (Fig. 2). In Belka Pahar area, the Mid-Proterozoic limestone of Sirohi Group is intruded by a Late Proterozoic granite (Erinpura granite) and related pegmatite dykes, due to which the impure carbonate is transformed into a skarn comprising of clinopyroxene, grossular-andradite, vesuvianite, wollastonite and calcite. Subsequently, veins consisting of wollastonite ± calcite ± quartz developed within the skarn, and these veins constitute a world class wollastonite deposit associated with high purity calcite deposit. The wollastonite is often pure white in colour, occurring as acicular crystals measuring few cm to few m in size, and has formed during multiple stages of fracturing and vein development within skarn.

Both Vostok-2 scheelite deposit and Belka Pahar wollastonite deposit show ample evidence of a post-skarn hydrothermal stage during which scheelite (in Vostok-2) and wollastonite (in Belka Pahar) mineralization took place. At Vostok-2, bulk of the tungsten mineralization is hosted by perfectly tabular quartz veins of several generations occurring in greisens, hornfels and skarn (Fig. 3). At Belka Pahar, veins of wollastonite ± calcite ± quartz occur within skarn, at the contact zone between granite and skarn or within older veins of wollastonite (Fig. 4). In the present work we report the result of fluid inclusion study on quartz and scheelite from the mineralized veins of Vostok-2 and wollastonite and quartz from the vein deposit of Belka Pahar. The mineral assemblage of quartz and scheelite from Vostok-2 contains

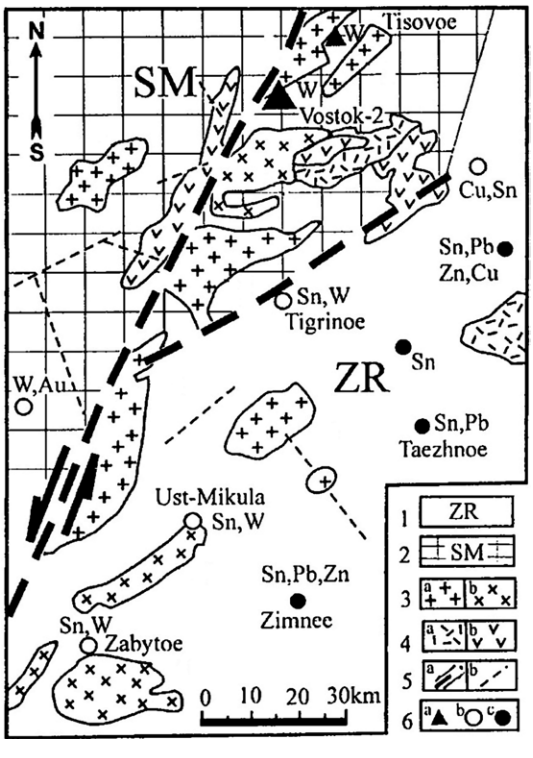


Fig. 1. Geological map of Arminsky ore district (from Gvozdev, 2000).

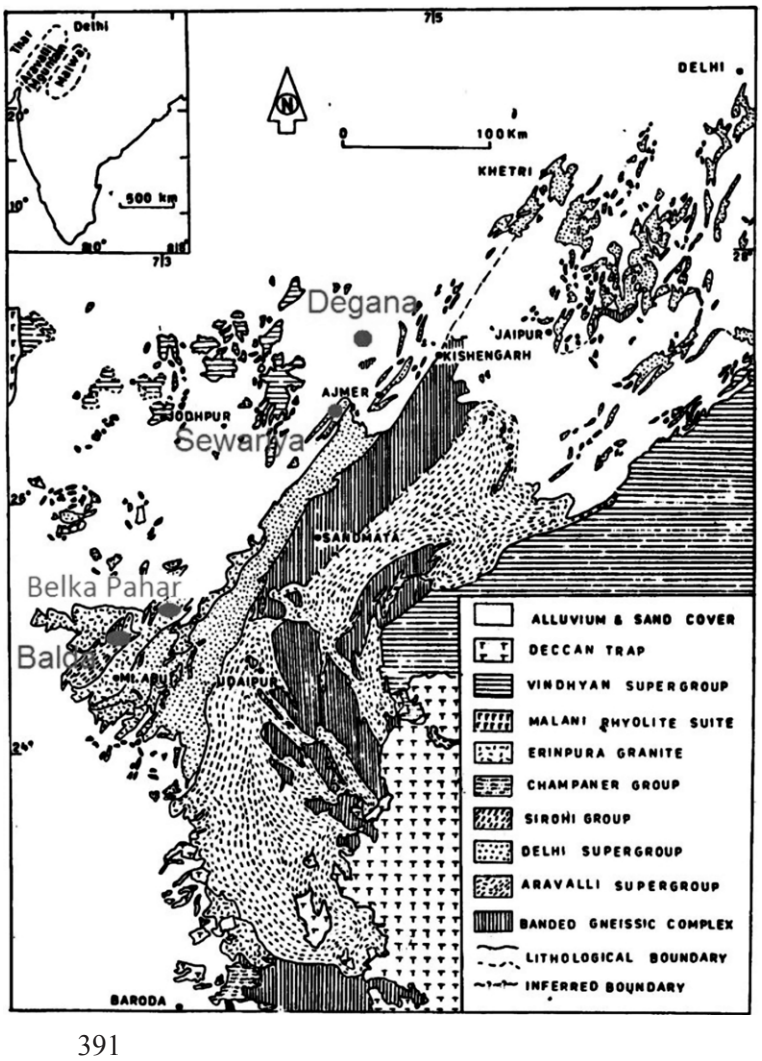


Fig. 2. Geological map of Aravalli craton (from Roy, 1988).

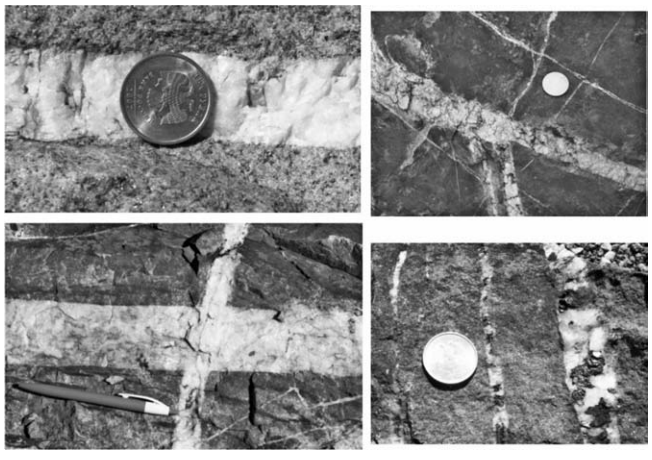


Fig. 3. (clockwise from top) Quartz-scheelite vein in greisen, hornfels; quartz-sulphide vein in skarn; quartz veins in hornfels. Vostok-2.

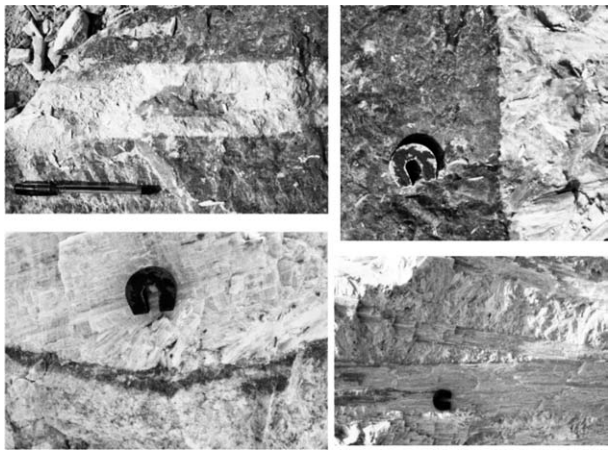


Fig. 4. Wollastonite vein in skarn; contact between wollastonite vein and skarn; veins of wollastonite; contact between wollastonite vein and granite. Belka Pahar.

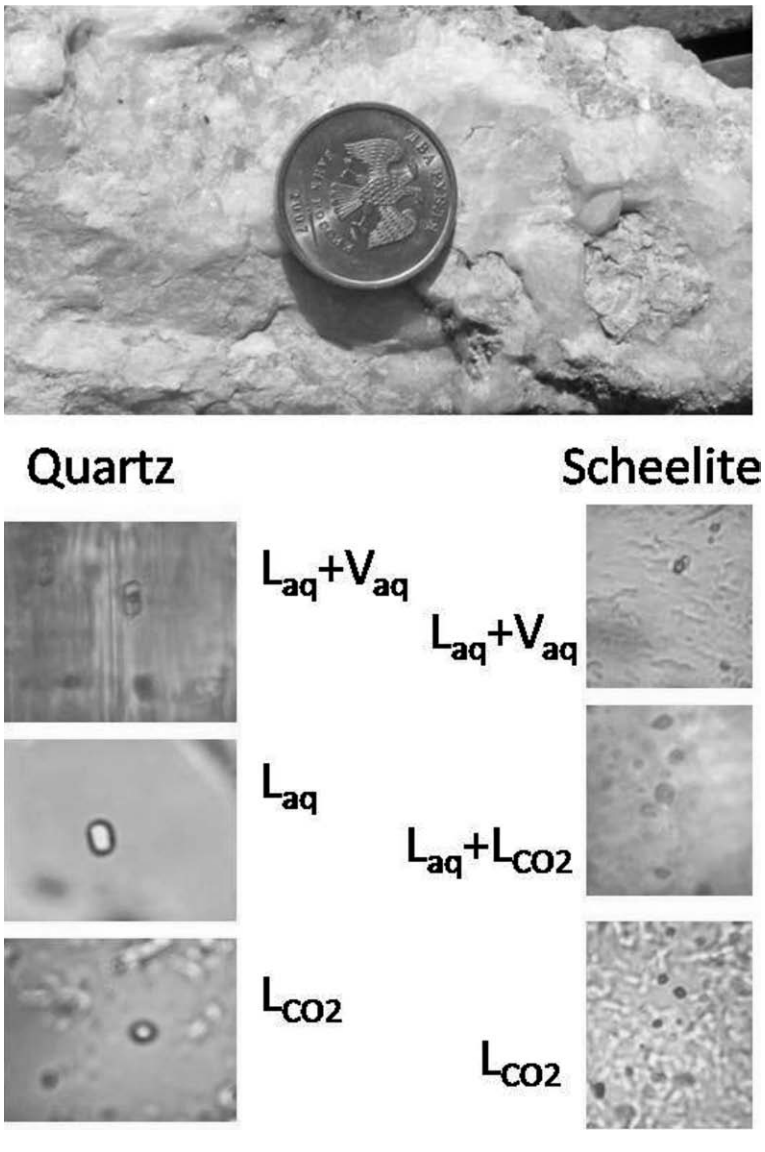


Fig. 5. Fluid inclusions in quartz and scheelite from Vostok-2.

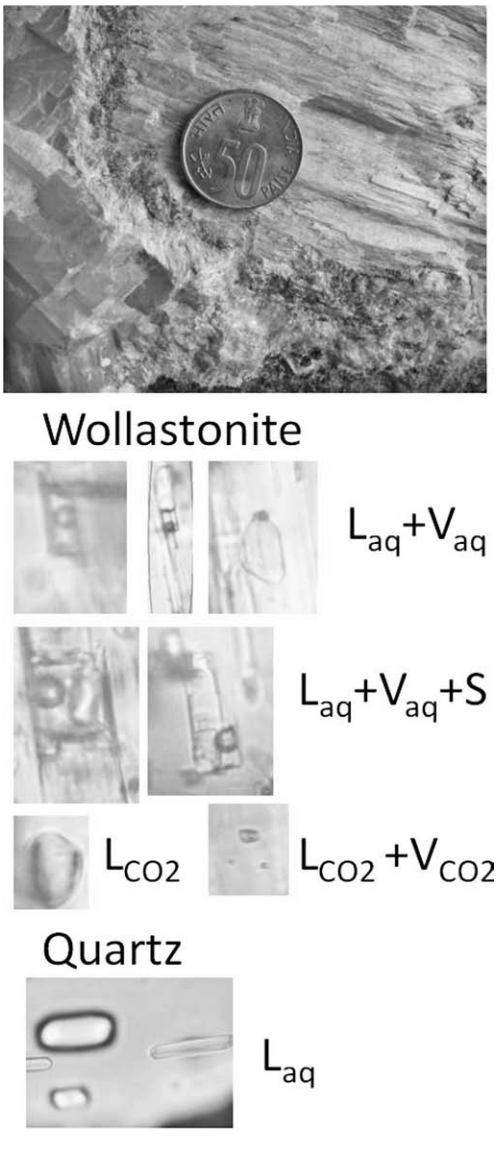


Fig. 6. Fluid inclusions in wollastonite and quartz from Belka Pahar.

4 types of inclusions, namely low salinity aqueous bi-phase inclusion, carbonic inclusion, hyper-saline aqueous inclusion and aqueous-carbonic liquid inclusion (Fig. 5). Wollastonite and quartz from the veins of Belka Pahar contain 5 types of inclusions, namely low salinity aqueous bi-phase inclusion, hyper-saline aqueous inclusion, carbonic inclusion, low salinity aqueous monophase inclusion and aqueous-carbonic liquid inclusion (Fig. 6).

P-T-X properties of these fluid inclusions have been inferred from microthermometry and used to place constraints on the hydrothermal process responsible for the genesis of these mineral deposits.

REFERENCES

1. A.I. Khanchuk. «Paleogeodynamic Analysis of Ore Deposits of in the Far East» in Ore Deposits of Continental Margins (Dal'nauka, Vladivostok). 2000. P. 5-34.

2. V.I. Gvozdev. «The Arminsky ore district» in Smolkin V.F. (Ed.), 2006. Field Trip Guidebook, 12th Quadrennial IAGOD Symposium, Moscow. 2006. P. 87-96.

3. Pandian M.S. Late Proterozoic acid magmatism and associated tungsten mineralization in NW India. Gondwana Research. 1999. V. 2. P. 79-87.

4. Roy A.B. Stratigraphic and tectonic framework of the Aravalli mountain range. In: A.B. Roy (Ed.) Precambrian of the Aravalli mountain, Rajasthan, India. Memoir Geol. Soc. India. 1988. V. 7. P. 3-31.

Rare metal mineralization stages in the Erzgebirge metallogentic province and their link to mantle-derived magmatic pulses

Thomas Seifert

TU Bergakademie Freiberg, Division of Economic Geology and Petrology
Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg, Germany

This study investigated the association of late- to post-collisional lamprophyre dike intrusions for late-Variscan ore mineralization in the Erzgebirge (Germany, Czech Republic), one of the most important silver, tin, tungsten, lithium, uranium, lead, zinc, copper, indium, bismuth, cobalt, and nickel ore provinces in Europe with a mining history of more than 800 years. The most mineral deposits occur in areas of crosscutting deep fault zones which acted as pathways for post-collisional lamprophyric and rhyolitic intrusions and associated postmagmatic W-Mo(-Cu-Zn-In-Au), Sn-W-Mo-Li-Rb-Cs-In--Sc-Au, Zn-Sn-In, Ag-rich As-Zn-Cu-Sn-In-Pb-Au, and U deposits.

The Erzgebirge is part of the metamorphic basement of the internal Mid-European Variscides (Saxo-Thuringian belt) on the Northwestern border of the Bohemian Massif (Germany and Czech Republic; Fig. 1). The age of the peak metamorphism of the Gneiss-Eclogite Unit in the Erzgebirge metamorphic core complex was dated between 340 and 350 Ma (cf. Willner et al., 1997). A fast tectonic exhumation of the Erzgebirge metamorphic core complex at about 340 to 325 Ma is postulated (cf. Willner et al., 1997). The deepest structural level of the Saxo-Thuringian belt is exposed in the Saxonian Granulite Antiform and in the Erzgebirge.

At the end of the Variscan Orogeny the regional tectonic regime in Central Europe changed, indicating the beginning of the break-up of the supercontinent. The Late Carboniferous-Early Permian in Europe was a period of widespread basin formation that was associated in many areas with mantle-derived magmatic activity (cf. Wilson et al., 2004). Ernst and Buchan (1997) proposed that the c. 300 Ma-old dike swarms in NE England and the Scottish Midland Valley, the Oslo Graben and Scania, radiate from a triple junction in the northernmost part of Jutland, and that this triple junction marked the axis of a deep-mantle plume centered in this area. In this context it is important to note that the mantle plume center is surrounded by significant lamprophyre intrusions which show in some districts spatial-time relationships to Sn-W-Polymetallic, Ag-base metal, and U mineralization (cf. Seifert, 2009). During the Late Carboniferous and Early Permian an extensive magmatic province developed within the present northern and central Europe, intimately with extensional tectonics, in an area stretching from southern Scandinavia, through the North Sea, into Northern Germany (cf. Wilson et al., 2004). Peak magmatic activity was

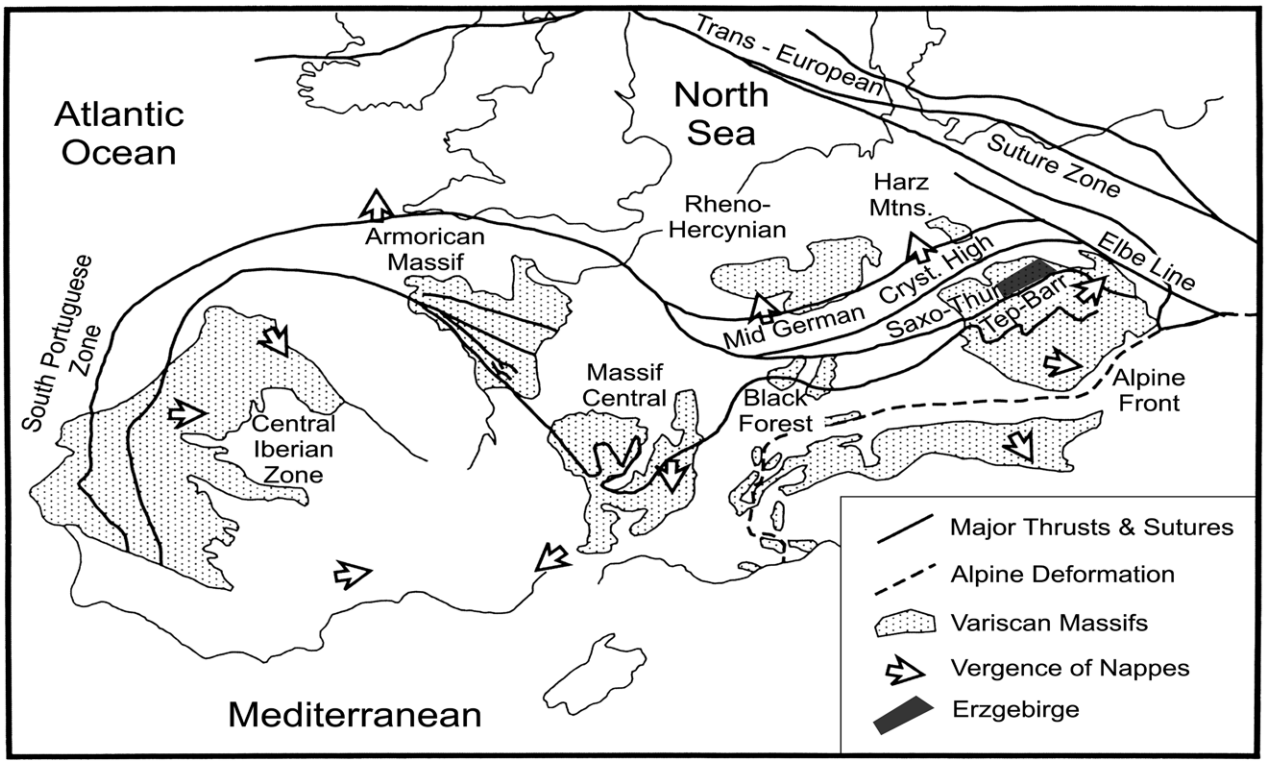


Fig. 1.

concentrated in a narrow time-span from 300 to 280 Ma. Simultaneously in Stephanian-Early Permian an intensive bimodal magmatism associated with intra-continental extensional setting occurs in the European Variscides. Permo-Carboniferous volcanism in the Spanish Central System, Iberian Ranges, Cantabrian Chain, Pyrenees and the French Massif Central includes a range of mafic calc-alkaline and shoshonitic rock types, and lamprophyres (spessartites and camptonites) with age data between 295-270 Ma (cf. Seifert, 2008, 2009). The Mid-European Variscides show a large number of Permo-Carboniferous magmatic complexes with similar ages (Halle Volcanic Complex, Saar-Nahe Basin, Thuringian Forest, Harz Mts., Northwest-Saxonian Volcanic Complexes, bimodal volcanic rocks of the Sub-Erzgebirge basin (SEB) and the Rhyolite Complex of Tharandt as well as Li-F small intrusion granites ('Sn-granites') and lamprophyric intrusions in the Erzgebirge (cf. Seifert, 2008, 2009).

It is important to note that the late-Variscan W-Mo, Sn-W-Mo, Ag-bearing Sn-In-base metal, Ag-Sb-base metal, and U mineralizations in the Erzgebirge (Fig. 2) are spatially and temporal associated with intrusion centers of Permo-Carboniferous post-collisional mafic and rhyolitic (sub)volcanic bimodal magmatism along deep-rooted NW-SE fault zones, especially at the intersections with NE-SW and E-W major structural zones (Seifert, 2008). The bimodal lamprophyre - rhyolite assemblage in the Erzgebirge – Sub-Erzgebirge basin area was formed during intracontinental rifting in a 'Fast Extension' setting by melting of a metasomatic enriched mantle source. The emplacement of fluid-enriched lamprophyres and F-rich rhyolitic intrusions at the same time is probably associated with decompression melting of updoming asthenosphere (Seifert 2008).

The following rare metal resources are associated with these late-Variscan magmatic events in the Erzgebirge and surrounded areas (compiled after Lehman 2010, Baumann et al. 2000 and own data): Sn (794,000 t), W (228,000 t), Mo (4,300 t), Nb (7,000 t), Ta (1,000 t), Li (100,000 t), Rb (108,000 t), Cs (1,220 t), In (1000 t), Ge (230 t), Sc (325 t), Sb (14,000 t), Bi (16,200 t), and Ag (2,700 t).

A rift-related Cretaceous carbonatitic/ultramafic lamprophyric intrusion complex in NW Saxony is associated with REE-enriched mineralization (37,000 t REE total).

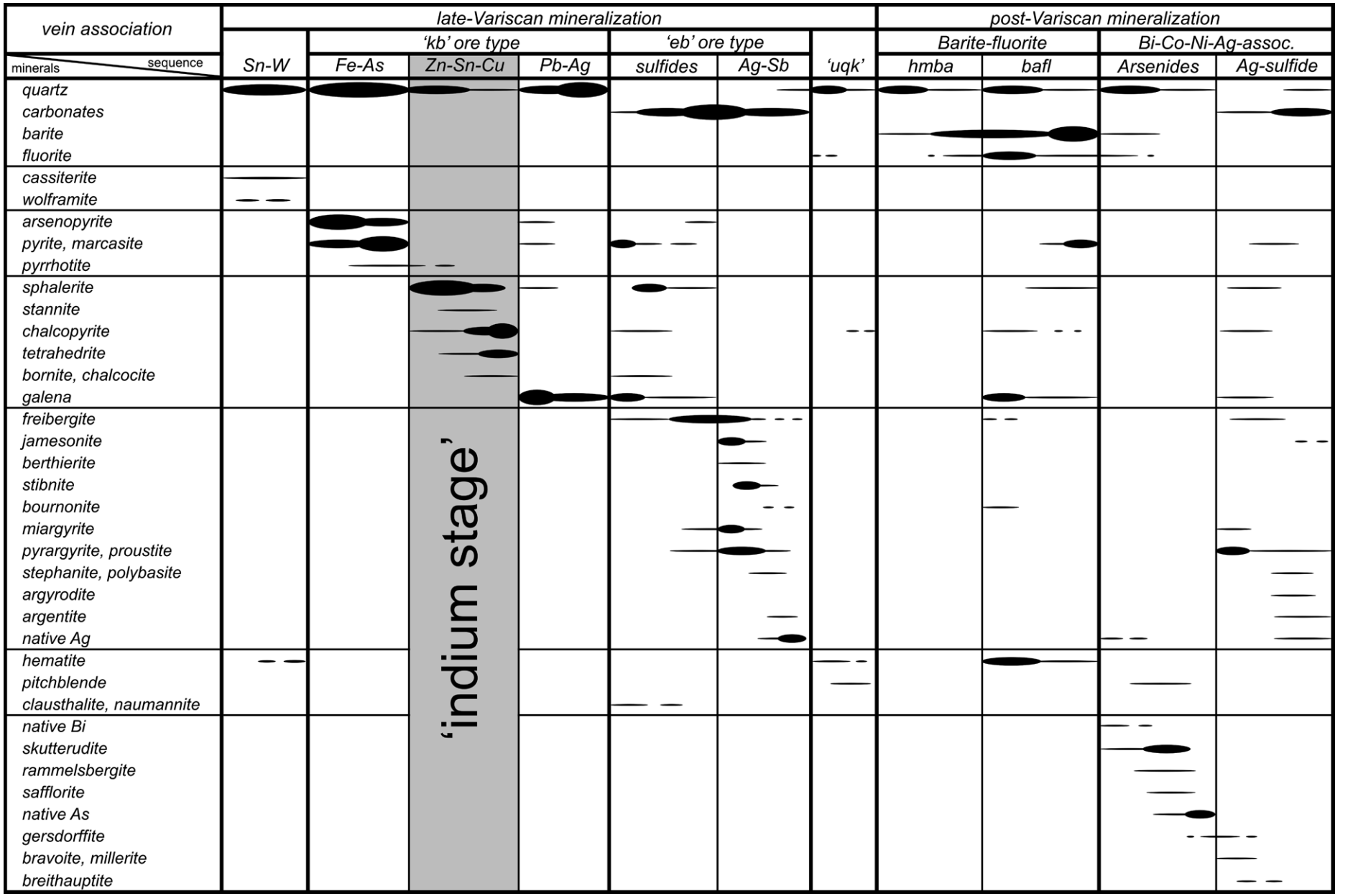

vein association
late-Variscan mineralization
post-Variscan mineralization
'kb' ore type
'eb' ore type
Barite-fluorite
Bi-Co-Ni-Ag-assoc.
minerals
sequence
Sn-W
Fe-As
Zn-Sn-Cu
Pb-Ag
sulfides
Ag-Sb
'uqk'
hmba
bafl
Arsenides
Ag-sulfide
quartz
carbonates
barite
fluorite
cassiterite
wolframite
arsenopyrite
pyrite, marcasite
pyrrhotite
sphalerite
stannite
chalcopyrite
tetrahedrite
bornite, chalcocite
galena
freibergite
jamesonite
berthierite
stibnite
bournonite
miargyrite
pyrargyrite, proustite
stephanite, polybasite
argyrodite
argentite
native Ag
hematite
pitchblende
clausthalite, naumannite
native Bi
skutterudite
rammelsbergite
safflorite
native As
gersdorffite
bravoite, millerite
breithauptite
'indium stage'

Fig. 2.

REFERENCES

1. Baumann L., Kuschka E., Seifert Th., 2000. Lagerstätten des Erzgebirges. Enke im George Thieme Verlag, Stuttgart, New York. 300 p.

2. Ernst R.E., Buchan K.L., 1997. Giant radiating dyke swarms: their use in indifying pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and mantle plumes. In: Mahoney J.J. & Coffin M.F. (eds.) Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 100. P. 297-333.

3. Lehmann U., 2010. Reserves and resources of nores and fluorite/barite in Saxony. World of Mining, 62. P. 38-47.

4. Seifert Th., 2008. Metallogeny and Petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Variscides – Post-Collisional Magmatism and Its Relationship to Late-Varsican Ore Forming Processes (Bohemian Massif). IOS Press BV, Amsterdam, Netherlands: 1-303.

5. Seifert Th., 2009. Late-Variscan Polymetallic Ore Deposits in Central Europe and Their Relationships to Large Igneous Provinces (LIP) and Mantle Plume Magmatism. http://www.largeigneousprovinces.org/LOM.html LIP of the month / October 2009 – web page of the Large Igneous Provinces Commission in IAVCEI (editor: Richard E. Ernst, Ottawa).

6. Seifert Th., 2010. Contributions to the metallogenetic importance of lamprophyres – examples from polymetallic Au-, Sn-W-Mo-Li-In-, As-Zn-Sn-Cu-In-Pb-Ag- / Ag-Sb-, and U- ore clusters. MINERALOGIA – SPECIAL PAPERS, 37: 55-58.

7. Willner A.P., Rötzler K., Maresch W.V., 1997. Pressure-Temperature and Fluid Evolution of Quartzo-Feldspathic Metamorphic Rocks with a Relic High-Pressure, Granulite-Facies History from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). Journal of Petrology 38: 307-336.

8. Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmermann M.J., Heeremans M., Larsen B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. In: Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmermann M.J., Heeremans M., Larsen B.T. (Eds.), Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe. Geological Society Special Publications 223, London. P. 1-10.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПРОЦЕССОВ ПРИ ПОМОЩИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, СПУТНИКОВЫХ И ДРУГИХ МЕТОДОВ

Современные проблемы и перспективы геоморфологического анализа ЦМР

Галанин А.А.[1], Гарцман Б.И.[2]

[1]Северо-восточный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан
[2]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Картографические и морфометрические методы геоморфологии всегда являлись мощным инструментом для решения различных задач геологии, неотектоники, прогноза и поиска месторождений, гидрологии, ландшафтного районирования и др. Особая роль морфометрическим приемам отводилась при изучении неотектонических движений и современной геоморфодинамики. Основы морфометрического анализа были заложены еще в прошлом веке и детально освещены [1].

Последние 15-20 лет наблюдается очередной всплеск интереса к морфометрии, связанный с развитием лазерной спутниковой съемки высокого разрешения и появлением принципиально нового типа первичной географической информации – растровых многоканальных изображений. Обычным атрибутом съемки стало определение высоты каждого пикселя, в результате чего появились цифровые модели рельефа (ЦМР). ЦРМ и многоканальные цифровые снимки начали быстро вытеснять классические приёмы, основанные на использовании топографических карт и дешифрирования стереопар. Взамен появились возможности объемной визуализации земной поверхности с использованием трехмерной графики и мультипликации.

Вместе с развитием вычислительных мощностей это привело к необходимости разработки новых методов и алгоритмов анализа, значительного пересмотра и адаптации классических приемов и теоретической основы. Еще 15-20 лет назад за рубежом началась систематическая разработка методов и алгоритмов морфометрического анализа ЦМР [2]. В современных программных пакетах типа ArcGis эти разработки уже давно реализованы и являются обычными инструментами анализа пространственных данных. С некоторым опозданием процесс работ по проблемам морфометрического анализа ЦМР активизировался и в России, о чем можно судить по защитам кандидатских диссертаций (Крупочкин, 2003; Пшеничников, 2004; Думит, 2009 и др.).

Количество публикаций и защит диссертаций в морфометрической области географии и геоморфологии возросла настолько, что некоторые крупные специалисты в области классической картографии, например А.М. Берлянт [3 и др.] начали говорить о появлении некого раздела – «геоинформационной морфометрии», некоей «новой теории морфометрии». Вместе с тем, это пока еще не привело к соответствующему качественному скачку в теоретической геоморфологии и географии. Более того, начавшийся в конце прошлого века информационно-методический кризис в данной области, несмотря на бурный рост информационных технологий, сменился современным теоретическим упадком. Основная часть новых, особенно отечественных, разработок в области «геоинформационной морфометрии», игнорируют вековую базу теоретической геоморфологии. Поэтому и результаты таких новинок нередко вызывают глубокий скепсис, не имеют практического интереса.

Распространенный подход – адаптировать к геоморфологии уже готовые алгоритмы, например, наиболее доступного пакета ArcGis. Так, в одной из работ [4] морфометрический анализ бассейна р. Томи по ЦМР закончился на стадии построения объемных блок-диаграмм, карт экспозиций и крутизны склонов. В данном случае, для геоморфолога обычная топографическая карта куда более информативна. На ней и без визуализации видны наклоны, экспозиции и даже микроморфология. И другие вышеупомянутые диссертационные работы, в основном, базируются на механическом использовании встроенного в программное обеспечение набора методов анализа ЦМР. В результате появляются новые параметрические характеристики рельефа, классификация которых и осмысление их содержательности пока еще невозможна ввиду отсутствия адекватного терминологического аппарата.

Посредством непродуманного внедрения в геоморфологию и морфометрию новых методов появились новые геометрические меры рельефа неясной пока еще морфогенетической принадлежности, такие как кривизна различных порядков, анизотропия, фрактальная размерность и др. Вводятся такие операторы и определения морфометрического анализа, как кластеризация, элементаризация и дискретизация рельефа (Думит, 2009), в результате применения которых, якобы, автором «вскрывается разноуровневая морфологическая структура рельефа». Нечеткость поставленной цели и задач, несбалансированность терминологического аппарата, отсутствие собственно геоморфологического содержания во многих работах восполняется стремлением к излишним визуальным эффектам. Таким образом, основная цель и назначение «нового» морфометрического анализа в большинстве случаев не очевидны.

Некоторые исследователи на новом уровне возвращаются к старым морфометрическим методам и пытаются решать конкретные практические задачи с использованием современных данных и технологий. К таким, например, следует отнести функционально ориентированные и практические работы по картографированию и оценке интенсивности процессов эрозии (Аристов, 2011), картографированию и пространственному анализу распределения пинго в северной Азии (Gross, Jones, 2011) и другие. Терминология использованных алгоритмов в значительной степени базируется на классических понятиях морфометрии, таких как базисные и вершинные поверхности, остаточный рельеф и др.

Вопрос о возможности или невозможности применения современных данных и технологий для вывода геоморфологии и смежных наук на качественно новый уровень остается пока полностью открытым. В общем виде мы пытаемся сфокусировать внимание на перспективности отдельных направлений разработки приемов обработки ЦМР и другой пространственной информации для решения классической задачи – геоморфологического картографирования. Накапливающийся в современной отечественной литературе терминологический беспорядок свидетельствует о теоретическом кризисе геоморфологии, а, скорее всего, и о назревающей смене парадигмы. В данном аспекте обостряются вопросы не только о смысле геоморфологического и морфометрического анализа, но о реальности самого предмета исследований геоморфологии.

Например, геометрией рельефа, как совокупности геометрических форм земной поверхности, занимается топография, имеющая конкретную цель и достаточный выдержанный временем набор методов. Именно к этой области, а не к геоморфологии, и тяготеют критикуемые выше разработки. Если говорить о вещественном и структурном наполнении рельефа, то этим успешно занимается структурная геология, стратиграфия, включая современную палеогеографию. Причем, и палеогеография задается целью реконструкции морфоклиматических процессов и самого рельефа на основе мощного инструмента – фациального анализа. Таким образом, формальное рассмотрение определения геоморфологии и основного объекта ее исследования указывает на то, что этот объект активно исследуется смежными отраслями. Что же тогда остается собственно геоморфологии?

Возможно ли отделить индивидуальное именно «геоморфологическое качество рельефа» и затем адаптировать для его изучения подходящую методологию? На наш взгляд – можно. Определив основной предмет исследований как морфогенетическое разнообразие земной поверхности, мы задаемся основной целью геоморфологии – установление связи между геометрией и генезисом. Действительно геометрические методы познания генезиса и организации (структуры и иерархии) рельефа являются ведущими в отрасли. Данный подход вовсе не должен исключить или минимизировать использование геометрических приемов изучения рельефа. Но они должны, прежде всего, быть направлены на описания его генетических образов геометрическими способами.

В действительности такой способ познания рельефа развивался на всем протяжении существования геоморфологии, но вплоть до настоящего времени остается неявным, интуитивным, слабо формализованным. Мышление сложившегося геоморфолога развито таким способом,

что интерпретация любой земной формы – есть генезис, или процесс, ее создающий. Любая форма флювиального, ледникового, пролювиального или эолового происхождения в первую очередь вызывает определенные геометрические ассоциации и шаблоны.

Аналогично, при анализе долин проводится сопоставление геометрии и генезиса: щель или каньон – молодая, активно врезающиеся; V-образная – нормальная горная на этапе врезания; U-образная, корытообразная, троговая – ледниковые; ящикообразная – тектоническая. Также и анализ продольной морфологии долин использует логическую связь между геометрией и генезисом: равновесная, ступенчатая, висячая, сквозная, антецедентная, перехваченная и др. В более широком аспекте профиль равновесия (или неравновесности) долины является геометрической характеристикой, связанной с возрастом и генезисом.

Рисунок гидросети в плане также является определяющей характеристикой геологической структуры и тектоники, особенно в горных областях. Так, в районах с контрастной неотектоникой практически все водотоки наследуют трещины и разрывы соответствующих порядков. Речная сеть наиболее быстро реагирует на релаксационные движения и возникающие новые системы и подсистемы трещиноватости и, вероятно, между структурой трещиноватости коры и гидросетью в ряде районов может быть установлена высокая статистическая корреляция. В этом случае, можно говорить о синергетике совместного развития разрывной сети и гидросети. В таком ключе, вводимые понятия анизотропии рельефа, степени автокорреляции, фрактальности и многие другие обретут физический смысл и морфогенетическое содержание. И только после этого они могут быть заимствованы из математики в понятийно-терминологическую базу геоморфологии. Вероятно, наиболее продуктивные исследования в данной области могут быть выполнены только совместными усилиями творческих коллективов из разносторонних специалистов – математиков, программистов, геологов и геоморфологов.

Таким образом, одно из перспективных, на наш взгляд, направлений заключается в разработке алгоритмов автоматизированного распознавания геоморфологических образов, их поиска и картографирования. В основе этого также лежит принцип «геоморфологического мышления» – выявление участков земной поверхности, соответствующих заданным геометрическим характеристикам. В этом направлении зарубежными геоморфологами уже сделаны важные шаги. Например, большую ценность представляет диссертационная работа Дж.Д. Вуда [2], посвященная геометрической параметризации геоморфологических поверхностей, реализованная в программном продукте Grass. Ожидаемым результатом данного направления является возможность создания некоего геометрического «паспорта» для основных морфогенетических типов – ледниковых каров, горных обвалов, ледников и каменных глетчеров, осыпных конусов, дюн и др. Это позволит с заданной вероятностью выполнять автоматический поиск, распознавание и картографирование геоморфологических объектов.

Другое перспективное направление состоит разработке приемов анализа наиболее ярких, ведущих элементов или подсистем рельефа. К таким, например, относится гидросеть. Анализ ее структуры, а также морфологии водосборных бассейнов на основе ЦМР предполагает введение новых интегративных энергетических и информационных характеристик рельефа. Основным принципом может быть рассмотрение гидросети как саморегулируемой системы, стремящейся к минимизации диссипации энергии [5]. Все конкретные ее состояния являются частными реализациями, возникающими под влиянием геодинамических и климатических факторов. Анализ структур тальвеговых и водораздельных линий, а также бассейновой организации, могут быть очень полезны для количественной и качественной оценки реакции рельефа на различные типы геодинамических обстановок.

Наконец, некоторых прорывных результатов для геоморфологии и географии можно ожидать на основе внедрения приемов 2-х и 3-мерной геометрической морфометрии, активно развиваемого пока только в зарубежной генетике и биологии [6]. Их суть заключается в возможности описывать физическую форму двухмерных объектов без учета их размерных характеристик.

Так в методе тонких пластин (TPS) определяются различия (отклонения) между исследуемой формой, либо целой совокупностью, и заданным эталоном. Метод TPS реализуется путем расстановки на каждом образце (форме) равного количества пространственных реперных меток, по заданной системе морфологического описания (кодирования). Метки с одинаковым номером образуют гомологичные друг другу точки описания исследуемых объектов. Величиной различия конкретной формы или степенью ее отклонения от эталона служит мера, именуемая прокрустовым расстоянием.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты 11-05-00318 и 10-05-9200.

ЛИТЕРАТУРА

1. Применение геоморфологических методов в структурно-геоморфологических исследованиях. Коллектив авторов. М.: Недра, 1970. 296 с.

2. Wood J.D. The geomorphological characterisation of digital elevation models PhD Thesis, University of Leicester. UK, 1996.

3. Берлянт А.М. Теория морфометрии: новый этап // Геоморфология, 1999. № 2. С. 22-28.

4. Хромых В.В., Хромых О.В. Морфометрический анализ долинных геосистем Нижнего Притомья // ArcReview, 2008. № 4.

5. Гарцман Б.И., Галанин А.А. Структурно-гидрографический и морфометрический анализ речных систем: теоретические аспекты // География и природные ресурсы, 2011. (В печати).

6. Jensen R.J., Ciofani K.M., Miramontes L.C. Lines, outlines, and landmarks: morphometric analyses of leaves of Acer rubrum, Acer saccharinum (Aceraceae) and their hybrid // Taxon, 2002. V. 51. N. 3. P. 475-492.

Современные вертикальные движения на полуострове Муравьева-Амурского по геодезическим данным

Герасименко М.Д.[1,2], Шестаков Н.В.[1,2], Терешкина А.А.[2]

[1]Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, ул. Радио, 7

[2]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, ул. Октябрьская, 27

Выполнен анализ результатов повторного геометрического нивелирования от станции Угольная (здание вокзала) до центра г. Владивосток, выполненного аэрогеодезическими предприятиями СССР в 1941, 1970 и 1987 годах. Конечная точка линии нивелирования в г. Владивосток в 1941 и 1987 гг. – здание вокзала, в 1970 г. – район центральной площади, поэтому конечный отрезок линии не идентичен в разные годы и результаты анализа по нему следует принимать с осторожностью. Кроме того, данные о точности нивелирования II класса 1941 года утеряны и считается, что для них случайная средняя квадратическая ошибка лежит в пределах от 0.2 до 2.0 мм/км. Нами для надежности анализа принято наихудшее значение 2.0 мм/км.

Как показали результаты вычислений, вертикальные скорости движений земной поверхности в разные годы и по разным участкам колеблются от -0.61 до +0.64 мм/год. В среднем же вертикальные скорости движений центра г. Владивосток относительно ст. Угольная составили за 1970-1941 годы (-1.56±0.41) мм/год (по всем участкам линии – опускание в направлении моря), а за 1987-1941 годы (-0.93±0.26)мм/год, причем полученные скорости превосходят их средние квадратические ошибки более чем в 3 раза. На участке Вторая Речка – Первая речка проявилось относительное поднятие со средней скоростью (+0.12±0.10) мм/год. В период 1987-1970 годы поднятие равнялось (+0.64 ±0.06) мм/год.

Полученные расхождения скоростей СВДЗК по данным нивелирования разных лет легко объяснимы. Во-первых, величины вертикальных движений земной коры могут существенно меняться во времени, что общеизвестно. Во-вторых, на их определение существенное влияние могут оказывать собственные движения нивелирных знаков, обусловленные гидротермальными причинами, выпучиванием или оседанием знаков и т.п., некоторую роль может играть и недостаточная точность измерений в отдельные эпохи.

В целом по результатам геометрического нивелирования с вероятностью не хуже 99.7% можно заключить, что полуостров Муравьева-Амурского наклонялся с 1941 по 1987 год – в сторону Японского моря со скоростью не менее ≃ 1 мм/год относительно станции Угольная, расположенной на расстоянии 33.8 км от станции Владивосток. Хотя в отдельные периоды времени и/или на отдельных участках может наблюдаться как изменение скорости опускания так и относительное поднятие.

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (комплексная программа фундаментальных научных исследований «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» и грантов 09-III-A-08-441, 10-III-B-08-226).

Организация пространственных данных на примере единой информационной системы

Голубенко И.С., Зинкевич А.С., Лямин С.М.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая 16

Особый характер и значение имеет информация о природных ресурсах, явлениях и процессах, т.к. основным содержанием деятельности исследовательских институтов в области наук о Земле является их изучение, сбор и анализ данных о них. На сегодняшний день накоплен достаточный объем цифровых данных, структурированных в виде разных ГИС, в связи с этим возникает необходимость интеграции уже созданных систем в единый информационный комплекс.

В СВКНИИ создано несколько региональных тематических ГИС по геологии, минеральным ресурсам и биоразнообразию Северо-Востока России. В основном эти ГИС представляют собой компиляции локальных слоев геопространственных данных (около 100 слоев и 3.5 млн. записей в таблицах атрибутивных данных[1]), на их основе был выполнен ряд аналитических проектов [2]. Однако, несмотря ощутимый эффект от применения ГИС в исследовательских целях одним из главных препятствий широкого применения геопространственных данных является малая эффективность организации ГИС при использовании настольных систем локальных геоданных [4]. На наш взгляд задача формирования интегрированной системы по всем видам информации, заключается, прежде всего, в выборе подхода по оптимальной организации пространственных данных. Путем последовательной увязки существующих систем по иерархическим уровням и интеграции их баз геоданных в единую геоинформационную среду, как оболочку всей системы, можно повысить качество получаемых результатов и эффективность принятия решений на их основе в целом.

Предполагается, что интегрированная информационная система направлена на решение следующих задач: объединение информации отдельных ГИС-проектов в виде, удобном для анализа; возможность использования данных при составлении геологических и прогнозных карт и других моделей более мелких масштабов. Реализация такой системы предполагает увязку баз геоданных, основанную на принципах геологического картографирования, и обеспечение поддержки эксплуатации их в интегрированной среде ГИС, позволяющей манипулировать разномасштабной картографической информацией, интегрировать различные программные модули специализированной обработки, выполнять геологический анализ данных о полезных ископаемых, их распространения и формационной приуроченности по всей территории Северо-Востока России. Такая система должна предусматривать возможность путем моделирования, сопоставления картографических моделей, анализа пространственного распределения признаков получить новую информацию и представить результаты работы.

Практическая значимость данной системы заключается в первую очередь в разработке: автоматизированной технологии пространственной генерализации крупно-, среднемасштаб-

[1] В данном подсчете не учтена информация, полученная в ходе выполнения аналитических проектов.

ных данных; интерактивного интерфейса подбора сценария для проведения многовариантных расчетов металлогенической и ресурсной направленности. Последовательный дифференцированный подход к генерализации картографических объектов с учетом их геологических свойств и пространственных взаимоотношений является эффективным средством систематизации, картографического обобщения и использования информационного потенциала исходных данных. Во-вторых, практическое применение данной системы может быть связано с ее использованием для комплексного пространственно-статистического анализа сложности геологического строения на основе методов нечеткой логики и поиска перспективных площадей.

Опыт по интеграции и обобщению разномасштабной пространственной информации уже сейчас реализуется при построении единой геологической геоинформационной основы для: геобазы данных месторождений благородных металлов Магаданской области и тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения [1, 3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Зинкевич А.С., Лямин С.М. Разработка ГИС благороднометалльных месторождений Магаданской области / Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 57-62.

2. Горячев Н.А., Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Зинкевич А.С. ГИС в геологических исследованиях Северо-Востока / Открытое образование, 2008. № 4 (69). С. 73-78.

3. Горячев Н.А., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Бяков И.Л., Жуланова И.Л., Палымский Б.Ф., Петров А.Н., Русакова Т.Б., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г. Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы // Чтения памяти академика К.В. Симакова: тез. докл. Всерос. научн. конф. (Магадан, 25-27 ноября 2009 г.) / Отв. ред. И.А. Черешнев; редкол. Н.А. Горячев и др. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 57.

4. Зинкевич А.С. Опыт создания корпоративных геоинформационных систем с использованием технологий ESRI // Информационные и коммуникационные технологии в образовании и научной деятельности: Материалы межрегиональной научно-практической конф. (Хабаровск, 21–23 мая 2008 г.) / Тихоокеан. гос. ун-т. Хабаровск, 2008. С. 283-290.

Трансформные разломы Западного Тянь-Шаня

Джамалов Д.Б., Лордкипанидзе Л.Н., Абдуллаев Р.Н.

Институт геологии и гофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан
г. Ташкент, ул. Н. Хаджибаева, 41, ingeo@ingeo.uz
Тел.: (+99871) 2626516, Факс: (+99871) 2626381

Подробный анализ развития представлений о трансформных разломах был дан авторами в предыдущей статье [6]. Здесь же кратко отмечаются важные вехи, сыгравшие реперную роль в проблеме их выделения в Западном Тянь-Шане. Таковы работы В.И. Попова 1938 г. об океанической стадии в процессе формирования земной коры Тянь-Шаня; Н.С. Шатского 1948 г. о поперечных структурах: помимо важности пространственного положения последних, быстро вошедшего в обиход, существенны были замечания о большей их глубинности, о пересечении их с широтными и влиянии его на продольные изменения складчатости (смена простирания, виргации), на которые впоследствии меньше обращалось внимания.

Следующей вехой было установление крупных правых и левых сдвигов С.-З. и С.-В. направлений, проведение аналогий с известными, позднее относимыми к трансформным разломам (В.С. Буртман, В.Г. Гарьковец); выделение поперечных разломов Тянь-Шаня (О.М. Борисов, Д.П. Резвой); определение фрагментов океанической коры прошлого в складчатых поясах (А.В. Пейве). На схеме геоструктурных зон и подзон (рудно-петрографических провинций) Средней Азии Х.М. Абдуллаева, О.М. Борисова (1964) выделены поперечные разломы трех порядков С.-З. простирания. В тексте отмечен ряд разломов Центральных Кызылкумов, возможность перехода одного вида разломов в другой, изменение их порядка в ходе развития смежных блоков. На схеме можно видеть варианты восточного продолжения Южно-Ферганского разлома: через Атбашинский или Чонмуздукский разломы – как подсказку для проведения будущей сутуры.

В 1965 г. Дж.Т. Вилсон выделил трансформные разломы в особый класс сдвигов для океанов и континентов в связи с их дрейфом по главным признакам: изменение деформаций и поперечность СОХ. В русском переводе (1974) она нашла отражение в работе А.К. Бухарина (1979) со схемой расположения домезозойских поперечных структур части Урало-Тяньшаньского пояса (1974). На ней выделены 6 поперечных глубинных разлома с.-в. направления, отождествляемых с трансформными разломами Вилсона: Урало-Тяньшаньский, Каракульско-Учбашский, Гузарско-Джизакский, Душанбинско-Бозбутауский, Тузкойско-Джартасский, Ширабадско-Ленинабадский. Они разделяли пять сегментов: Султануиздагский, Центрально-Кызылкумский, Нуратинский, Мальгузарский, Ферганский. Акцент ставился больше на поперечное простирание, чем на пересечение широтных разломов. В.Е. Хаин (1977) считал закономерным появление разломов с.-в. направления при смене меридионального отрезка пояса к широтному по биссектрисе к их углу – Бельтауская зона.

Группой О.М. Борисова – М.А. Ахмеджанова составлены карта региональных разломов и схема расположение геотектонических секторов Срединного и Южного Тянь-Шаня (1976, 1977). На них широтные разломы пересекаются как разломами с.-в. простирания (Поперечно-Тяньшаньский, Поперечно-Султаниуздагский, Южно-Бельтауский и др.), так и реже с.-з. (Кумбельско-Кокандский). Но главный упор делался не на пересечение ими широтных (Бесапано-Южно-Ферганского), а на простирание, возраст и другие показатели (их 13). Виргация в широтном разломе объясняется не пересечением поперечными, а наличием жесткого срединного массива. Влияние пересечений проявлялось в коленчатой форме разлома Южного-Тянь-Шаня и приуроченности прерывистых тел частично протрузий гипербазитов четырех возрастов к участкам этих изгибов. Считалось правильнее говорить об эпохах раздвигание и схождения плит земной коры, чем об однонаправленном дрейфе. С вулканическими дугами связывалось образование вторичных менее глубоких «сутурных» разломов, имеющих местное значение, переходящих в условиях сжатия в надвиги. Подчеркивалось металлогеническое значение поперечной и продольной зональности разломов и ими образованных геосекторов (золото, редкие металлы, медь); наиболее перспективны зоны стыка поднятий и прогиба. Введено понятие наследственного «геотектонического гена».

Завершает этап чертеж Туркестанской сутуры В.С. Буртмана (1978, ГИН). Таким образом, этап характеризуется созданием тектонических схем всех трех научных центров по Западному Тянь-Шаню: академических – ГИН, ИГиГ и производственных – МГ, САИГИМС.

Следующий этап ознаменовался проведением в САИГИМСе с 1984 г. исследований в рамках всесоюзной «Программы геодинамического изучения СССР», согласно которой на территории Средней Азии были выделены два полигона – Кызылкумский и Киргизский. Были созданы первые модели геодинамического развития. Началась дешифровка космоснимков. Реперной работой может рассматриваться монография О.М. Борисова, А.К. Глуха (1982) с приведенной «Схемой расположения региональных глубинных разломов Средней Азии» (9 авторов: М.А. Ахмеджанов и др.). На ней помимо Поперечно-Султауиздагского, выделен Кызылкумский с.-в. направления, едва доходящий до Бесапано-Ферганского; Кызылкольский, пересекающий все широтные разломы Южного Тянь-Шаня, и др. Прибавились и поперечные разломы с.-з. простирания, из которых значительно удлинился Кумбель-Кокандский. В числе немногих региональных разломов, пересекающих поверхность Мохоровичича, отмечен Бесапано-Ферганский. На схеме нет Поперечно-Ферганского разлома, упомянутого в тексте. Приведена схема линеаментов Средней Азии. На ней и в тексте отмечены линеаменты с.-з. (Каратауский, Зарафшанский пучки), с.-в. (Западно-Тяньшаньский, Кызылкумский и др. Балхашского пучка) и меридионального (Востоно-Бельтауский) направлений. Выделена широтная Азиатская суперлинеаментная зона (от Беларусии до о. Хоккайдо). Подчеркнуто, что только некоторые глубинные разломы совпадают с линеаментами – более глубинными структурами. Итоговой этого коллектива можно считать

схему разломно блоковой тектоники Средней Азии (О.М. Борисов, Д.Б. Джамалов и др. – 7 авторов, 1985). В разрезе литосферы выделены 5 возрастных типов блоков, имеющих разное очертание в плане, разделенных глубинными разломами различных типов. Лишь некоторые блоки имеют сквозное развитие.

В итоговой работе коллектива А.К. Бухарина (1989) приведены без изменений схема поперечных структур 1979 г. и новая схема соотношения альпийских рифтовых систем и геофизических полей Западного Тянь-Шаня с показом осей Тетисного широтного, Центрально-Азиатского с.-в. и Южно-Азиатского рифтовых поясов. Отмечено изменение характера сейсмичности, балльности от 9 до 5 в зависимости от их пересечения. В тексте описана новая геодинамическая модель с геосинклинально – мобилистских позиций: трансформация континентального рифтогенеза в кембрии в океанический; разделение Карачатырской и Туркестано-Алайской эвгеосинклинальных зон Южно-Букантауским микроконтинентом; «перескок» осей орогенеза; спрединг с образованием офиолитового комплекса океанической коры в среднем ордовике – раннем силуре; сжатие в островодужной стадии позднего силура – девона; сжатие и шарьирование (C_1); завершение покровообразования в московское время; образование юной коры коллизионного типа (C_3-P), корневых офиолитовых сутур. Ограничение мобилистических позиций сводится к отнесению Туркестанского бассейна к окраинноморскому типу; отрицанию осевого спрединга и СОХ, ограничению коровой субдукции и признанию ее в рассеянном виде.

В последнее время получили развитие представление о пул-апарт-бассейнах, связанных с трансформными разломами – спрединговых структурах III – IV порядка после СОХ (I порядок) и спрединговых задуговых бассейнов (II порядок). Трансформные разломы рассматриваются как элементы складчато-надвиговых поясов, коллизионных орогенов, наряду с СОХ, пассивными, активными окраинами и др. Над трансформными разломами II и III рода (рифт – зона субдукции) могут возникать локальные центры спрединга на континентальной коре активных окраин,

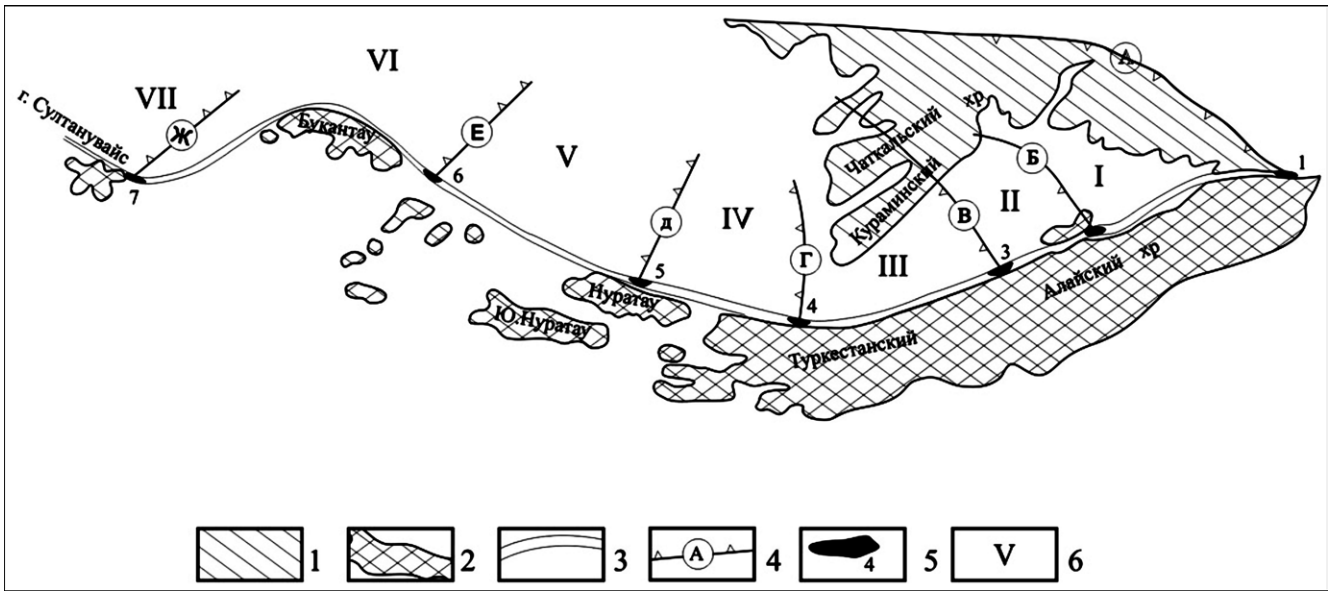


Рис. Схема размещения палеотрансформных разломов в Срединно-Тянь-Шаньской мезоплите.
Мезоплиты: 1 – Срединно-Тянь-Шаньская; 2 – Южно-Тянь-Шаньская; 3 – Туркестанская сутура; 4 – палеотрансформные разломы и их буквенные обозначения: А – Таласо-Ферганский, Б – Восточно-Ферганский, В – Кумбель-Кокандский, Г – Бегават-Дальверзинский, Д – Нуратинский (Западно-Тянь-Шаньский), Е – Западно-Тамдытау-Бельтауский, Ж – Султанувайсский (Урало-Тяньшаньский); 5 – выходы ультрамафитовых пород: 1 – Атбашинский, 2 – Араванский, 3 – Канский, 4 – Уратепинский, 5 – Нуратинский, 6 – Тамдытауский, 7 – Султанувайсский; 6 – сегменты земной коры: I – Карачатырский, II – Центрально-Ферганский, III – Каратау-Гузанский, IV – Мальгузарский, V – Нуратинский, VI – Центрально-Кызылкумский, VII – Султанувайсский.

на переходной коре окраинных морей, в которых формируются W, Mo месторождения типа Койташа (А.А. Ковалев, 2010).

Пересмотр, анализ и обобщение накопленных и новых данных за последние 20 лет позволили Д.Б. Джамалову, Л.Н. Лордкипанидзе, Р.Н. Абдуллаеву расширить представление о трансформных разломах в Западном Тянь-Шане и создать новую схему с размещением семи разломов этого типа с.-з. и с.-в. простирания, пересекающих Туркестанскую сутуру в местах выходов фрагментов офиолитового комплекса океанической коры прошлого, что свидетельствует об их взаимосвязи, и разграниченных ими сегментов (см. рис.), а также более утвердительно решать вопрос о существовании палео-срединно-океанического хребта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977. 184 с.

2. Борисов О.М. Разломная тектоника Средней Азии // Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. С. 37-53.

3. Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 123 с.

4. Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм // Геотектоника, 1978. № 3. С. 26-37.

5. Бухарин А.К. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.

6. Джамалов Д.Б., Лордкипанидзе Л.Н., Абдуллаев Р.Н. Развитие представлений о трансформных разломах // Геология и минеральные ресурсы, 2010. № 5. С. 3-12.

Область сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сковородино-Томмот

Диденко А.Н.[1,2], Шевченко Б.Ф.[1], Горошко М.В.[1], Гурьянов В.А.[1]

[1]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, Россия
[2]Геологический институт РАН
г. Москва, Россия

В течение 2008-2010 годов ИТиГ ДВО РАН проводил работы по проекту «Изучение глубинного геологического строения и металлогенической специализации крупных блоков земной коры в сечении опорного профиля 3-ДВ (Южный участок)» [1], которые важны для прогноза и оценки запасов полезных ископаемых на территории Дальневосточного федерального округа. Объектом исследований являлись структуры области сочленения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) с Сибирской платформой в полосе профиля 3-ДВ (52-60º с.ш. и 122-129º в.д.) Сковородино-Томмот.

В ходе выполнения проекта получены следующие основные результаты.

Разработаны две геолого-геофизические модели двух уровней, которые послужили основой для тектонических, геодинамических построений, и на базе которых выполнен металлогенический анализ известных рудных районов.

Комплексная геолого-геофизическая модель 1-го уровня (глубина до 10 км) послужила основой для детализации границ как основных тектонических элементов исследуемой полосы профиля и прилегающих территорий, так и для отдельных тектонических блоков, формирующих «тектонический каркас» Алдано-Становой провинции. Определенные по модельным построениям азимуты падения разломов в большинстве своем соответствуют элементам залегания, установленным при геологическом картировании. На этом этапе исследований выявлен новый тектонический элемент – Пристановая складчато-надвиговая зона позднемезозойского возраста.

Комплексная модель 2-го уровня (глубина до кровли литосферы) позволила выявить блоковую делимость земной коры вдоль полосы профиля, показать наличие «мантийных окон» в подошве земной коры как «глубинных» корней наблюдаемых на земной поверхности систем разломов.

Выявить коровую или мантийную природу системы разломов. Обнаружение наклонных структурных элементов повысило обоснованность вывода о наличии позднемезозойских горизонтальных перемещений Станового блока относительно Алданского. Развитие в пределах этих блоков мезозойских гранитоидов различной геохимической специализации свидетельствует о проявлении разных геодинамических режимов при становлении этих частей земной коры – коллизионного и внутриплитного, следствием чего является различная металлогеническая специализация территории.

Тектонические построения получили новое содержание с учетом результатов, полученных в полосе профиля с помощью глубинных геофизических методов. Выполненные исследования значительно расширили наши представления о глубинной тектонике региона, характере и морфологии границ различных структурно-формационных комплексов и их поведении на глубине. Становая гранит-зеленокаменная область имеет отличающиеся глубинные характеристики коры и литосферной мантии от таковых Алданской гранулит-гнейсовой областьи. Кора первой – двуслойная, тогда как второй – трехслойная.

Отчетливо выделяются разломы, не имеющие мантийные корни, и внутрикоровые. Часть разломов, которые ранее считались коровыми, переведена на основании новых данных в разряд мантийных – Русский, Эльконский, Хаирский и Гилюйский. Выделены участки коры с широким развитием разрывной тектоники, характеризующиеся пониженной скорость сейсмических волн и высокой проницаемостью для рудоносных растворов.

Возможный вариант эволюции земной коры полосы профиля и прилегающих территорий представлен в виде геодинамической модели.

Для построения геодинамической модели использованы две группы геофизических данных. Первая группа – это палеомагнитные данные. По ним выполнены расчеты палеомагнитных полюсов и выполнены соответствующие магнито-тектонические реконструкции, для чего были проведены расчеты палеоширот и абсолютной ориентировки структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенных между Сибирской и Северо-Китайской платформами.

Вторая группа данных представлена в виде комплексной геолого-геофизической модели (информация о сейсмических, геоэлектрических, плотностных, магнитных, тепловых, петрофизических характеристиках), составленной вдоль полосы профиля. Сочетание этих двух групп данных позволило построить палинспастические профили для данного региона. Представления об эволюции земной коры были использованы как для тектонических построений (тектоническая карта), так и для оценки геодинамической позиции областей развития позднепалеопротерозойского и мезозойского магматизма (коллизионных и внутриплитный) и последующего металлогенического прогноза.

Известные рудные месторождения и заметные рудные проявления изучаемой территории связаны главным образом с тремя металлогеническими эпохами – архейской, протерозойской (ранний и поздний этапы) и позднемезозойской.

Архейская – характеризуется, прежде всего, проявлениями уран-ториевой и уран-торий-редкоземельной минерализации, которая локализована в гранитах, гранитогнейсах, мигматитах, пегматитах, пегматоидах и в скаполит-флогопит-пироксеновых скарноидах.

Раннепротерозойская – представлена месторождениями флогопита, железа, апатита и урана. Всего в районе известно 32 месторождения железных руд и рудопроявлений. В числе крупнейших районов развития урановорудных объектов выделяется Нимнырский блок Алданской гранулит-гнейсовой области.

Позднепротерозойская – представлена апатитовыми месторождениями, обогащенными редкоземельными элементами. Апатитовая минерализация связана с карбонатитами.

Позднемезозойская – обусловлена коллизионным, в первую очередь, и внутриплитным магматизмом. С эпохой связаны крупные и суперкрупные месторождения золота, урана, молибдена и целый ряд более мелких месторождений золота, серебра, молибдена, флюорита, аметиста,

свинца, меди, цинка, голубого асбеста и пьезооптического кварца.

Всего в области исследований, прилегающей к полосе профиля 3-ДВ Сковородино-Томмот, к настоящему времени выделено 25 рудных и потенциально рудных районов.

К раннепротерозойской металлогенической эпохе относятся 10 рудных районов (месторождения и рудопроявления): Верхненимнырский (флогопит), Дес-Леглиерский (B, TR, Fe), Талгинский (U, Au), Сагарский (P, Ti, TR), Субганский (U, TR), Нижнегорбеляхский (U, Th, P), Верхнегорбеляхский (цеолит, P), Холодниканский (графит, Fe), Уркима-Гетканский (Fe, Au), Джелтулак-Бурпалинский (Mo, W, Au).

С месторождениями и рудопроявлениями позднепротерозойской металлогенической эпохи связан Селигдарский рудный район (P, TR). Апатитовое месторождение в карбонатитах Селигдар является наиболее крупным из известных месторождений района. Оно также является крупным объектом по запасам редкоземельных элементов, которые составляют почти 15% запасов России.

С месторождениями и рудопроявлениями позднемезозойской металлогенической эпохи связаны 14 рудных и потенциально рудных районов: Эльконский (U, Au, Mo), Куранахский (Au), Лебединский (асбест. флюорит, Au), Апсакано-Нагорненский (Au, Ag, Mo), Хайктинский (Mo, Au), Соловьевский (Au, Sb), Кабактинский (Au), Тыркандинский (Au, Mo, W), Гонамский (Au, Mo, W), Верхнесутамский (U, Au), Брянтинский (Cu, Au), Ольдойский (Cu, Au), Гонжинский (Au, Ag, Cu), Амгинский (алмазы, Au).

В результате анализа связей рудных районов с глубинным строением, магматизмом и другими структурными признаками сформулированы две группы основных критериев выделения рудных районов.

Первая – связана с поверхностными и приповерхностными характеристиками строения земной коры: 1) долгоживущие зоны глубинных разломов нижнекорового и мантийного заложения; 2) участки объемной тектонической проработки земной коры, служившие зонами тепло- и массопереноса при образовании рудных месторождений, интенсивного развития разрывных нарушений; 3) развитие ореолов экстенсивного распространения коллизионных и внутриплитных гранитоидов; 4) зоны градиентов аномального поля силы тяжести и его локальные минимумы.

Вторая группа критериев связана с глубинными неоднородностями в строении коры и литосферы, установленными по модельным построениям: 1) области локальных выступов астеносферы и сокращенной мощности литосферы до 100-150 км – оптимальные значения мощности литосферы для различных крупных месторождений полезных ископаемых (Au, Mo, U, Sn, Pb, Zn, W); 2) области повышенной проводимости земной коры (по данным МТЗ), уходящие корнями в мантию; 3) области аномальных (низкоскоростных) параметров в средней и верхней частях коры, свидетельствующие о её высокой тектонической проработке; 4) зоны и участки земной коры с аномальной плотностью, уходящие корнями в мантию, интерпретируемые как зоны проникновения в земную кору вещества мантии; 5) резкое изменение мощности земной коры (уступы) с амплитудой 2-4 км и более.

По наличию на исследованной территории вышеперечисленных критериев в полосе профиля 3-ДВ выделены следующие перспективные площади на различные виды стратегического минерального сырья:

Соловьевская площадь (1900 км^2) расположена в зоне Северо-Тукурингрского мантийного разлома. Здесь выявлено Кировское золоторудное месторождение жильного золото-кварц-сульфидного типа и Урканское сурьмяное месторождение золото-сурьмяной березитовой рудной формации. Мощность литосферы, формирование которой происходило в позднемезозойский этап, оптимальна – здесь следует ожидать выявление промышленных месторождений золота, висмута, сурьмы и вольфрама;

Моготская площадь (5400 км^2) охватывает Становой хребет и его юго-западные склоны в бассейне рр. Ларбы, Могота, Типтона и Гилюя. В поле силы тяжести к ней приурочен гравитаци-

онный минимум. Мощность литосферы составляет ~ 120 км, здесь следует ожидать выявления промышленных месторождений золота, серебра, молибдена, в меньшей степени вольфрама. Наличие в пределах площади зон глубинных разломов, штоков и субвулканических тел мезозойского возраста, гидротермально-метасоматических изменений различной формационной принадлежности позволяет рассчитывать на выявление промышленных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и кварц-молибденитовой рудных формаций;

Беркакитская площадь (4200 км^2) расположена в Пристановой складчато-надвиговой зоне, в восточной части которой выявлено крупное Кунь-Маньенское медно-никелевое месторождение. Площадь насыщена мелкими телами пород основного и ультраосновного состава, представленных метагаббро и перидотитами раннего протерозоя;

Хатыминская площадь (3200 км^2) расположена в узле сочленения Хаирского нижнекорового и Олонгринского мантийного разломов. В зоне Хаирского разлома сейсморазведкой выявлена низкоскоростная аномалия, интерпретируемая как узел объемной тектонической проработки. Здесь известны Дёссовское, Пионерское, Савгельское и Южное скарново-магнетитовые месторождения, проявления урана и золота. Мощность литосферы оценивается ~ 120 км. С учетом фактических данных по металлогенической характеристике площади, в пределах площади следует ожидать выявления промышленных месторождений золота и, в меньшей мере, урана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Отчет по договору № 4/7 на выполнение работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы для государственных нужд по объекту «Изучение глубинного геологического строения и металлогенической специализации крупных блоков земной коры в сечении опорного профиля 3-ДВ (Южный участок)». Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. Кн. 1. 156 с.

Численное моделирование на нерегулярных сетках процессов миграции углеводородов в зонах взаимодействия литосферных плит

Казакевич Г.И.[1], Повещенко Ю.А.[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
[2]Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, г. Москва, Россия

Развитие ряда нефтегазоносных бассейнов связано с зонами палеосубдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Математическое моделирование фильтрационных процессов в этих зонах осложняется сильной и разномасштабной геологической и литологической неоднородностью, что приводит к необходимости использования сеток с нерегулярной структурой. Для исследвания движения флюидов в подобных регионах в работе [1] был использован метод опорных операторов, позволяющий проводить адекватную дискретизацию уравнений механики сплошной среды на нерегулярных сетках. Этот метод был применен для изучения процессов формирования залежей углеводородов в ряде районов палеосубдукции и коллизии плит. Поскольку фильтрационные характеристики пород, наличие разломов и трещиноватости здесь известны с достаточно высокой степенью неопределенности, численное моделирование различных вариантов позволяет оценить влияние каждого из этих факторов на миграцию углеводородов.

На примере Предверхоянского прогиба показано, при каких скоростях фильтрации горизонтальная миграция в сторону области повышенной трещиноватости во фронтальной зоне препятствует образованию месторождений, поскольку основная масса углеводородов уходит туда, а в каких случаях превалирует вертикальная миграция, приводящая к аккумуляции углеводородов в литологических ловушках. Метод позволяет детально исследовать структуру процесса и анализировать процесс перехода одного режима в другой.

На примере сложных покровно-надвиговых структур Прикаспия и Тимано-Печерья показана

возможность применения развитых методов к детальному анализу миграции углеводородов в областях со сложными системами разломов, какими и характеризуются зоны коллизии плит.

С помощью разработанных методов детально исследованы автоколебательные режимы фильтрации, отмеченные авторами ранее [2]. Рассмотрены накопление и прорыв газа как путем разрыва вышележащих слоев, так и вследствие фильтрационной неустойчивости. Метод позволяет в рамках одного расчета рассмотреть процессы в рамках целого региона и достаточно узкой струи прорыва.

Показана возможность существования в динамическом режиме значительных объемов газа, не связанных с литологическими ловушками, а сохраняющихся и пульсирующих благодаря непрерывному притоку и оттоку газа. Поскольку эти области являются динамическими объектами, воздействие на них может привести к нарушению устойчивости и резкому изменению флюидодинамической системы и должно совершаться крайне осторожно. Для исследования устойчивости таких систем и построения бифуркационной диаграммы могут оказаться полезными разработанные вычислительные методы, позволяющие учитывать сложное геологическое строение региона и многомасштабность процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др. Численное моделирование движения флюидов в процессе формирования залежей углеводородов на примере Предверхоянского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1995. № 7. С. 2-6.

2. Казакевич Г.И., Минервина Е.А., Повещенко Ю.А. Миграция углеводородов в процессе формирования месторождений: численное моделирование нелинейных эффектов // Докл. РАН, 2002. Т. 383. № 1. С. 103-105.

Применение ГИС-технологий при изучении инженерно-геологических условий и макросейсмических проявлений в г. Петропавловске-Камчатском при семибалльном землетрясении 1971 года

Коновалова О.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, ok_204@mail.ru

Проявление сильного землетрясения на территории большого города с повреждением большого числа зданий различного типа довольно редкое событие. По долгосрочному прогнозу [5] в районе Петропавловска-Камчатского в ближайшие годы ожидается сильнейшее землетрясение с магнитудой 7 и более, которое может сопровождаться катастрофическими последствиями для населения, жилищного фонда и инфраструктуры города.

Утром 25 ноября 1971 года вблизи города Петропавловска-Камчатского произошло сильное землетрясение (M = 7,2). 7 декабря 1971 года была создана межведомственная группа по обследованию проявления землетрясения в городе Петропавловске-Камчатском. Из результатов макросейсмического обследования последствий землетрясения [1, 2], ясно, что большое количество жилых и общественных зданий города и промышленных сооружений получили повреждения различной степени.

В настоящее время на территории г. Петропавловск-Камчатского ведется активная застройка, реконструируется центральная часть города, возводятся и открываются новые здания и сооружения. При столь динамичном развитии города возрастает потребность в получении подробной системы сразу и в полном виде. При этом важное значение приобретают вопросы снижения сейсмического риска для исследуемой территории. Поэтому данный ГИС-проект базируется на использовании современных геоинформационных технологий.

В 2010 году автором был разработан ГИС-проект «Повреждаемость зданий и сооружений

в г. Петропавловске-Камчатском при семибалльном землетрясении 1971 года» с помощью создания электронной базы данных средствами ArcView GIS 3.2a. В ходе физической разработки ГИС-проекта были собраны, изучены и определены виды отчетных данных, требования к содержанию карт и визуализации данных. Исходя из этого, карта была спроектирована в географических координатах, единицами карты выбраны десятичные градусы, единицами длины – метры. Привязка проводилась по нескольким опорным точкам с известными координатами x и y, которые совместили местоположения этих точек на растровом изображении с контрольными точками в точечной теме.

Далее была переведена в векторный вид отсканированная растровая «Карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского, масштаба 1:10 000» [3], а полученные данные картографических слоев были организованы в набор классов объектов. В зависимости от среды – акватория или суша – база геоданных включает в себя набор покрытий и атрибутивные таблицы со всеми исходными данными.

После получения базовых картографических слоев масштаба 1:10000 для их актуализации использовался, находящийся в открытом доступе Интернет-сервис Google Earth. По снимкам были обновлены и уточнены границы водных объектов.

Таким образом, в основе ГИС-проекта лежат пространственные и атрибутивные данные. Прежде всего, это информация о зонах с сейсмической опасностью VIII, IX, X баллов, адресный реестр, степень повреждения, тип постройки обследованных зданий и сооружений, а также гидрография. Для этого в базу данных были введены материалы прошлых изысканий [1, 2]. Вся информация находится в актуализированном состоянии и продолжает пополняться.

Все имеющиеся данные (растровые и текстовые) были организованы в базу геоданных, на основе которых создана «Электронная карта сейсмического районирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10 000» (рис. 1).

С увеличением масштаба изображения постепенно увеличивается детальность картографических объектов, отображаются названия гидрографических объектов, адресов и т.д.

Электронная карта имеет удобную форму поиска объектов с помощью построения выражения запроса. Можно узнать, сколько объектов отвечает установленным критериям, просмотреть атрибуты выбранных объектов, уточнить границы и площадь, а также выбрать нужные типы объектов в атрибутивной таблице, а затем отобразить их на электронной карте. Например, с помощью соответствующего запроса можно отобразить количество и местоположение обследованных зданий с ленточным фундаментом и т.п.

Выводы.

Главным методологическим достижением применения ArcVeiw GIS 3.2a при разработке данного проекта следует считать то, что ГИС-технологии позволили объединить и привязать к географической системе координат, представить и совместно анализировать большой массив собранных данных. На дальнейших этапах работ использование инструментов геопространственного анализа позволит решать разнообразные аналитические задачи.

Созданный ГИС-проект может использоваться как основа для работ по изучению причин повреждения зданий и сооружений при семибалльном землетрясении 1971 г., выявлению факторов, повышающих возможность разрушения или повреждения зданий на объектах образования при сильном землетрясении, поможет внести соответствующие коррективы (путем построения сплайн-интерполяции) при уточнении границ 9-ти и 10-ти балльных зон.

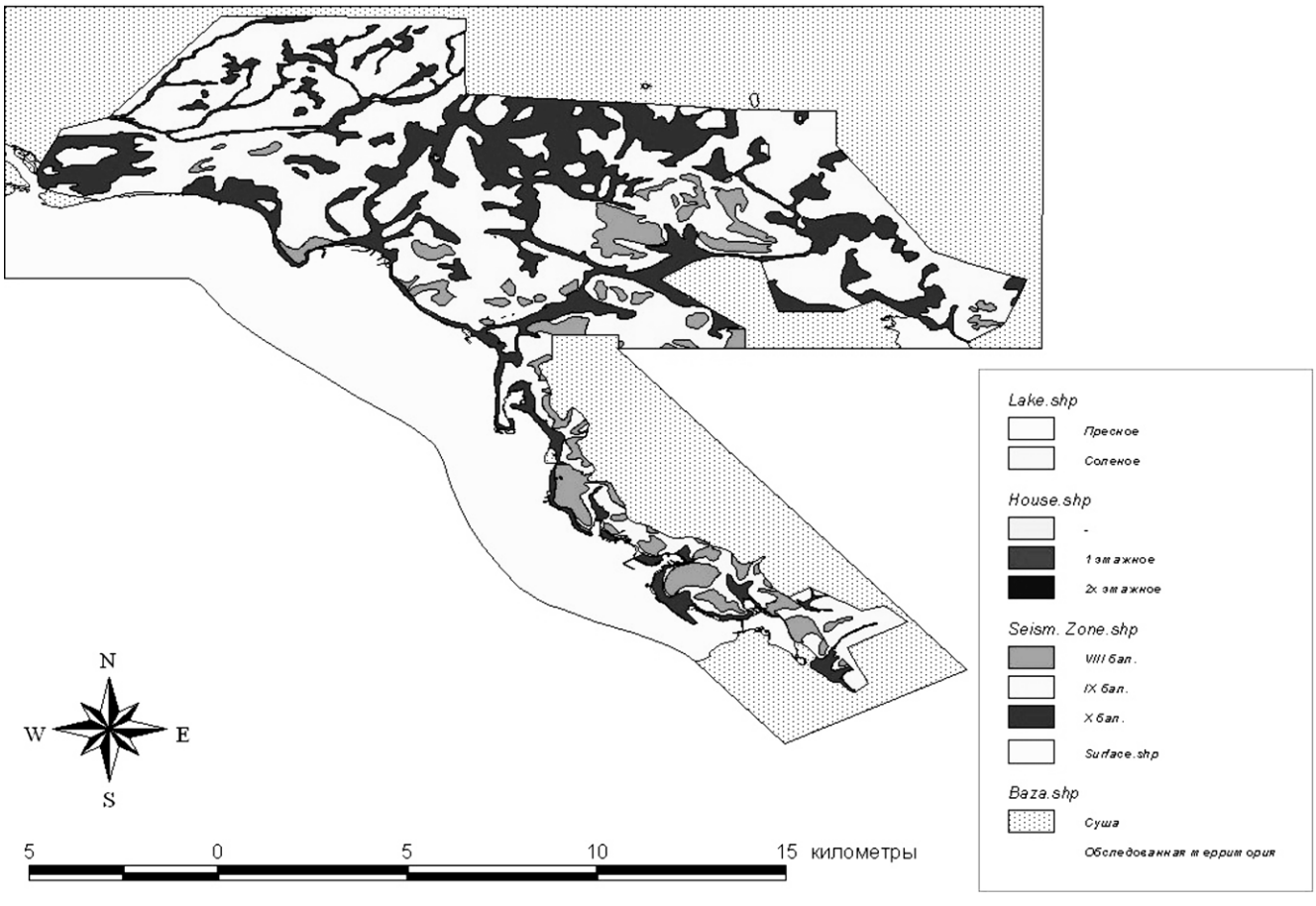


Рис. 1. Электронная карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10 000.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранников Л.Б., Борисова Н.С., Ершов И.А. и др. Макросейсмическое обследование землетрясения 24(25) ноября 1971 г. на территории г. Петропавловска-Камчатского. В кн.: Сильные камчатские землетрясения. Владивосток: «Наука», 1975. С. 15-62.

2. Борисова Н.С., Ершов И.А., Константинова Т.Г., Федякова С.Н., Шумилина Л.С. Макросейсмическое обследование землетрясения 24(25) ноября 1971 г. в Петропавловске-Камчатском и сопоставление результатов с сейсмическим микрорайонированием. В кн.: Колебания грунтов и зданий при землетрясениях. Вопр. инж. сейсм. Вып. 17. М.: «Наука», 1975. С. 71-86.

3. Константинова Т.Г., Шарапов В.Г. О принципах построения карты сейсмического микрорайонирования территории г. Петропавловска-Камчатского. М.: «Наука», 1977.

4. Петропавловск-Камчатский: атлас города: картогр. издание / Камч. топогр.-геодез. предприятие Федер. службы геодезии и картогр. России. Петропавловск-Камчатский, 2001. 42 с. Алф. указ. улиц.

5. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.XI.2006 г., Ms = 8.2; Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2008 – III 2013 гг. // Вулканология и сейсмология, 2008. № 6. С. 3-23.

Выделение малоглубинных магматических очагов на Камчатке методом низкочастотного микросейсмического зондирования

Кугаенко Ю.А.[1], Салтыков В.А.[1], Абкадыров И.Ф.[2], Горбатиков А.В.[3], Степанова М.Ю.[3], Воропаев П.В.[1]

[1]Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
[3]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Основными проблемами вулканологии остаются вопросы происхождения магм, строения очагов и магматических питающих систем вулканов, механизм и прогноз вулканической деятельности. Для их решения необходимо привлечение геофизических, в том числе и сейсмологических, методов. В данной работе использован метод низкочастотного микросейсмического зондирования, относящийся к пассивным сейсмическим технологиям [4]. На Камчатке проведено исследование глубинной структуры среды в двух вулканических районах: Толбачинский Дол (Южная часть Ключевской группы вулканов) и Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия. Развитие средств цифровой регистрации сейсмических сигналов и появление принципиально новых методик оценки параметров геологических объектов позволяют провести исследования глубинной структуры вулканических областей на современном уровне для получения дополнительных знаний о происходящих здесь процессах.

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования разрабатывается в ИФЗ РАН [4]. В качестве зондирующих сигналов выступают поверхностные рэлеевские волны различных частот, определяющие основной вклад в вертикальную компоненту микросейсмического поля Земли. Геологические структуры, представляющие собой скоростные неоднородности, взаимодействуют с падающими рэлеевскими волнами (имеет место преломление, обмен, рассеяние) и искажают в своей окрестности амплитудный спектр микросейсмического поля. На поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Экспериментально и в модельных расчетах установлено, что частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H = 0.4V_R(f)/f$. Метод реализован в виде принципиально новой технологии микросейсмического зондирования глубинных (до 40-50 км) структур земной коры. Технология прошла успешное тестирование на геологических объектах различного масштаба и генезиса.

С точки зрения практической реализации этот подход выглядит как микросейсмическая съемка в ряде разнесенных в пространстве точек одними или несколькими переносными датчиками. Для исключения медленной трендовой составляющей в спектре зондирующего микросейсмического сигнала одновременно с точечными измерениями непрерывно работает опорная станция. Такая методика работ, в отличие от традиционной томографии, не требует большого числа регистрирующих станций. Как известно, для вулканических районов характерна труднодоступность и сложный рельеф, что затрудняет проведение сейсморазведочных работ в их классической постановке. В то же время технология микросейсмического зондирования в этих условиях вполне реализуема, что и демонстрируют данная работа, а также [7].

Для регистрации использовались трехкомпонентные широкополосные (0.03-100 Гц) цифровые сейсмометры Guralp CMG-6TD. Эти портативные приборы сочетают в себе функции сейсмометра и цифрового регистратора благодаря встроенной флэш-карте. Аппаратура обеспечила надежную регистрацию поверхностных волн длиной до ~100 км (при скоростях волн Рэлея до ~ 4 км/сек) и глубину зондирования до ~ 30-40 км.

Микросейсмический профиль вкрест Толбачинского Дола

Толбачинский Дол – Южная региональная зона шлаковых конусов вулкана Плоский Толба-

чик – расположен в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов на Камчатке. Простирание Дола – северо-восточное, длина – 40 км, ширина– около 10 км. Вдоль осевой части зоны в узкой полосе (3-4 км) сосредоточено до 80% всех эруптивных центров в виде многочисленных трещин и цепочек шлаковых конусов, образующих отчетливо выраженную в рельефе вулканическую гряду. Район детально изучался благодаря Большому трещинному Толбачинскому извержению (БТТИ, 1975-1976 гг.) [2, 5]. По результатам сейсмопросвечивания верхних горизонтов земной коры и электроразведочных работ западнее конусов Северного прорыва БТТИ на глубине 2-3 км была обнаружена локальная неоднородность с пониженными вязко-упругими параметрами и повышенной электропроводностью, которая интерпретируется как периферический магматический очаг. Второй малоглубинный магматическй очаг был выявлен на границе кристаллического фундамента, на глубине 7-8 км. Его положение в плане совпадает с областью конусов Северного прорыва.

Летом 2010 г. пройден линейный субширотный микросейсмический профиль вкрест региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола через Северный прорыв БТТИ. Длина профиля 14 км. Шаг съемки (расстояние между пунктами регистрации) 500 м. Время регистрации в каждой точке составляло не менее 3 часов, что определялось необходимостью достижения статистической устойчивости спектра. Общее количество точек на профиле 29.

Построен вертикальный разрезы земной коры, отражающий распределение контрастов скоростей поперечных волн в диапазоне глубин 0-30 км по профилю вкрест питающей трещины БТТИ. Результаты расчетов подтверждают существование под Северным прорывом БТТИ двух объемов среды с пониженными прочностными свойствами, которые по результатам выполненных ранее работ [2] интерпретируются как периферические магматические очаги. Положение выделенных объектов близко к зонами повышенного поглощения сейсмических волн, выделенных по КМПВ.

Обнаружены не сообщающиеся низкоскоростные зоны, связанные с предполагаемым малоглубинным очагом на глубине 2-3 км. Показано, что пути поступления магмы в этот очаг могли быть различны.

Выделены относительно низкоскоростные зоны, которые могут являться проводниками магмы к поверхности. Показано, что в кристаллическом фундаменте (на глубинах больше 7-8 км) они имеют субвертикальный характер, а в осадочной оболочке форма магматических внедрений меняется: мы видим сложную разветвленную систему силлов и наклонных структур, без ярко выраженных вертикальных каналов.

Район Узон-Гейзерной вулкано-теконической депрессии

Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия относится к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу и включает в себя два всемирно-известных уникальных природных объекта: Долину Гейзеров и кальдеру Узон (территория Кроноцкого государственного биосферного природного заповедника). В связи с особым статусом территории, ее удаленностью и труднодоступностью геофизические исследования здесь ранее не проводились. Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия представляет собой структуру овальных очертаний, вытянутую в широтном направлении и имеющую размеры по кромке ограничивающих ее уступов 9×18 км. Кальдерный комплекс Узон-Гейзерной депрессии состоит не менее чем из 6 отдельных кальдер, образовавшихся в среднем - верхнем плейстоцене (от 180 до 35 тыс. лет назад), но их выделение и описание затруднены из-за того, что вся внутренняя часть депрессии заполнена мощной толщей озерных отложений и экструзивными куполами. Положение кислого корового очага под кальдерным комплексом в конце средне-верхнечетвертичного времени фиксируется выходами системы дуговых даек на поверхность. По геолого-структурным данным [1, 3] размеры очага и его глубина залегания оцениваются в 7-8 и 10 км соответственно; по крайней мере со среднечетвертичного возраста очаг находился в стадии закристаллизации, испытывая лишь эпизодические кратковременные инъекции базальтовой магмы, приводивших к появлению новых центров извержений в районе депрессии.

Для реконструкции глубинной структуры среды применен метод низкочастотного микросейсмического зондирования, для чего проведено накопление спектра микросейсмического поля в широкой частотной полосе в 60-ти точках вдоль трех профилей общей длиной около 28 км с шагом 500 м [6].

Построены глубинные разрезы земной коры до 30 км, отражающие распределения относительных скоростей поперечных сейсмических волн. Проведена их комплексная интерпретация с использованием известных ранее результатов геологических, геолого-морфологических, петрологических исследований. Идентифицирована и пространственно локализована область закристаллизовавшегося магматического очага под кальдерным комплексом на глубинах 6-10 км. Очаг выявляется как структура сложной формы с повышенными значениями сейсмических волн. Глубина залегания очага соответствует границе кристаллического фундамента и толщи слабопроницаемых вулканогенно-осадочных пород, проходящей под Узон-Гейзерной структурой на глубине 6-7 км. Выявлены и локализованы области предположительной концентрации базальтовых расплавов. Отмечена высокая согласованность верхних частей полученных разрезов с геологией исследуемого района. Получено согласие геометрии обнаруженных глубинных структур с моделью внедрения магмы в верхние горизонты коры, предполагаемой по данным спутниковой интерферометрии.

Отметим, что в условиях заповедника проведение исследований стало возможным лишь благодаря использованию технологии микросейсмического зондирования: ее простоте, экологической чистоте и минимальному воздействию на окружающую среду.

Продемонстрирована эффективность и реализуемость метода микросейсмического зондирования для исследования глубинных структур в сложных ландшафтных условиях в районах активного вулканизма. Показана возможность локализации как древних закристаллизовавшихся, так и современных магматических очагов. Для двух исследованных районов подтверждены имевшиеся ранее предположения о глубинном строении вулканических аппаратов.

Работа поддержана РФФИ (грант 10-05-00139).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология, 1983. № 1. С. 65-79.

2. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 683 с.

3. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: «Недра», 1974. 264 с.

4. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли, 2008. № 7. С. 66-84.

5. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. М.: Наука, 1991.

6. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Доклады РАН, 2010. Т. 435. № 1. С. 96-101.

7. Gorbatikov A.V., Kalinina A.V., Volkov V.A., Arnoso J., Vieira R., Velez E. Results of Analysis of Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain // Pure appl. Geophys., 2004. V. 161. P. 1561-1578.

Центральные Курилы: геофизические поля, блоковая структура и Симуширские землетрясения

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Катастрофическое землетрясение, произошедшее в декабре 2004 г. в Индийском океане вблизи о-ва Суматра, послужило толчком к активизации исследований тектонического и геодинамического состояния в районе Центральных Курил, где наблюдалось многолетнее отсутствие сильнейших землетрясений («сейсмическая брешь») и накопление геодинамического напряжения, которое должно было разрешиться сильнейшим землетрясением с возникновением цунами. Соответствующие исследования, включившие в себя батиметрию, сейсмопрофилирование, гравиметрию, магнитометрию и геологическое опробование были выполнены ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в период 2005-2010 гг.

По результатам выполненных исследований построены карты мощности осадочного чехла и рельефа фундамента, карты гравитационных и магнитных аномалий, собрана большая коллекция образцов коренных пород и осадков, определены вещественный состав, физические свойства, возраст и условия формирования изученных геологических комплексов. В результате анализа полученных данных сделаны следующие выводы: «сейсмическая брешь» располагается в зоне поперечного растяжения и разрушения океанического склона центрального звена Курильской гряды. В ее пределах была определена основная блоковая делимость и обнаружены молодые вулканогенные комплексы, формирование которых происходило в период эоцена-плейстоцена. По совокупности всех тектономагматических характеристик эта зона отнесена к рифтогенным наложенным структурам. Подводный хребет Витязя, являющийся одной из основных морфоструктур изучаемого района, указанной зоной разорван на два сегмента, в его пределах также выявлены молодые вулканогенные комплексы, что существенно изменило взгляд на формирование этого хребта, считающегося фронтальной невулканической дугой в общей системе островодужной системы. На базе полученных данных сделан вывод, что длительное отсутствие сильнейших землетрясений связано с интенсивной блоковой раздробленностью данного района, в условиях которой напряжения, накапливаемые относительно небольшими блоками, реализуются сейсмическими событиями умеренных магнитуд, вместе с тем сильнейшие землетрясения не исключены в случае группирования нескольких сейсмогенных блоков. Последнее предположение подтвердилось двумя сильнейшими землетрясениями, произошедшими в пределах рассматриваемой зоны в ноябре 2006 г. (M = 8.4) и январе 2007 г. (M = 8.1). В исследованную зону попало первое из указанных землетрясений, его эпицентр расположен в градиентной зоне одного из выделенных по геофизическим данным блоков. Второе землетрясение, произошедшее в пределах океанического борта глубоководного желоба лежит за пределами исследованного района, но на простирании обнаруженной деструктивной зоны.

Спутниковый мониторинг природных процессов и явлений на Дальнем Востоке по данным метеорологических спутников

Левин В.А.

Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, г. Владивосток

Данные спутникового дистанционного зондирования Земли позволяют получать актуальную, полную и достоверную информацию о состоянии природной среды на любой самой удалённой территории. Результаты спутниковой съёмки из космоса представляют собой единовременные измерения для обширных территорий, что практически недостижимо при любых наземных обследованиях.

На Дальнем Востоке России наблюдается отставание в области использования современных информационных технологий с привлечением данных космической съемки. Это обусловлено не только и не столько отсутствием адекватных средств сбора спутниковых данных дистанционного зондирования Земли, сколько ограниченностью доступа к ним, слабостью технологической базы обработки. Вместе с тем сложилась парадоксальная ситуация – информационный «взрыв» соседствует с информационным «голодом». Сложно получить сведения об уже накопленных архивах спутниковых данных, затруднён обмен и доступ к ним.

Сегодня во всём мире дороже стоят не данные, а технологии извлечения из данных полезной информации. Так сложилось, что на Дальнем Востоке основные квалифицированные кадры, вычислительные ресурсы и технологии первичной и тематической обработки спутниковых данных находятся в Дальневосточном отделении РАН во Владивостоке, а большая часть фундаментальных исследований по геофизике с использованием результатов тематической обработки спутниковых данных ведется в институтах Хабаровска, Камчатки, Сахалина и Магадана.

В Институте автоматики и процессов управления (ИАПУ) Дальневосточного отделения (ДВО) РАН функционирует Центр коллективного пользования (ЦКП) регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (далее – Спутниковый Центр). Спутниковый Центр прошел международную регистрацию как SML/IACP/RAS (Satellite Monitoring Laboratory, Institute of Automation and Control Processes, Russian Academy of Sciences). Его техническую базу составляет четырех-антенный комплекс приёма цифровой информации с метеорологических спутников Земли, передающих на частотах около 1.7 Ггц и 8 Ггц. Это базовые спутники и их радиометры – полярно-орбитальные (NOAA/AVHRR, FY-1D, NOAA/ATOVS; Terra/MODIS, Aqua/MODIS, Aqua/AMSR-E) и геостационарные (MTSAT-1R, FY-2C).

На сегодняшний день созданы средства и методы автоматического приема, накопления, распределенной обработки и поставки данных через сеть ИНТЕРНЕТ различных видов информации, принимаемой со спутников NOAA, FY-1D, MTSAT-1R, AQUA/TERRA(MODIS) и альтиметров. Реализованы автоматические цепочки обработки данных спутников серии NOAA (температурные и структурные карты поверхности моря, профили температуры и влажности атмосферы), AQUA, TERRA (около 200 параметров морской воды и атмосферы), MTSAT-1R (температура воды, облачности, мониторинг морского льда) на основе лучших международных пакетов программ AAPP, SeaDAS, RTTOV, MetOffice-1Dvar и собственных программных разработок [1, 2]. Результаты научно-исследовательской деятельности Спутникового Центра (основы спутниковой технологии автоматического мониторинга тропических циклонов и система визуализации и интерактивного анализа синоптических объектов) вошли в научные достижения Российской академии наук за 2008 год.

В рамках организации обмена спутниковыми данными и их интеграции в международную сеть обмена установлен и настроен пакет SSE Toolbox, предлагаемый Европейским космическим агентством. Создан EOLI-совместимый каталог спутниковых данных. Произведена регистрация

Центра как сервис-провайдера на сервере SSE Test Portal (основной портал Европейского космического агентства).

Для организации доступа к данным функционирует сайт (http://www.satellite.dvo.ru/) и организован ftp доступ (ftp://ftp.satellite.dvo.ru/). Реализованы сервисы поставки унифицированных форматов данных и метаданных (уровни обработки данных – Level 0,1,2,3). Действует система заказов, а также оформление заказа на индивидуальную обработку спутниковых данных (http://www.satellite.dvo.ru/zakaz.html) на основе интеграции средств сайта, созданного на базе современных средств PHP/Apache, с базой метаданных и средствами распределенной обработки спутниковой информации.

В обобщенном виде задачи Спутникового Центра ДВО РАН в ИАПУ ДВО РАН можно разбить на 5 категорий:

1. обработка измерений (с приборов, находящихся на спутниках);
2. обработка изображений (спутниковых) в цифровом виде;
3. визуализация полученных результатов тематической обработки;
4. автоматизация в режиме конвейера трех вышестоящих задач;
5. поставка пользователям и в международные сети обмена спутниковыми данными.

Поскольку дальневосточные моря входят в сферу интересов соседних стран, деятельность Спутникового центра ДВО РАН осуществляется в тесной международной кооперации по совместному развитию технологий и обмену данными с другими странами Азиатско-Тихоокеанского региона (АТР).

Другие институты ДВО РАН, являющиеся основными пользователями космической информации Спутникового центра ДВО РАН (ИАПУ ДВО РАН), в зависимости от своего профиля работ расширяют круг решаемых задач. Так, например, в Тихоокеанском океанологическом институте (ТОИ) ДВО РАН разрабатываются технологии спутникового детектирования районов моря с высоким загрязнением нефтесодержащих продуктов, а в Институте биологии моря (ИБМ) ДВО РАН ведут разработки определения по имеющимся спутниковым данным биогенных загрязнений. В тихоокеанском институте географии (ТИГ) ДВО РАН занимаются дешифрированием и анализом пространственных данных на основе спутниковой информации высокого пространственного разрешения.

Созданные в ДВО РАН средства спутникового мониторинга уже сейчас могут быть использованы для оперативного принятия решений по управлению хозяйственным комплексом в дальневосточном регионе.

Развитие на Дальнем Востоке технологий управления космической информацией и её обработки/анализа является уже вопросом политическим, поскольку азиатские соседи России – Китай, Япония, Южная Корея активно развивают технологии сбора и управления ресурсной и другой информации, в том числе и с помощью методов ДЗЗ. Их область интереса – вся Россия до Арктики включительно (в том числе и европейская часть).

Ключевая задача состоит в создании сервисов доступа к данным и технологиям обработки спутниковой информации. Принципиальная особенность предлагаемого проекта – функционирование в режиме реального времени, что позволит использовать эту информацию для управления научными исследованиями и хозяйственным комплексом всего региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шокин Ю.И., Пестунов И.А., Смирнов В.В., Синявский Ю.Н., Скачкова А.П., Дубров И.С., Левин В.А., Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Бабяк П.В., Громов А.В., Недолужко И.В. Распределенная система сбора, хранения и обработки данных для мониторинга территорий Сибири и Дальнего Востока // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии, 2008 (1). № 4. С. 291-314.

2. Левин В.А., Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Дьяков С.Е., Недолужко И.В., Фомин Е.В. Разработка технологий спутникового мониторинга окружающей среды по данным метеорологических спутников // Открытое образование, 2010. № 5. С. 41-49.

Рельеф как граница тектоносферы

Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Геологическое прошлое и будущее Земли разнообразно отражено в строении её поверхности. Понять «зашифрованную» в структурах поверхности информацию о прошлом и будущем планеты – сегодня актуальная, даже неотложная задача науки. Изучение рельефа в роли верхней границы тектоносферы резко расширяет спектр определимых причинно-следственных связей между структурами земной поверхности и геосфер. Цель данной статьи кратко описать опыт применения авторами комплексного анализа парагенезов рельефа для изучения эволюции тектоносферы. Прежде, чем продолжить, определимся с терминами, поскольку общепринятых трактовок пока не сложилось.

Кинематическая связность элементов строения проявляется в признаках действия на них механических сил, имеющих определённые направления и последовательность [5]. В результате действия сил в произвольном объёме тектоносферы изменяются формы и расположение неоднородностей его структуры, появляются новые неоднородности. Эти изменения зависят от величин, направлений и последовательности действий сил, приложенных к объекту. Достаточные по величине силы способны создать определённый порядок изменений в структуре или форме объекта, то есть сформировать парагенез. Таким образом, по характерному строению – парагенезу – кинематически связных объектов можно смоделировать направления и последовательность развития деформаций на участке поверхности или объёма. Например, характерное распределение трещин – эшелон – кинематически связно, поэтому обоснованно интерпретируется как сдвиг [5, 6].

Парагенез структур, структурный парагенез. Характерная форма или совокупность элементов строения, возникшие как следствие определённых процессов. Такая совокупность может наблюдаться как в пределах отдельной структуры (структурный парагенез) так и в нескольких (парагенез структур). Вне контекста разница не принципиальна.

Структурный рисунок – изображение, образ парагенеза в плане, разрезе или объёме. По структурному рисунку выявляют и ограничивают парагенез как в натурных наблюдениях, умозрительно или разметкой – так и на изображениях – картах, снимках, схемах.

Ассоциации структурных парагенезов – совокупность парагенезов, обладающих общей для всех чертой строения или соответствующих комплексному критерию. Выявление ассоциаций парагенезов по сути – синтез, обязательно сопутствующий анализу.

Рельеф – совокупность всех геометрических форм, слагающих какую либо поверхность. Из определения следует относительность иерархий рельефа, форм и поверхностей: форма ограничена поверхностью, которая имеет рельеф, представленный формами … и т.д. Рельеф земной поверхности – естественная граница тектоносферы, что влечёт интерес к парагенезам его форм.

Тектоносфера – часть объёма планеты, в которой распространяются тектонические деформации. Занимает объём от нижней мантии (возможно от ядра) до земной поверхности [7].

Анализ парагенезов структур земной поверхности для изучения тектонических деформаций разрабатывается в России с середины прошлого века. Сначала он затрагивал формы и распределения геологических тел, и тектонических нарушений. Позже всё более значительную роль в изучении геодинамических процессов стали отводить рельефу [2-5].

С появлением в Интернете программ с данными спутниковой альтиметрии появилась возможность комплексного анализа ассоциаций парагенезов любых участков поверхности Земли. Комплексный анализ парагенезов структур объединяет анализы разных специализаций: морфологический, формационный, кинематический, статистический, сравнительный и др. Изучая с его помощью парагенезы разнородных, но взаимосвязанных структур земной поверхности

(геологической, рельефа, геофизических полей), можно выявить их эволюционные связи.

Авторы применяли этот метод исследований для изучения Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Однако возник ряд вопросов методологического характера. Они связаны с двумя постулатами, заложенными в основу анализа парагенезов структур. Образно их можно сформулировать так: 1 – структурный парагенез – след воздействия на структуру; 2 – структурный парагенез соразмерен масштабам воздействия. Надо было уточнить современные возможности и перспективы метода. Если в масштабе Земли постулаты верны, то можно получить логически непротиворечивую карту районирования земной поверхности по критериям эволюции. Тогда метод будет подтверждён, а его аналитические возможности расширены.

Таким образом, была поставлена задача: построить карту районирования поверхности Земли по критериям эволюции. Критерии должны характеризовать изменения земной поверхности по геометрическим, генетическим и кинематическим показателям. Для этого выбраны следующие критерии: морфологические, тектонические, геомеханические. По ним парагенезы структур объединялись в ассоциации. Морфологические критерии включают в себя морфометрические, морфографические и генетические характеристики рельефа. Они характеризуют распределения разномасштабных форм рельефа и меру экзогенного и эндогенного воздействия на рельеф. Тектонические – характеризуют вещественные и пространственно-временные связи между геологическим строением, рельефом и их деформациями. Геомеханические критерии характеризуют геомеханическую обстановку, в тектоносфере в связи со структурами поверхности. То есть, качество (сжатие, растяжение, изгиб), направления, расстояния и последовательности развития деформаций.

В работе применены данные программы ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Данные ETOPO 1' отличаются достоинствами, позволяющими изучать генезис рельефа любых участков поверхности Земли. Комплексному анализу парагенезов подвергнуты структуры рельефа, геофизических полей, геологические. Создан комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с «подсветкой» изображают «вид с высоты» на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции строения и развития земной поверхности подтверждены статистическими методами [1, 2, 4].

К настоящему времени построены карты районирования земной поверхности по морфологическим, тектоническим и кинематическим критериям. Легенды к ним большие, поэтому приведём лишь самые заметные тенденции эволюции земной поверхности, отражённые на структурных рисунках карт. Формы и распределение на земной поверхности крупнейших тектонических образований созданы деформациями, сопровождавшими эволюцию Мирового океана. Но есть и другие, более ранние образования, сохранившиеся фрагментами.

Тенденции формирования океанов. Основной процесс – расширение посредством спрединга. Сопутствующие процессы – сдвиги, смещающие дно вместе с осью спрединга и обрамляющими структурами. Максимальные субширотные левые сдвиги сосредоточены в поясе между северным и южным тропиками Тихого и Атлантического океанов. Индийский океан деформирован распределёнными сдвигами в северо-восточном и субширотном направлениях.

Наложенные процессы – сопряжённые деформации дна. Сформировали протяжённые поднятия, увенчанные цепочками подводных гор и островов.

Тенденции формирования материков. Расположение материков и крупнейшие ассоциации парагенезов их структур выстраивались одновременно и сообразно с расширением и деформациями океанов. При этом одни части материков деформировались в условиях поперечного сжатия, где развивались складчатые области, а другие подвергались экзогенному выравниванию на фоне

развития рассеянных или распределённых деформаций.

Тенденции формирования глобальных тектонических конструкций. При районировании земной поверхности по кинематическим критериям эволюции, на карте выстраивается единый кинематически связный структурный рисунок деформаций. Прослеживаются пространственно-временные взаимоотношения между деформациями разных рангов. Эволюция земной поверхности представлена следующими кинематическими ассоциациями парагенезов структур. Глобальными зонами с высокой концентрацией деформаций, пересекающих сферу и друг друга в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Они включают в себя все крупнейшие горные системы материков и переходные зоны океанов. Глобальными зонами отделены участки поверхности, подвергнутые общему растяжению, сопровождаемому сдвигами и изгибами в плане. Эти большие участки включают в себя океаны и части материков.

Анализ распределения горизонтальных составляющих нормальных и тангенциальных сил, приложенных к элементам структур поверхности, показал два глобальных тренда направлений: на восток – везде, на север в восточном полушарии и юг – в западном. Региональные тренды других направлений – производны от глобальных. Развитие деформаций на восток инициированы силой вращения. Субмеридиональное направление деформаций, по-видимому, отражает действие сил инерции.

Выводы. В строении рельефа Земли более всего отражён этап эволюции тектоносферы, при котором сформировался современный Мировой океан.

Главные силы, контролирующие деформации земной поверхности в плане: силы вращения и инерции.

Если тектонические тенденции строения земной поверхности выявляются путём районирования по соответствующим критериям, то связи их с глубинным строением придётся подтверждать фрагментарно, расширяя их спектр по мере появления новых научных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174-177.

2. Казанский Б.А. Статистическое описание глобального рельефа по цифровым данным ETOPO 2′ // Геоморфология, 2006. № 2. С. 73-82.

3. Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И. Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 389-392.

4. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. О парагенетической интерпретации строения земной поверхности // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – Труды. (коллектив авторов). М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 157-158.

5. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145-197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).

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

7. Сидоров А.А., Чехов А.Д. О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // Доклады Академии Наук, 2009. Т. 2. С. 229-232.

База данных активных разломов – унифицированная система ввода, хранения и визуализации информации

Лунина О.В., Гладков А.А.

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, lounina@crust.irk.ru

Авторами разработана схема базы данных и создано программное обеспечение, предназначенное для ввода, хранения и визуализации информации об активных разломах или их сегментах. Под активными разломами понимаются дизъюнктивы, по которым по комплексу признаков доказывают-

ся любые тектонические смещения за последние 1-2 млн. лет, т.е. за позднеплиоцен-четвертичный период. Как правило, зоны таких разломов хорошо выражены в рельефе, являются хорошими проводниками для текучих сред и являются неблагоприятными с точки зрения возникновения в них опасных экзогенных и эндогенных процессов.

База данных активных разломов является приложением компьютерной программы MapInfo. Ввод данных осуществляется через специальные окна сразу после нанесения разлома на карту (рисунок); при этом сохраняется возможность вносить изменения информации, если объект уже находится в базе данных. Вывод данных производится в веб-браузере. В клиентской части базы данных для пользователя доступны следующие разделы: 1) информация о разломе или его сегменте, а именно общие сведения о нем, параметры, сейсмическое поведение, активность; 2) комментарии, представляющие собой текст, который эксперт посчитает нужным отразить в базе данных, в том числе проблемные вопросы, связанные с изучением разлома и аннотации из публикаций; 3) литература, т.е. публикации, в которых есть упоминание о разломе или об особенностях геодинамического развития территории, в пределах которой расположен разлом; 4) уместные иллюстрации.

В базе данных проводится автоматический расчет ряда параметров, характеризующих разлом. Так, оценка активности дизъюнктива автоматически рассчитывается по методике, основанной на экспертных баллах, которые присваиваются за определенные признаки активности разлома [1]. В соответствии с расчетной оценкой указывается степень активности тектонического нарушения (слабая, средняя, повышенная, высокая или аномально высокая).

Специалист, пользующийся базой данных, может получать всесторонние сведения о конкретном разломе, составлять путем запросов карты активных разломов, разделенных по достоверности, кинематике, степени активности и времени последней активизации, оформлять фрагменты карты в соответствии со своими задачами. При необходимости можно сделать выборку только сейсмогенерирующих разломов. Этой характеристике в базе данных соответствует поле «Сейсмоактивность», которое автоматически заполняется значением «Да», если доказана связь землетрясений с конкретным разломом, т.е. если заполнены поля «Сейсмогеологические признаки активности», «Последнее инструментальное или историческое землетрясение с $M \geq 5.5$», «Ассоциируемый КСИ» (КСИ – композитный сейсмогенный источник) и/или «Ассоциируемый ИГГСИ» (ИГГСИ – индивидуальный геолого-геофизический сейсмогенный источник). Возможность создания такой выборки снимает противоречие между различными понятиями термина «Активный разлом», формулировки которого не раз обсуждались в открытой печати.

Следует обратить внимание, что заполнением базы данных должен заниматься специалист-эксперт в области активной тектоники. При грамотном подходе разработанное авторами программное обеспечение могло бы стать унифицированной системой для ввода, хранения, обработки и визуализации информации об активном разломе или его сегменте на территории РФ. База данных может вполне конкурировать с подобными разработками в ряде зарубежных стран, с которыми можно ознакомиться на сайте Национального института геофизики и вулканологии в г. Рим http://diss.rm.ingv.it/diss/.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00072_а) и Минобрнауки РФ (госконтракт).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2010. № 4. С. 525-539.

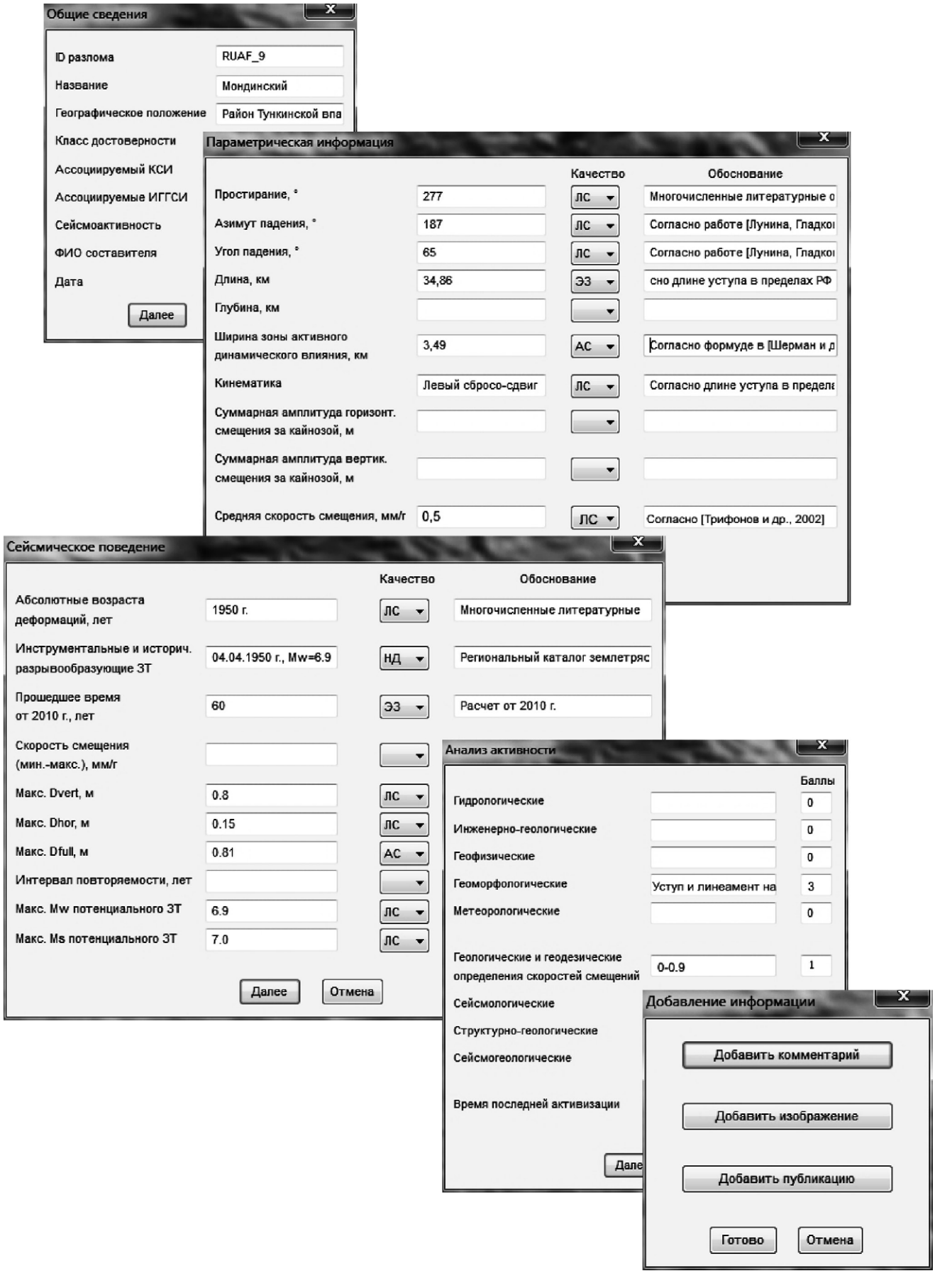


Рис. Пример ввода информации в базу данных активных разломов.

Интеграция пространственных данных и сервисов по геологии Дальнего Востока России на основе портального решения

Наумова В.В., Горячев И.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Территория Дальнего Востока России характеризуется высокой степенью геологической изученности. Здесь выявлено большое количество месторождений различных полезных ископаемых, в том числе уникальных по масштабам. Достижения Российской геологической науки, полученные в результате многолетних разноплановых исследований, являются существенным вкладом в мировой процесс изучения геологического строения, геологической эволюции и металлогении планеты Земля. Многолетние исследования ученых из институтов Дальневосточного отделения РАН позволили собрать огромную информацию по геологии и геофизике Дальнего Востока. В институтах полученные данные систематизируются. Создаются архивы и базы данных, ГИС, информационно-поисковые системы.

Благодаря новым методам сбора данных неуклонно растет их объем, повышается оперативность их получения, завершается переход на качественно новые, цифровые технологии сбора, обработки, распространения и использования данных. Для получения исходных данных используются системы дистанционного зондирования Земли из космоса, цифровые системы наземного и воздушного лазерного сканирования, другие цифровые и электронные геодезические приборы, цифровые аэросъемочные камеры, глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) GPS/ГЛОНАСС. Новая цифровая и электронная среда существования геологических данных создает условия для использования современных информационных технологий.

Одним из мощнейших путей обмена геологической информацией в настоящее время является Интернет, позволяющий осуществлять доступ к информационным ресурсам через большое число поисковых систем. Пространственные геологические данные – один из видов информационных ресурсов, имеющих свои особенности, которые определяют специфику их размещения в Интернет, поиска, отображения, обмена и использования. К этим особенностям относятся: графическое представление пространственных карт в виде цифровых карт, их координатная привязка к земной поверхности и множество характеристик, связанных с графическими объектами. Для работы с этой информацией необходим инструмент, позволяющий оперировать одновременно информацией из различных ГИС-систем на своём ПК, при этом сами ГИС-системы и данные должны оставаться у их создателей – т.е. возникает задача интеграции пространственных данных.

В мире для решения подобных задач, возникших в первую очередь в географии, геодезии и землеустройстве, был выбран путь интеграции на уровне метаданных, приведший к созданию международных стандартов (ISO 19115:2003, ISO 19139:2005), геопорталов и инфраструктур пространственных данных (ИПД). Однако существующие решения имеют общегеографическую и государственно-управленческую направленность и не учитывают специфических потребностей геологии. В частности не учитывается тот факт, что все геологические данные имеют привязку не только в пространстве, но и во времени, причём временная шкала является специфической.

Механизм реализации этого подхода – ГИС-портал. С точки зрения пользователей ГИС-портал является единой точкой доступа прежде всего к метаданным. Он обеспечивает поиск необходимой пространственной информации по ее описанию, а также непосредственное получение геоданных и работу с цифровыми картами. С другой стороны, ГИС-портал – это технология и программное обеспечение одношлюзового Web-доступа для поиска, передачи и использования геоданных и сервисов в любом пункте глобальной сети Интернет, а также размещения информации об имеющихся у пользователей данных. Портальное решение позволяет решить три основных задачи:

• Объединение пространственных ресурсов от разных производителей на всех уровнях интеграции: от глобального до территориального или локального;

• Обеспечение поиска и доступа к необходимой информации простыми средствами, не требующими специализированного программного обеспечения и подготовки;

• Упорядочение пространственной информации в общедоступные каталоги, пригодные для автоматического формирования и исследования;

• Объединение сервисов обработки пространственных данных от разных производителей;

• Обеспечение доступа к пространственным данным и сервисам их обработки простыми средствами.

Первым геологическим ГИС-порталом в РАН стал портал «ГеоМЕТА» (Вершинин и др., 2008). Основным принципом построения системы является выделение единой (базовой) схемы метаданных, реализованной в виде OWL – онтологии на основе стандартов ISO 19115-2003 «Географическая информация. Метаданные» и ISO 19119Ж2005 «Географическая информация сервисы».

Необходимо отметить еще один ГИС-портал в области наук о Земле РАН. Это распределенная информационно-аналитическая система для поиска, обработки и анализа пространственных данных Сибирского отделения РАН (Шокин и др., 2007).

В 2010 г. нами реализован ГИС-портал «Геология Дальнего Востока России» http://gis.fegi.ru/. ГИС-портал ДВГИ ДВО РАН представляет собой развитый web-интерфейс для организации единой точки входа к пространственным данным и сервисам по геологии Востока России (Наумова и др., 2011). Портал основан на технологиях GeoNetwork opensource.

Географический регион – Дальневосточный федеральный округ. Тематические категории каталога метаданных: вулканология; география, рельеф; геодинамика и тектоника; геофизика; геохимия; гидрогеология; глубинное строение, сейсмичность; литология и седиментология; металлогения, рудные месторождения; общая и региональная геология; петрология; стратиграфия и палеонтология. В ГИС-портал на постоянной основе автоматически интегрируются метаданные о ГИС-проектах Дальневосточного геологического института ДВО РАН, других институтов Дальневосточного отделения РАН, а также институтов, университетов и организаций, таких как Геологическая служба США, Геологическая служба Японии и др.

Стандартные возможности GeoNetwork предоставляют пользователям возможность осуществления простого и расширенного поиска метаданных. Пользователю предоставляется возможность поиска ГИС-систем по ключевым словам, территории, тематике и стратиграфическому времени. На ГИС-портале средствами GeoNetwork реализовано отображение метаданных, средствами InterMap Viewer -отображение карт. Кроме того, в портал интегрированы сервисы Google Earth, NASA WorldWind и USGS GloVis. Первые два сервиса позволяют оперировать с данными на глобусе, в том числе комбинировать данные ГИС-портала и локальных файлов на компьютере пользователя, а сервис GloVis предоставляет доступ к спутниковым снимкам Landsat. В дальнейшем планируется расширение списка предоставляемых сервисов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вершинин А.В., Серебряков В.А., Ряховский В.М., Дьяконов И.А., Динь ле Дат, Шкотин А.В., Шульга Н.Ю. Создание среды интеграции пространственных данных и приложений // Открытое образование, 2008. № 4. С. 9-16.

2. Наумова В.В., Горячев И.Н., Платонов К.А. Web-интеграция неоднородных научных данных и сервисов по геологии Дальнего Востока России на основе портального решения // Геоинформатика, 2011. № 1. С. 56-62.

3. Шокин Ю.И., Жижимов О.Л., Пестунов И.А. и др. Распределенная информационно-аналитическая система для поиска, обработки и анализа пространственных данных // Вычислительные технологии, 2007. Т. 12. Спецвыпуск 3. С. 108-115.

Геоэлектрическая структура тектоносферы на юге Дальнего Востока: связь с тектоникой, металлогенией, нефтегазоносностью

Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н.

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Вертикальное распределение удельного электрического сопротивления пород, слагающих оболочки Земли определяется рядом факторов: вещественным составом, флюидодинамическим режимом, термобарическими условиями и т.д. Представления о стандартном (среднем планетарном) разрезе Земли получены в результате интерпретации «глобальной» кривой магнитовариационного зондирования, построенной на основе сферического анализа данных мировой сети геомагнитных обсерваторий, дополненных данными магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на всех щитах (Ваньян, Шиловский, 1983). Удельное электрическое сопротивление монотонно уменьшается с глубиной от $2 \cdot 10^5$ Омм на глубине около 10 км до 20 Омм на глубине около 300 км. Стандартный разрез – это вертикальная последовательность максимальных значений удельного сопротивления сухих пород земной коры и верхней мантии в условиях температур и давлений, характерных для районов с нормальным тепловым потоком 45 МВт/м^2. В «горячих» районах, с тепловым потоком больше 90 МВт/м^2, температурная кривая недр пересекается с кривой солидуса примерно на глубине 80-100 км, что приводит к частичному плавлению верхнемантийных пород. Этот процесс отражается в геоэлектрических наблюдениях в виде резкого уменьшения удельного электрического сопротивления пород (ρ), регистрируемого данными МТЗ.

В районе исследования, включающим в себя территорию Приморья, среднего и нижнего Приамурья, Сахалина, акватории Японского моря и Татарского пролива выполнено более 1500 пунктов МТЗ, в том числе и долговременные с применением в качестве приёмных антенн подводных кабелей связи длиной до 950 км и континентальных кабелей связи длиной 30-120 км. Эти уникальные работы позволили впервые осветить геоэлектрический разрез до глубины около 1000 км и детально изучить аномальную электропроводящую структуру в различных этажах тектоносферы. В ходе работ установлено, что геоэлектрический разрез в зоне перехода от континента к окраинному морю существенно отличается от стандартного планетарного разреза. Этот разрез можно представить как сочетание нормального и аномального, нарушающего слоистую структуру.

В нормальном геоэлектрическом разрезе региона (рис. 1) выделяется следующая последовательность слоёв сверху вниз: земная кора мощностью 35-40 км под континентом и 20-35 км под дном Татарского пролива, Японского моря и Сахалина, характеризующаяся относительно высоким уровнем сопротивления $\rho_{зк}$ более 1000 Омм; ниже располагается подкоровая литосфера с $\rho_{л}$ = 80-150 Омм, её подошва под континентом располагается на глубине 130-150 км, под акваториями – на глубине 80 км; ниже регистрируется низкоомный горизонт, отождествляемый с астеносферой, его сопротивление под континентом составляет 20-50 Омм, а под окраинным морем 5-20 Омм, глубина подошвы изменяется соответственно от 230-250 км до 130-150 км. Т.е. под астеносферой в районе восстанавливается стандартный планетарный разрез.

Описанное послойное распределение электрического сопротивления указывают на особый флюидодинамический режим верхней мантии региона. Учитывая, что в пределах Приморья, Среднего и Нижнего Приамурья тепловой поток не превышает значений 45-50 МВт/м^2, становится очевидным, что выделяемая многочисленными зондированиями МТЗ астеносфера обязана процессу частичного плавления верхнемантийного вещества в присутствии водного флюида, снижающего температуру начала плавления до 1100-1200° С.

Другой особенностью нормального регионального геоэлектрического разреза является наличие относительно низкоомного горизонта 80-150 Омм, развитого ниже поверхности Мохо до кровли астеносферы. Результаты наших исследований позволяют по-новому представить флю-

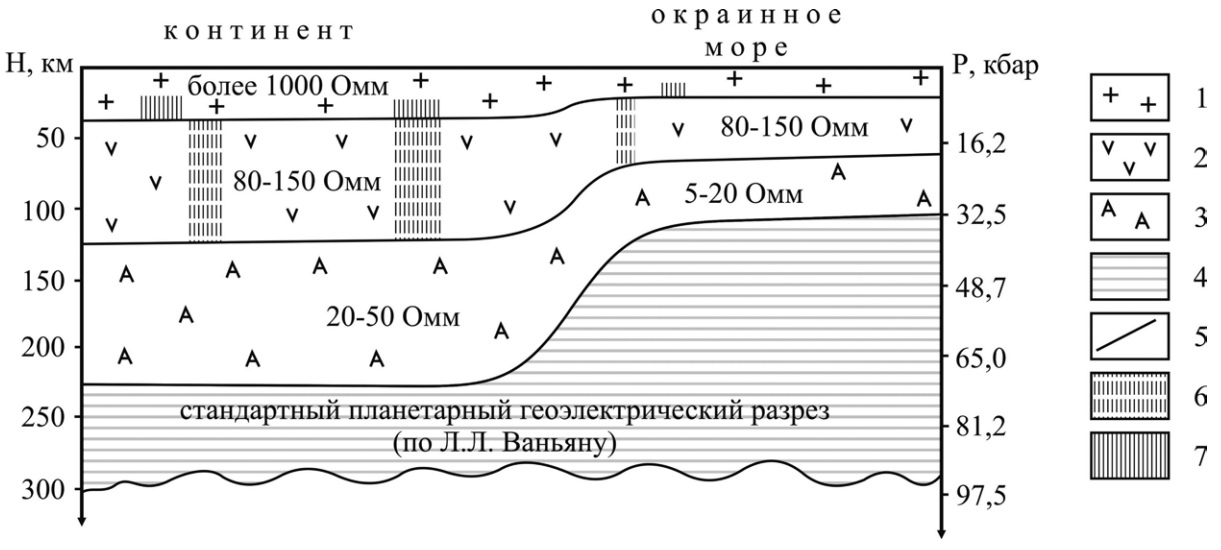


Рис. 1. Геоэлектрический разрез зоны перехода от континента к окраинному морю.
1 – земная кора; 2 – подкоровая литосфера; 3 – астеносфера; 4 – верхняя мантия; 5 – границы оболочек тектоносферы; 6 – анизотропно-электропроводящие зоны в подкоровой литосфере, отождествляемые с крупнейшими сдвиговыми системами региона; 7 – анизотропно-электропроводящие зоны в нижней части земной коры, отождествляемые с гидратацией коровых пород основного состава.

идный режим этой части разреза. В силу того, что в этом интервале глубин масштабное плавление пород невозможно, наблюдаемые низкие сопротивления пород ρл, по-видимому, обусловлены рассеянным содержанием электропроводящих материалов (водные растворы и графит). Привнесение этих материалов сверху представляется маловероятным в силу выполаживания разломных нарушений, создающих трещинную структуру земной коры на разделе Конрада (Николаевский, 1996). Эта структура, отождествляется с волноводом, ниже которого теряется флюидопроницаемость. Кроме того, вода в нижней части коры не может находится в свободном состоянии вследствии гидратации пород основного состава, сопровождающейся залечиванием трещин. Это указывает, что электропроводящие материалы поступают в подкоровую литосферу снизу. Вместе с тем известно (Кадик, Луконин, 1986), что кровля расплавленной астеносферы представляет собой фильтр, через который затруднено проникновение вверх H_2O. В этой связи наблюдаемую проводимость пород можно увязать с присутствием рассеянного графита в межзерновом пространстве, образующегося в результате реакции Будуара при температурах ниже 700° С $2CO_2 = C_{графит} + CO_2$. При температурах ниже 500° С в результате процесса поликонденсации появляется вода: $CO + H_2 \rightarrow$ ПУ + УВ + $CO_2 + H_2O$, где ПУ – продукты уплотнения, УВ – углеводороды. Образованная вода в вышележащем горизонте расходуется на гидратацию основных пород, в результате чего образуется флюидоупор, препятствующий проникновению глубинных флюидов в земную кору, вследствие чего она характеризуется относительно высоким сопротивлением.

Процесс расслоения тектоносферы усложняется в периоды тектонической активизации. В геоэлектрических параметрах нарушения горизонтальной однородности проявляются в виде линейных зон анизотропной проводимости, имеющих место как в подкоровой литосфере, так и в земной коре.

На рис. 2 показаны анизотропно-проводящие зоны подкоровой литосферы северо-восточного, северо-северо-восточного, субмеридионального и северо-северо-западного направлений. Эти зоны увязываются с известными сдвиговыми системами надрегионального масштаба: Тан-Лу, Центрально-Сихотэ-Алинская, Западно-Сахалинская, Хоккайдо-Сахалинская. Связь сдвиговых систем, хорошо выраженных в поверхностной геологии, с подкоровыми анизотропными системами указывают на то, что в горизонтальных перемещениях масс задействованы не только слои

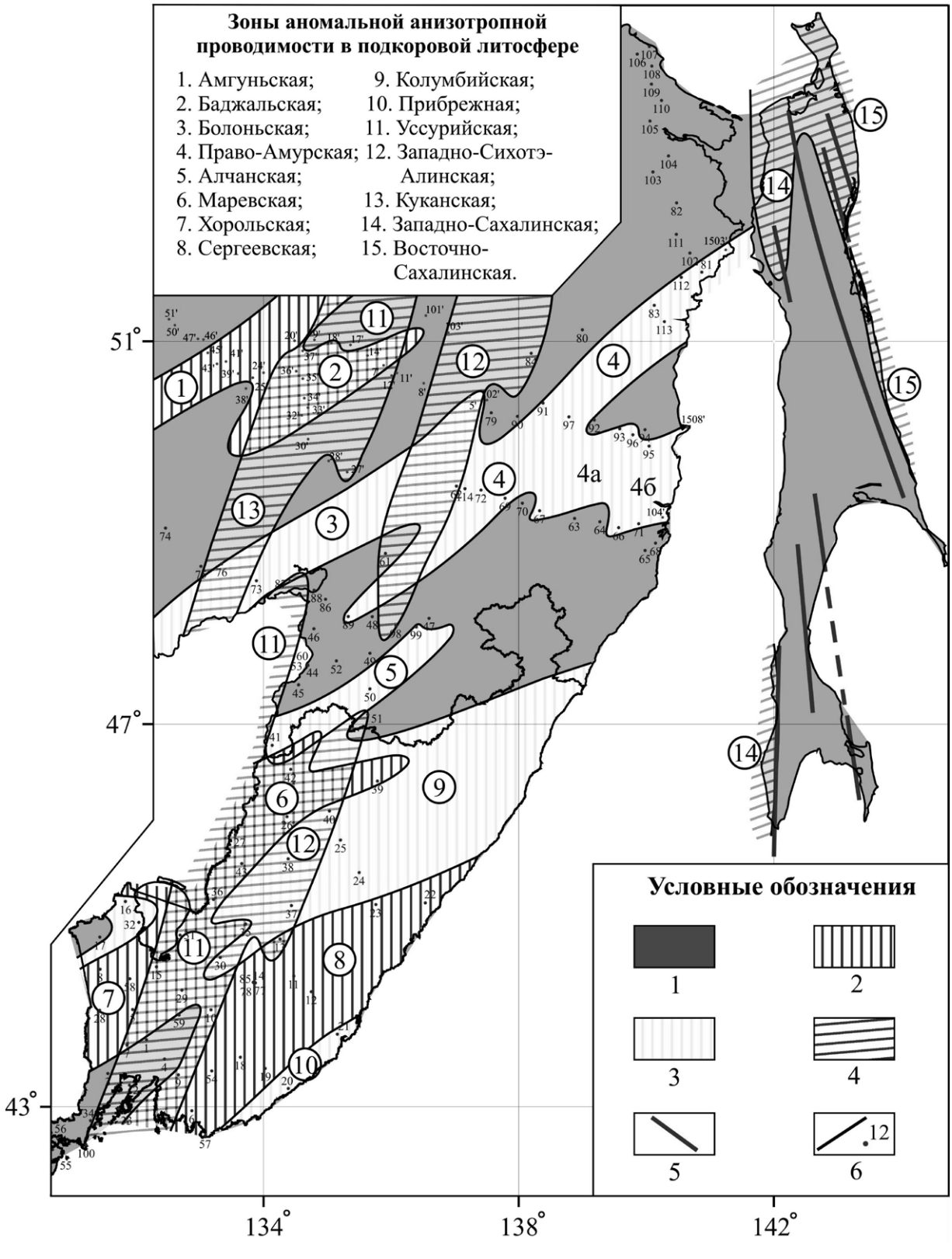


Рис. 2. Схема электропроводности подкоровой литосферы и зоны аномальной анизотропной проводимости, отождествляемые с крупнейшими сдвиговыми системами литосферы (интервал глубин 35-80 км).
1 – фоновая среда с изотропным удельным сопротивлением ρ = 80-150 Омм; 2-4 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с крупнейшими литосферными сдвиговыми системами: 2 – $\rho_{С\text{-}Ю}$ = 80-150 Омм, $\rho_{З\text{-}В}$ = 1000 Омм, 3 – $\rho_{С\text{-}Ю}$ = 80-150 Омм, $\rho_{З\text{-}В}$ = 300 Омм, 4 – $\rho_{С\text{-}Ю}$ = 1000 Омм, $\rho_{З\text{-}В}$ = 80-150 Омм; 5 – высокоомные крутопадающие плоскости 1000 Омм; 6 – границы зон, пункты МТЗ и их номера.

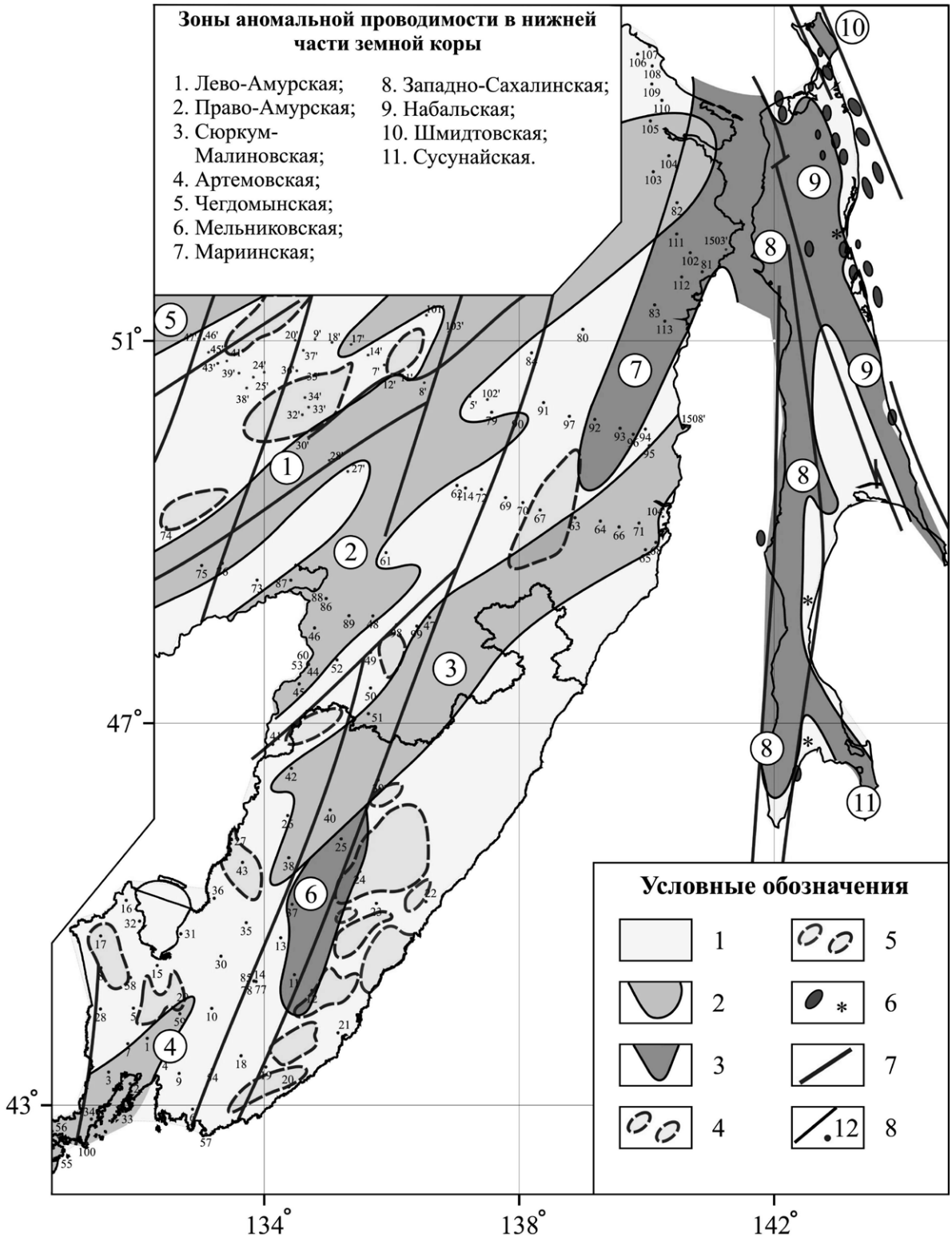


Рис. 3. Схема электропроводности нижней части земной коры и зоны аномальной анизотропной проводимости, отождествляемые с гидротированными породами в нижней части земной коры.

1 – фоновая среда с удельным электрическим сопротивлением более 1000 Омм; 2-3 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с зонами гидратированных пород в нижней части земной коры: максимальная проводимость в субмеридиональном направлении (2), максимальная проводимость в субширотном направлении (3); 4-5 – контуры районов по И.П. Романовскому: олово, вольфрам (4), свинец, медь (5); 6 – месторождения нефти и газа, грязевые вулканы; 7 – крупнейшие сдвиги по геологическим данным; 8 – границы геоэлектрических зон и пункты МТЗ.

земной коры, но и литосферы. В результате относительного перемещения литосферных блоков нарушается непрерывность токовых систем, образованных графитовыми пленками, что приводит к образованию анизотропных зон. Сопоставляя особенности проводящей структуры (рис. 2) с известными тектоническими построениями можно отметить, что многие тектонические элементы, выделяемые на основе геолого-геофизических особенностей приповерхностного слоя, вписываются в рисунок литосферных геоэлектрических структур.

Анизотропные электропроводящие структуры нижней части земной коры (см. рис. 3) в целом согласуются со структурой подстилающей литосферы, хотя не являются непосредственными их продолжениями в земную кору. Это может быть доводом в пользу того, что горизонтальные перемещения земной коры относительно подкоровой литосферы обладают некоторой автономностью. Проводящие зоны в земной коре северо-восточного направления в большей мере наследуют характер нижележащих структур. Движения в земной коре в направлении Центрально-Сихотэ-Алинского разлома отражается лишь в осложнениях зон северо-восточного направления. В восточной зоне региона на территории Сахалина отмечена полная перестройка геоэлектрического структурного плана, зоны северо-восточного направления здесь отсутствуют. То обстоятельство, что анизотропная высокая проводимость отмечается в нижней части земной коры, где отсутствуют P-T условия для нахождения воды в свободном состоянии, а из-за процесса гидратации происходит залечивание трещин, образовавшихся при очередном этапе тектонической активизации позволяет считать, что её природа определяется проводимостью графитовых плёнок, возникающих согласно реакции $CO_2 + 2H_2 = C + 2H_2O$ (при этом вода расходуется на гидратацию гидрофильных минералов).

Зоны высокой анизотропной проводимости трассируют зоны развития гидратированных плохо проницаемых для восходящих флюидов пород. Очевидно, по этой причине известные рудные районы региона располагаются за их пределами, чаще всего на границе с нормальным коровым разрезом (рис. 3). Такая же закономерность отмечается и в расположении месторождений нефти и газа на востоке Сахалина. Таким образом, особенности глубинного флюидного режима сказывается не только в структурно-тектоническом строении региона, но и в металлогении и нефтегазоносности.

Моделирование миграций сейсмической активности с применением геоинформационных систем

Новопашина. А.В.

Институт земной коры СО РАН
г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Сейсмической активности свойственно явление миграции, представляющее собой последовательность сгущения очагов землетрясений разной силы вдоль определенного направления. Моделирование распределения сейсмических событий территории Прибайкалья в пространстве и времени за инструментальный период 1964-2002 гг. позволяет обнаружить цепочки сейсмических событий и определить их скорости.

Миграции хорошо видны на трехмерных пространственно-временных диаграммах с координатными осями: «направление», «время», «сумма выделившейся при землетрясениях энергии (lgE_{sum})». Прослеживание смещений максимумов последнего параметра в пространстве со временем позволяет зафиксировать миграции землетрясений и определить их скорости.

Значения указанного параметра получены с временным разрешением $\Delta T = 1$ месяц в элементарных ячейках $\Delta L = 0{,}1°$, пересекающих области проецирования сейсмических данных. Последние представляют собой прямоугольники, задаваемые в геоинформационной системе Quantum GIS с расширением GRASS GIS точкой центра и азимутом наклона оси проецирования поворачи-

вающейся относительно центра. Простирание области проецирования максимально приближено к осям концентраций сейсмических событий, отображаемых на электронной карте за весь исследуемый период (рис.). Полученные для каждой зоны проецирования значения указанного параметра выгружаются в систему построения графиков MathJL.

Параметр lgE_{sum} интерполировался в окне 3ΔT на 3ΔL методом линейной интерполяции. Реализованная методика позволяет выделять медленные миграции землетрясений, скорости которых приходятся на часть спектра скоростей, измеряемых километрами – первыми десятками километров в год.

Анализ двадцати двух полученных диаграмм показал, что существуют четко выраженные продольные миграционные последовательности сейсмических событий, проходящие вдоль некоторых сейсмических структур. Зачастую, миграции носят циклический характер, являясь маятниковыми [4, 5] или односторонними [4].

Цепочки максимумов используемого параметра образованы как слабыми сейсмическими событиями ($11.5 \geq K \geq 8$), так и сильными ($16.2 \geq K \geq 11.5$). В основном, миграции проявляются в областях с относительно высоким числом слабых событий.

Отдельным зонам, на которых зафиксировано закономерное смещение сейсмического процесса, свойственны определенные моды скоростей миграций. Скорости меняются в узком интервале в пределах одной сейсмоактивной зоны и могут сменить диапазон при переходе в соседнюю зону.

Основной части сейсмических зон юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского рифта свойственны скорости до 20 км/год. Мода 30-35 км/год, среднее значение 34±2 км/год, а также скорости 35-70 км/год характерны для района Средне-Байкальской впадины.

В районе Южно-Байкальской впадины зафиксированы миграции, проходящие со скоростью 15-20 км/год, некоторые из которых накладываются на тренд 3,4±0,4 км/год, представляющий собой закономерное длительное (39 лет) смещение сейсмического процесса с северо-востока

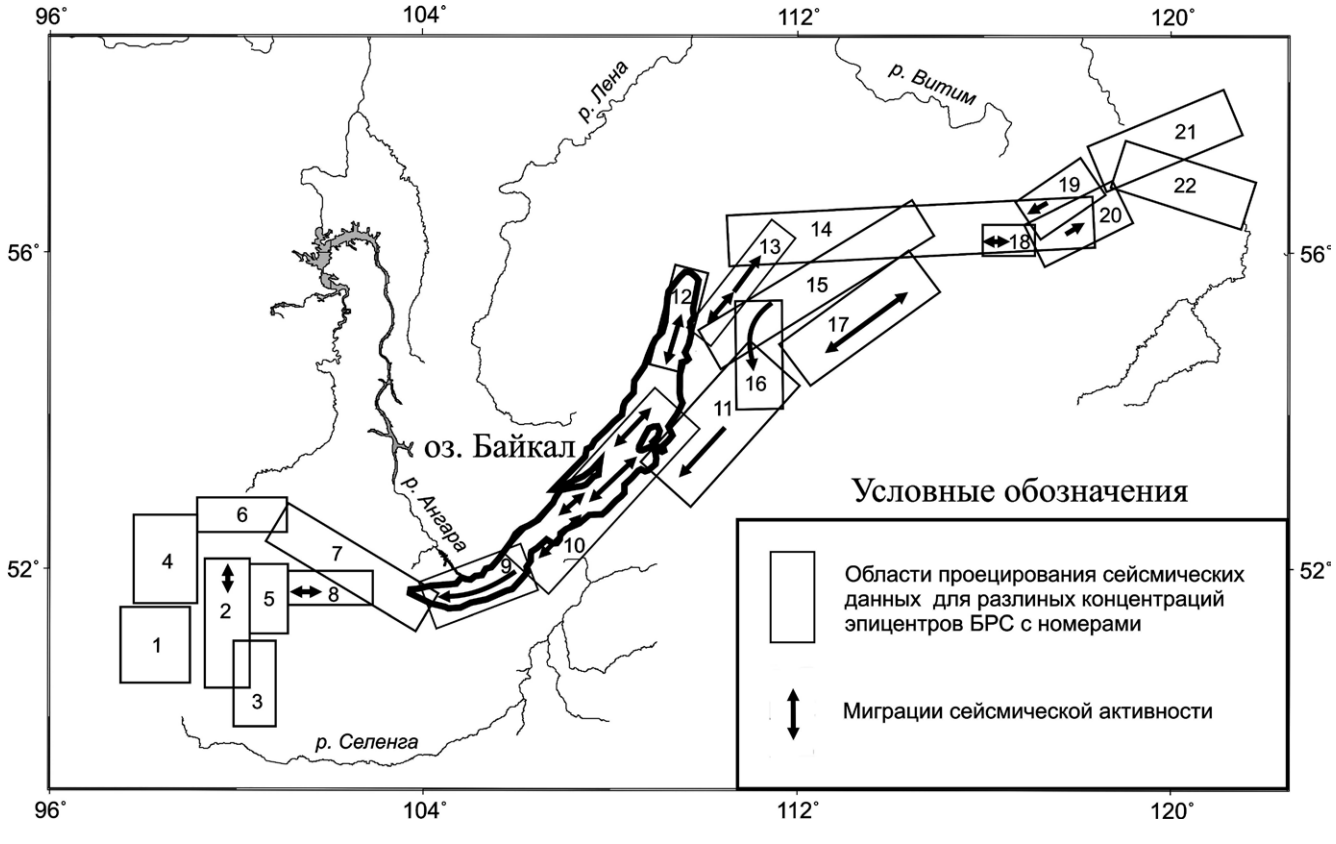


Рис. Зоны проецирования сейсмических данных.

на юго-запад, включающее землетрясения энергетических классов $15{,}9 \geq K \geq 14$.

Длины миграционных последовательностей, обусловленные блочной делимостью земной коры и соответствующие длинам сегментов активных разломов [3], ответственных за генерацию землетрясений, принимают характерные значения 50, 70, 160±10 км на северо-восточном фланге Байкальского рифта и до 50±10 км – на юго-западном.

Возможные причины, вызывающие медленные миграции различных скоростей, в том числе, – медленные деформационные волны [1, 2], распространяющиеся в литосферном пространстве, скорость продвижения фронтов которых зависит от прочностных свойств разломных зон. Миграция фронтов деформаций может быть спровоцирована как триггерными эффектами, так и динамикой процесса деформации земной коры в Байкальской рифтовой системе.

Метод выявления миграций и измерения их скоростей может применяться не только для территории Прибайкалья, но и других территорий, так как учет направления и скорости смещения сейсмической активности, позволит, в ряде случаев, определить вероятное место и время последующего землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.

2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса, 2003. 152 с.

3. Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 70-78.

4. Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, 1989. С. 72-81.

5. Шерман С.И. // Геофизический журнал, 2005. Т. 27. № 1. С. 20-38.

Моделирование тектонических движений деформационными сетками

Петров А.Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

Изучение тектонических движений одна из главных фундаментальных проблем современной геологии. Так как тектонические движения представляются как разновидность механической формы движения материи, суждения об их свойствах должно согласовываться с законами механики, изучающую эту форму движения как таковую. Механика, оперируя строгими математическими понятиями и используя мощный математический аппарат, позволяет ставить и решать множество теоретических задач, отталкиваясь от установленных законов и опираясь исключительно на логику математического аппарата. Начиная с работ Лагранжа, при изложении основ механики фигурируют только основные законы и доказательства вытекающих из них следствий. Наиболее последовательно этот подход реализован в т.н. рациональной механике сплошных сред, представляющей ее как чисто математическую дисциплину, базирующуюся на системе отправных понятий и аксиом У. Нолла [1]. Аксиомы рациональной механики представляют собой минимум, не¬обходимый для построения и анализа математических моделей механического движения. Из аксиом рациональной механики не только вытекают законы, установленные ранее эмпирически, но и делаются обоснованные выводы о менее очевидных свойствах движения. В дальнейшем изложении фигурируют понятия и определения, почерпнутые преимущественно именно из этой теории. В рамках рациональной механики кинематика, изучающая геометрические свойства движения, рассматривается как независимая и в определенной степени самодостаточная теория. С точки зрения кинематики сплошных сред механическая форма движения представляет собой последовательность деформаций – нелинейных преобразований, последовательно изменяющих формы и положения тел. Основные уравнения кинематики базируются на законах,

справедливых для любых или, по крайней мере, подавляющего большинства материалов. В этих уравнениях содержатся главным образом геометрические параметры. Объемные силы, напряжения и физические свойства изучаемой среды в них практически не фигурируют. В связи с этим, анализируя кинематику тектонических движений нет необходимости прибегать к гипотезам, проверить которые в реальном времени либо крайне трудно, либо не возможно в принципе. При этом достаточно простой математический аппарат кинематики позволяет создавать эффективные алгоритмы, легко реализуемые на современных ЭВМ. Это, в свою очередь, делает численный эксперимент одним из инструментов современного исследователя.

Ключевым понятием кинематики сплошных сред является конечная деформация – имения форм и положений, пришедшие за фиксированный интервал времени t0,t1. В векторном виде конечная деформация описывается уравнениями:

$$r_1 = f(r_0) \tag{1}$$

$$\text{или } r_0 = f^{-1}(r_1), \tag{1'}$$

где r_0 и r_1 – координаты материальных точек в моменты веремени t_0 и t_1, f и f_{-1} – функции пребразования пространства. Данные функции должны отвечать ряду необходимых условий и принципов: условиям сохранению вещества, кусочной непрерывности, совместности деформаций, принципам детерминизма, локальности и независимости от системы отсчета. Таким образом, одной из главных задач кинематики является поиск и анализ уравнений (1) или (1'), согласующихся с указанными условиями и принципами.

Удобным способом описания деформаций является деформационная сетка [2]. Суть ее, применительно к двухмерному случаю, состоит в отображении недеформированного состояния в виде двух семейств параллельных прямых, разбивающих плоскость на равновеликие квадраты, а результат деформации - в виде линий, разбивающих плоскость на криволинейные элементы. При достаточно дробном разбиении, каждому квадрату в недеформированном состоянии соответствует косоугольный параллелограмм, а вписанной окружности – эллипс. С помощью такой сетки характер происшедших изменений представляется наглядно и выразительно, поддаваясь при этом количественной оценке. Свойства, которыми обладают деформации, гораздо легче объяснить в терминах, описывающих деформационную сетку, нежели с помощью принятых в механике систем дифференциальных уравнений. Так, например, условие сохранения вещества выражается в равенстве количества ячеек до и после деформации. Условие кусочной непрерывности состоит в том, что все линии, образующие сетку, состоят из конечного числа гладких непрерывных отрезков. Условие совместности сводится к тому, что между ячейками отсутствуют зияния и перекрытия. В соответствии с принципом локальности существует область, за пределами которой лини, образующие деформационную сетку, вырождаются в горизонтальные и вертикальные прямые.

Задачи, связанные с построением и анализом деформационных сеток можно свести к задачам чисто геометрическим, что позволяет при компьютерном моделировании использовать хорошо разработанный аппарат дифференциальной геометрии. Учитывая свойства деформации, можно утверждать, что каждая линия деформационной сетки, образованная из горизонтально ориентированной прямой, должна описываться гладкой (или, в общем случае, кусочно-гладкой) функцией. В силу принципа локальности существует область, за пределами которой функция вырождается в линейную. Часть кривой находится ниже исходной прямой, а часть выше. В силу условия сохранения объема сумма площадей лежащих выше прямой равна сумме площадей, расположенных ниже. Функцию, описывающую кривую, обладающую такими свойствами, можно представить в виде последовательности полиномов 4–5-й степени. В деформационной сетке линии такого типа должны образовывать непрерывную последовательность, т.е. тем меньше отличаться друг от друга, чем ближе они расположены. При этом, достигая определенного уровня, линии должны вырождаться в горизонтальные прямые. В простейшем виде семейство линий, обладающих

таким свойством виде можно представить уравнением:

$$z = c + к(c)f(x) \quad (3)$$

где c – уровень, определяющий первоначальное положение, z – высотная отметка в настоящее время, функция f(x) описывает максимально искривленную кривую, а коэффициент к(c) – представляет собой функцию, обеспечивающую выполаживание линий по мере приближения к нижней (c_0) и верхней (c_1) границам.

Второе, вспомогательное, семейство линий, соответствующих первоначально вертикальным прямым, должны разбивать линии основного семейства на равновеликие элементы, площади которых равны первоначальным прямоугольным параллелограммам. Уравнения вспомогательных линий определяется неявным выражением:

$$a = x + \frac{\partial к}{\partial c}\Phi(x). \quad (4)$$

где Ф(x) первообразная функции f(x), a, x – первоначальные и актуальные координаты точек.

С помощью деформационных сеток легко осуществляются преобразования конфигураций. С их же помощью могут описываться деформации, испытавшие несколько этапов. Например, сетка, моделирующая мелкую складчатость, может быть трансформирована сеткой, моделирующей складчатость более высокого порядка и наоборот. При этом разная последовательность преобразований приводит к разным результатам.

При изучении реальных структур выявление и изучение конечных деформаций дает наиболее объективную информацию. Достоверными данными о том, как протекал сам процесс, мы в чаще всего не располагаем. В большинстве случаев с приемлемой точностью оценить длительность процесса невозможно. Не менее трудно определить протекал ли процесс равномерно, шел с нарастанием скорости и резко прекращался, или наоборот, вначале протекал с относительно большой скоростью, а потом медленно затухал. Однако, при численном моделировании конечных деформаций, иметь представление о возможном ходе деформирования, то есть непрерывного процесса [3] крайне важно по нескольким соображениям. Во-первых, необходимо убедиться, что деформация отвечает принципу детерминизма, который выражается в том, что между начальной конфигурацией и конечной конфигурацией должна существовать последовательность промежуточных конфигураций, которые тем меньше отличаются друг от друга, чем ближе они находятся в этой последовательности. Не всякое геометрическое преобразование, отвечающее условиям совместности, непрерывности и сохранению объема может быть представлено в виде указанной последовательности. Во-вторых, моделирование хода деформации позволяет делать предположения о причинно-следственных связях между геологическими структурами, которые наблюдаются в настоящее время, и теми процессами, которые происходят и ли могут происходить в Земле на протяжении геологического времени. В-третьих, численные эксперименты, как и любые эксперименты, могут привести к неожиданным и интересным выводам.

Рассмотрим два подхода к моделированию процесса деформирования.

1. Монотонно нарастающая деформация.

Пусть конечная деформация описывается стекой Г(h), где h – максимальное отклонение от горизонтальной плоскости. Тогда деформирование можно представить в виде последовательности промежуточных сеток $Г_i(h_i)$, где $h_{i+1} = h_i + \Delta h$, $\Delta h = h/N$ – отклонения в промежуточные моменты времени. После N итераций, мы получим конечную деформацию Г(h). Фиксируя положения узловых точек при каждой итерации, можно проследить траектории их перемещения. Как видно из результатов численного эксперимента, эти траектории, ложатся на концентрические кривые, с единым неподвижным центром. Следует обратить внимание, что, в отличие от конвективного механизма [4], когда наличие неподвижного центра закладывается в самом уравнении движения, в уравнениях, описывающих конечную деформацию, такие точки в явном виде не фигурировали.

2. Постоянно действующая деформация.

Пусть деформация, которую можно считать достаточно малой, описывается стекой $\Gamma_1(\Delta h)$). Будем считать, что факторы, вызывающие такую деформацию действуют постоянно в течение достаточно долгого времени. Тогда деформирование можно представить в виде последовательности произведений ($\Gamma_i \times \Gamma_{i+1}$). После достаточного числа итераций, мы получим конфигурацию, сходную с той, которая получается при моделировании конвективного течения [4]. Существенным отличием конечной деформационной сетки от смежных конвективных ячеек является то, что деформации к краям сетки не возрастают, а убывают. Следовательно, такой вид тектонического течения может реализовываться в замкнутом пространстве, не оказывая заметного влияния на смежные геологические объекты. Как и в предыдущем численном эксперименте, при каждой итерации будем фиксировать положения узловых точек, и таким образом проследим их траектории. Эти траектории также ложатся на концентрические замкнутые кривые, с единым неподвижным центром. При этом длины траекторий по мере удаления от неподвижного центра сначала нарастают, а за тем убывают, сходя на нет на границах сетки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.

2. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ, 1997. 130 с.

3. Прагер В. Введение в механику сплошных сред. М.: ИЛ, 1963. 311с.

4. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

Изучение деформаций в условиях скольжения плит

Петров А.Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

Скольжение, или взаимное смещение участков литосферы (блоков, чешуй, плит и т.д.) так или иначе, рассматривается во всех тектонических теориях и гипотезах, вызывая повышенный интерес у многих исследователей. При умозрительных построениях это явление зачастую рассматривается как смещение жестких тел друг относительно друга. Граница между блоками рассматривается как гладкая поверхность, а для простоты чаще всего как плоскость. При этом смещение фиксируется по разобщению реперных точек. По векторам смещения, их направлению и абсолютной величине производится классификация движений и делаются выводы о породивших их силах.

В настоящее время на смену умозрительным построениям, опирающимся главным образом на воображение и интуицию, приходит компьютерное моделирование, базирующееся на измеримых величинах и математически строгих понятиях. При математическом моделировании смещения в замкнутом пространстве друг относительно друга двух и более несжимаемых тел возникает ряд проблем, проигнорировать которые невозможно. Плоскость (поверхность) с математической точки зрения простирается бесконечно. Если смещаемые блоки считать жесткими, т.е. абсолютно твердыми, то смещения, зафиксированные в одной точке блока, будут равны смещениям во всех остальных его точках и должны простираться в бесконечность. Между тем реальные блоки имеют естественные границы, следовательно, речь может идти не о бесконечно продолжающихся поверхностях, а об ограниченных участках поверхностей. В таком случае жесткое поведение блоков невозможно: зафиксированные в одном месте амплитуды смещения должны затухать и вдоль границы между блоками и по мере удаления от нее. Это приводит к выводу о неизбежном наличии связных деформаций, как на границах блоков, так и внутри них. Без оценки этих деформаций создать непротиворечивую модель невозможно. Для изучения указанных деформаций предлагается использовать деформационные сетки, способы построения которых, разработаны автором [1] и обсуждаются в другом докладе данной конференции.

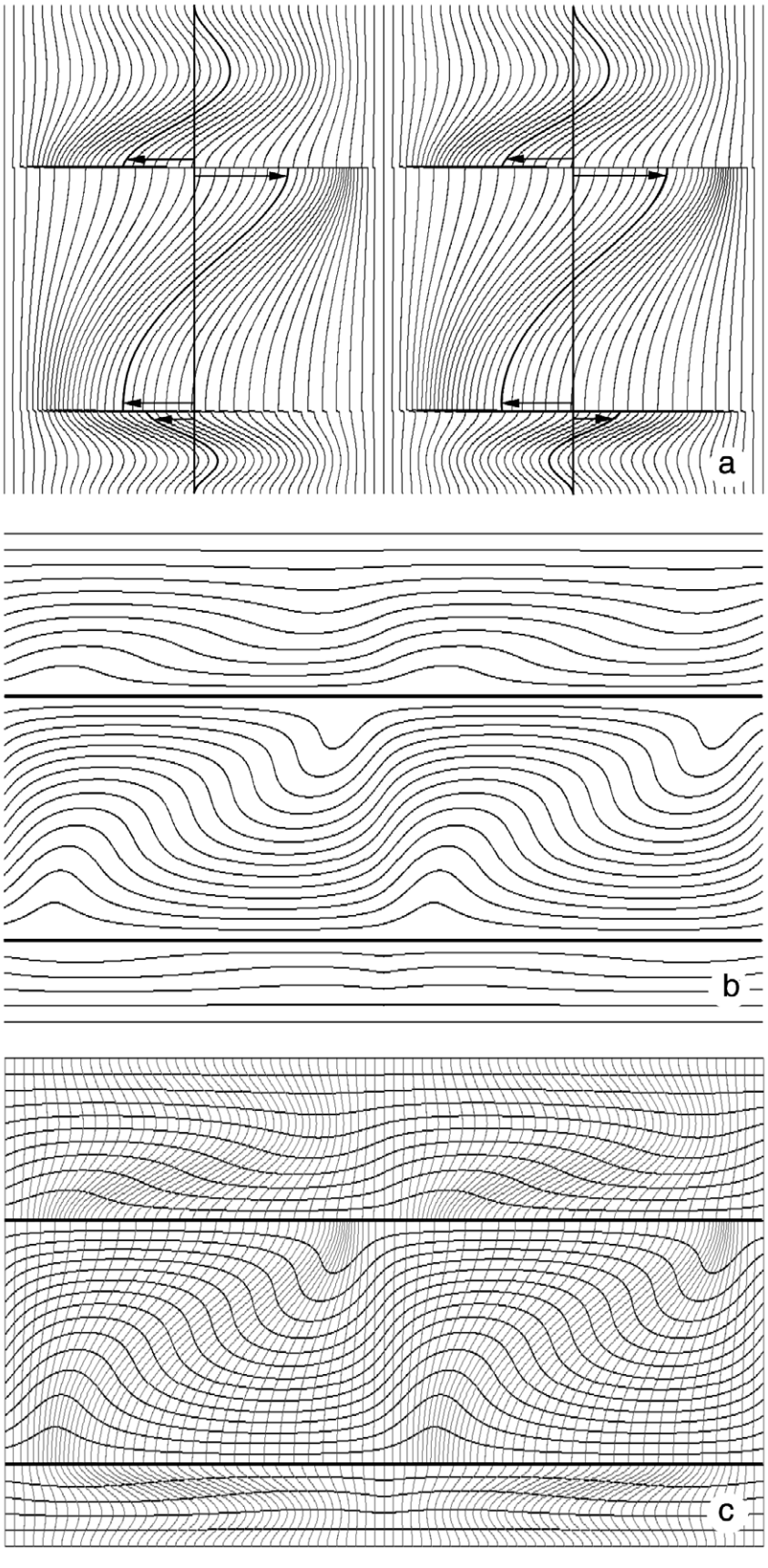


Рис. 1. Смещения в горизонтально залегающих пластинах: a – трансформация вертикально ориентированных линий, b – трансформация линий, первоначально ориентированных горизонтально, c – сетка, описывающая конечные деформации в пластинах.

В основе вычисления деформационных сеток для данного типа движений лежит нахождение функций, описывающих трансформацию плоскостей (в двумерном случае линий), первоначально ориентированных вертикально. Первоначально горизонтальные, вспомогательные, поверхности (линии) вычисляются исходя из условий сохранения объема, кусочной непрерывности, совместности деформаций, принципа локальности, а также условия сохранения объема. Рассмотрим два типа движений.

В первом случае плоскости, разделяющие пластины ориентированы горизонтально. Максимальные смещения фиксируются на границах в горизонтальном направлении, что соответствует послойным срывам. В соответствии с принципом локальности, смещения убывают по мере удаления от того места, где смещения достигают максимальной величины. Кривизна линий деформационной сетки из основного семейства достигает максимальной величины при наибольшем смещении и убывает по мере их убывания, трансформируясь до вертикально ориентированных прямых. При этом линии из второго (вспомогательного) семейства, соответствующие первоначально горизонтальным прямым, тоже трансформируются, отражая складчатость, возникающую внутри пластин. В приведенном примере рассмотрено сечение трех пластин. В средней пластине смещения происходят как на подошве, так и на кровле, причем направлены они в противоположные стороны. В верхней пластине смещения происходят только на подошве и направлены влево. В нижней пластине смещения происходят только в кровле, причем в противоположные стороны (см. рис. 1a). Возникающие при этом складчатые структуры заметно различаются в зависимости от характера смещений на границах (см. рис. 1b). Анализ деформационных сеток (см. рис. 1c) приводит к выводам о характере деформаций, выраженной в смене областей их понижения и повышения, что соответствует участкам концентрации и разряжения напряжений.

Во втором случае граница раздела блоков (плит) ориентирована вертикально, что соответствует сдвигам и трансформным разломам. Моделируется горизонтальные смещения по серии вертикальных плоскостей. На каждой плоскости амплитуда смещения убывает от максимальной величины, сходя на нет по мере удаления к границам. Кривые из основного семейства трансформируются в вертикальные прямые. На плоскостях, параллельных границе между блоками, кривизна кривых постепенно убывает, так же сходя на нет.

Результаты численных экспериментов приводят к следующей трехмерной картине (рис. 2). Смещения в блоках приводят к появлению в тылу максимального смещения участков с повышенным горизонтальным растяжениям, что выражается в образовании впадин. Перед фронтом возникают участки с повышенными горизонтальными сжатиями, и соответственно, образование поднятий. В данной модели размеры блоков одинаковы по протяженности, ширине и мощности. Это сделано намеренно для того, чтобы более наглядно отобразить общую тенденцию.

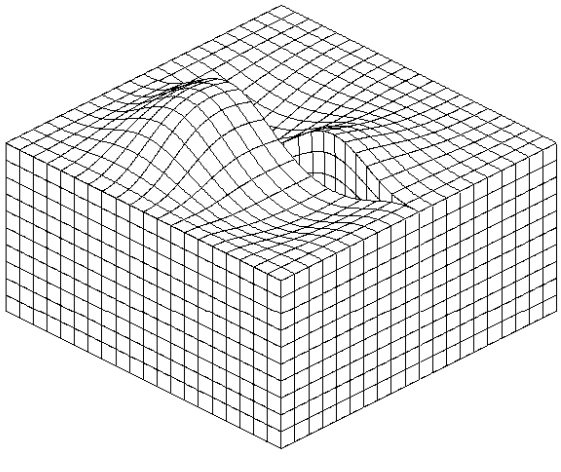


Рис. 2. Трехмерная модель смещения горизонтального смещения в блоках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ, 1997. 130 с.

Строение Ургальского разлома Кындалской грабен-синклинали Буреинского осадочного бассейна (по данным сейсморазведки)

Развозжаева Е.П.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Кындалская грабен-синклиналь (КГС) является наиболее погруженной частью Буреинского осадочного бассейна. В гравитационном поле ей отвечает отрицательная локальная аномалия. Центральная часть КГС, расположенная в нижнем течении рек Адникан, Дубликан, Солони, Ургал, хорошо изучена сейсморазведкой как наиболее перспективный нефтегазопоисковый объект. На территории КГС пробурено 5 скважин глубиной 3 км и более, в которых зафиксированы нефтегазопроявления, открыто одно газовое месторождение. В основании КГС лежат угленосные отложения верхнеюрской талынджанской свиты и верхнеюрско-нижнемеловой ургальской серии, выходящие на поверхность в обрамлении КГС [1]. КГС сложена, в основном, нижнемеловыми отложениями чагдамынской, чемчукинской, йорикской и кындалской свит континентального и прибрежно-морского генезиса общей мощностью 3-4 км.

КГС имеет преимущественно разломные ограничения, в южной части северо-восточного простирания, в центральной и северной частях – субмеридионального. По данным [2] КГС формировалась в условиях присдвигового растяжения. С юго-востока ограничением КГС является Ургальский разлом (УР). УР играет ведущую роль в формировании КГС. Изучение структуры разлома актуально в прикладном аспекте, поскольку к нему приурочены антиклинальные локальные структуры, рассматриваемые как перспективные объекты для поисков углеводородного сырья. Фрагментарно УР выражен в рельефе и в поле ∂g – гравитационной ступенью [3].

По сейсморазведочным данным УР выделяется достаточно уверенно. На поперечных сейсмических разрезах он распознается как граница между осадочным комплексом КГС, выраженным в волновом поле четкими отражающими границами, и немой толщей, отвечающей обрамлению КГС (рис. 1, 2). Очевидно, что в период формирования КГС УР являлся сбросом или сдвиго-

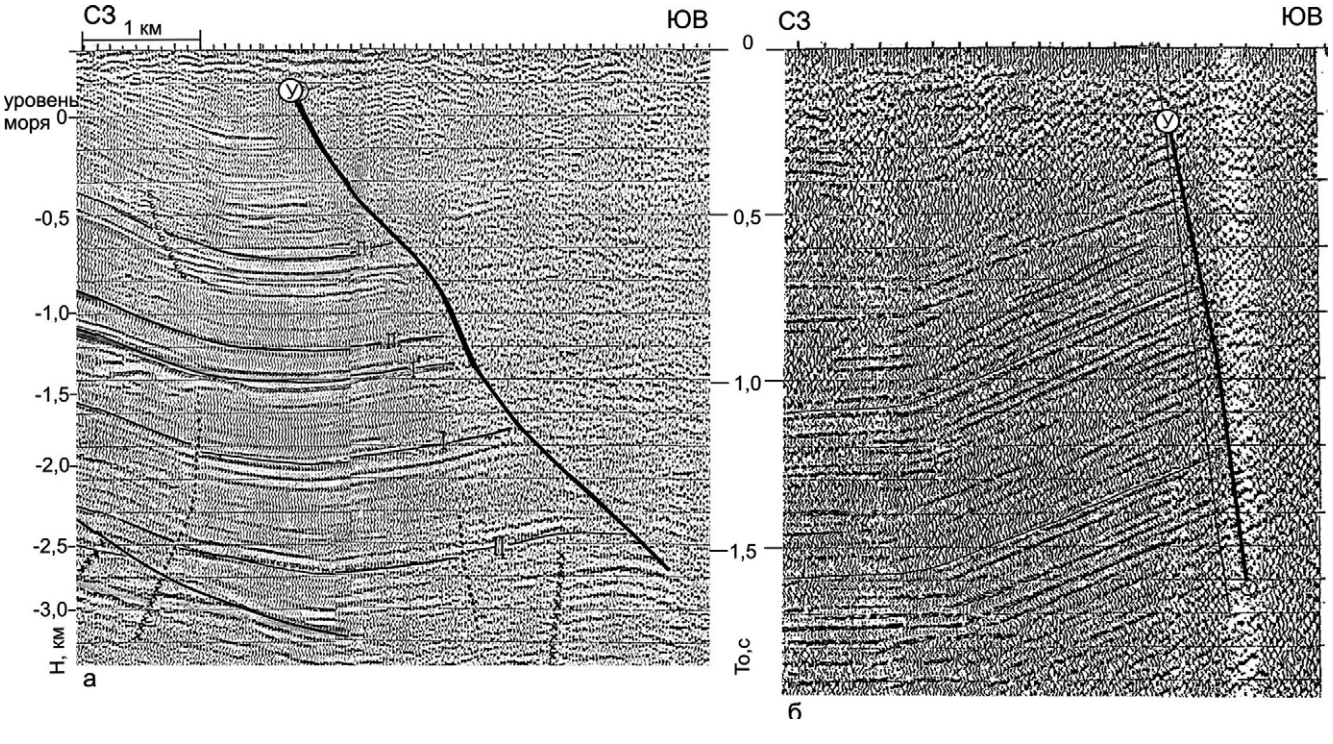


Рис. 1. Строение Ургальского разлома в поле отраженных волн: а – в южной части Кындалской грабен-синклинали (сейсмический профиль 02); б – в ее северной части (сейсмический профиль 44).

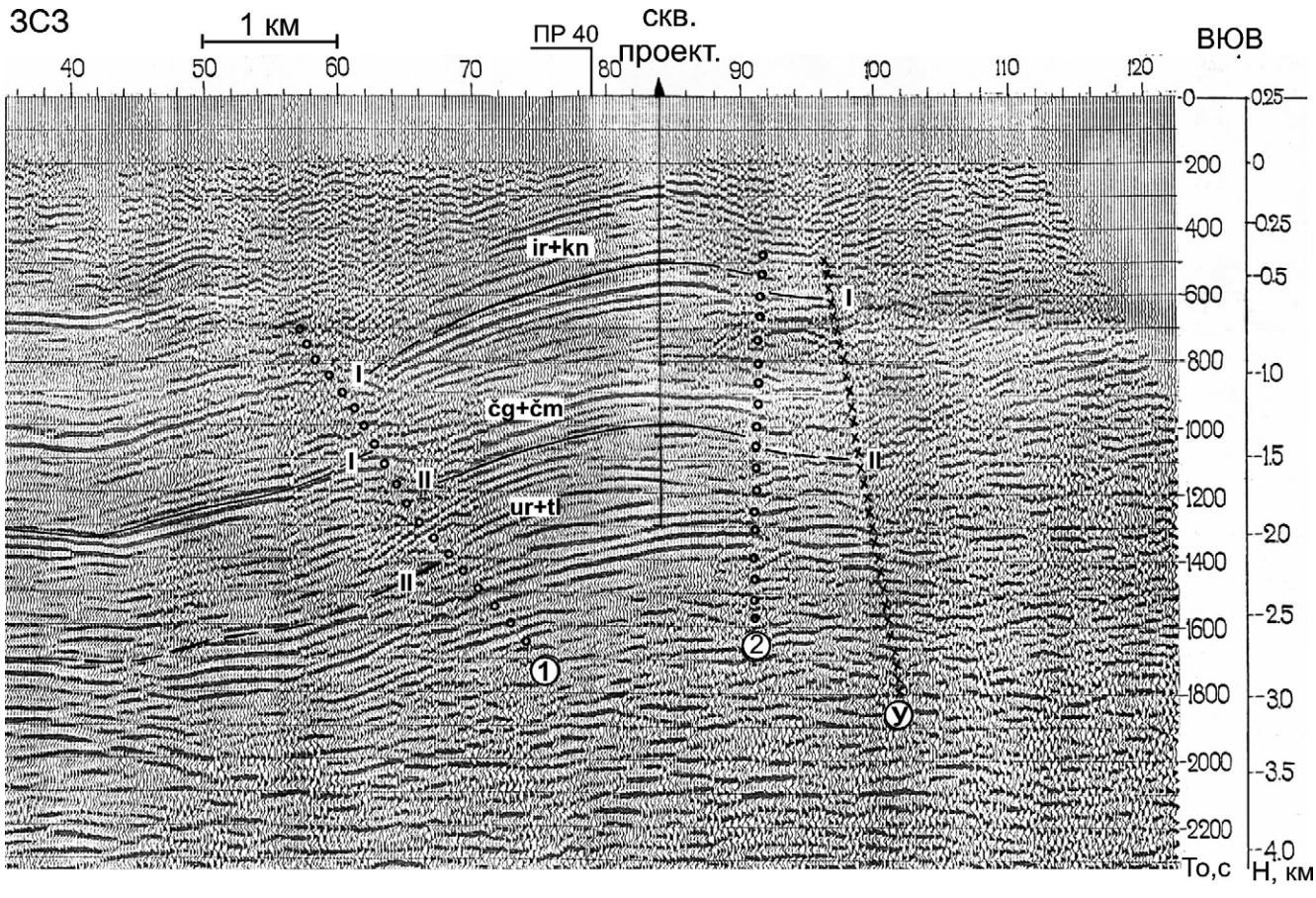


Рис. 2. Временной разрез по сейсмическому профилю 37, пересекающему Дубликанскую антиклинальную структуру (по Токаревой Л.А., 1987 г.).
Разломы: основные – буквы в кружках (У – Ургальский разлом); второстепенные – цифры в кружках.

сбросом. Однако на сейсмических разрезах южной части, в междуречье Адникана и Южной Эльги, УР выглядит как надвиг, сместитель которого наклонен на юго-восток (рис. 1а). Севернее разлом становится более крутопадающим (рис. 1б). К разлому примыкают антиклинальные, реже синклинальные складки (рис. 2). На антиклинальных структурах фиксируется размыв верхних осадочных слоев. На некоторых поперечных и субширотных профилях в западном направлении также виден подъем и размыв верхней части разреза. Надвиговый характер УР, размыв верхних осадочных слоев, наличие складчатых структур, свидетельствуют, что на постседиментационном этапе КГС претерпела сжатие. При этом складки, в основном, локализовались в зоне УР. Это Ургальская, Солонийская, Дубликанская (рис. 2) и Урканская антиклинальные структуры. На структурных схемах, построенных по отражающим горизонтам (ОГ), установлено положение УР и оперяющих его разломов в плане. В южной части наблюдается сужение КГС, появляются дополнительные складки и разломы. Направление УР изменяется с субмеридионального, где на сейсмических разрезах УР имеет субвертикальный сместитель, на северо-восточное с надвиговым характером разлома.

Локальные изменения направления УР, вероятно, связаны с сопряженными сдвигами субширотного направления, которые трудно диагностируются на сейсмических разрезах, но выявлены в современном рельефе и гравитационном поле. В рельефе на выровненных заболоченных участках УР не выделяется, но в низкогорной части фрагментарно прослеживается. В междуречьях Дубликан – Адникан, Эльга – Адникан по данным дешифрирования распознается главный шов УР и ступенчато смещающие его разломы северо-восточного и близширотного простирания. Хорошо выражены поперечные разломы вдоль рек Солони и Дубликан. По данным интерпрета-

ции гравитационного поля [3] также предполагается наличие поперечных субширотных сдвигов.

На основании анализа сейсмических временных разрезов можно сделать следующие предварительные выводы. КГС сформировалась в узле сопряжения северо-восточных и субмеридиональных разломов – правосторонних сдвигов. Вдоль УР на этапе осадконакопления происходили сбросо-сдвиговые дислокации. В постседиментационный период, вероятно, в позднем мелу, произошла инверсия, растяжение сменилось сжатием в направлении СЗ-ЮВ, что привело к формированию антиклинальных и синклинальных складок. УР, вдоль которого в период седиментации происходили сбросовые дислокации, на этапе инверсии – сжатия КГС становится взбросом, а в южной части – надвигом. Южная часть КГС северо-восточного простирания претерпела максимальное сжатие. По данным гравиметрии [3] и дешифрирования аэрофотоснимков во время инверсии проявились также преимущественно субширотные (от ЗСЗ до ВСВ) правосторонние сдвиги.

Работа выполнена в рамках научных проектов: ОНЗ РАН-1 «Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе», проект 09-1-ОНЗ-21 и «Геодинамика северо-западного обрамления Палеопацифики в мезозое и кайнозое», проект 09-1-ОНЗ-01.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология, 1994. № 6. С. 107-121.

2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-82.

3. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология, 1987. № 2. С. 78-84.

Геомагнитные исследования подводных вулканов Тихоокеанской зоны перехода

Рашидов В.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

В Тихоокеанской зоне перехода (ТЗП) в настоящее время проистекают интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются активный вулканизм и высокая сейсмичность. Современная подводная вулканическая деятельность ТЗП приурочена к островным дугам и окраинным морям. Это, по сути, различные геотектонические типы вулканизма, отличающиеся условиями проявления, характером извержений, составом изверженных продуктов и другими особенностями. Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и ферробазальты. Для подводных вулканов, вершины которых располагаются глубже первых сотен метров, характерны лавовые излияния. Эксплозивные извержения резко преобладают у субаквальных вулканов.

Особое место в ряду методов, применяемых для изучения подводного вулканизма, занимают геомагнитные исследования. Анализ карт аномального магнитного поля открывает путь к изучению строения вулкана, его эволюции и возраста образования, тектоники районов исследования и к поиску новых вулканических построек. Он также позволяет судить о природе проявлений подводной вулканической деятельности и рудообразовании в изученных регионах. Изучение контрастных магнитных свойств горных пород, слагающих подводные вулканы, помогает получать сведения об условиях их образования.

Как правило, наблюдается хорошая корреляция аномального магнитного поля подводных вулканов с их современным рельефом. К вулканическим постройкам приурочены локальные аномалии, не нарушающие общую структуру аномального магнитного поля. Иногда отмеченные

локальные аномалии осложнены дополнительными экстремумами, связанными с разноглубинными вулканическими телами, отдельными экструзиями и поздним перемагничиванием магматического материала. Наблюдаемые над подводными вулканами локальные аномалии представляют собой суперпозицию магнитного эффекта от самой вулканической постройки и ее «корней».

При комплексных вулканологических исследованиях с борта НИС «Вулканолог» были открыты подводные вулканы в островных дугах Курильской и Кермадек, в Южно-Китайском море (Рашидов, 2007). Выделена зона трещинных подводных излияний в Новогвинейском море (Горшков и др., 1984). Иногда из всего применяемого на НИС «Вулканолог» комплекса исследований гидромагнитная съемка являлась единственным действенным методом обнаружения подводных вулканов.

Разработанная технология количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволила проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их восстановления в узлах регулярной сети (Блох и др., 2010; Рашидов, 2010). С помощью этой технологии изучено строение подводных вулканов ТЗП и выявлены лавовые потоки, лавовые пробки, вершинные кальдеры. Оценены масштабы, формы, а в ряде случаев определена и стадийность проявления подводной вулканической деятельности. Установлены возможные местоположения магматических камер и направления подводящих каналов для подводных вулканов Курильской островной дуги.

В результате обобщения, систематизации и интегрированного анализа полученных данных установлено, что в пределах островных дуг ТЗП преобладают излияния центрального типа. Подводные вулканы, представляющие собой изолированные постройки, массивы и группы, отчетливо проявляются в аномальном магнитном поле $(\Delta T)a$ наличием локальных аномалий, приуроченных к вулканическим постройкам (Рашидов, 2007, 2010). В высоких широтах доминируют изометричные аномалии, но встречаются и вытянутые формы. В средних и низких широтах преобладают дипольные аномалии магнитного поля. Размеры аномалий, как правило, сопоставимы с размерами вулканических построек. Амплитуда их может достигать 3000 нТл, а горизонтальный градиент поля нередко превышает 200 нТл/км.

В окраинных морях выявлены подводные вулканические зоны, в пределах которых преобладают трещинные излияния. Эти зоны хорошо выделяются по интенсивным знакопеременным аномалиям магнитного поля (Рашидов, 2007, 2010).

В островной дуге Кермадек открыт и исследован действующий вулкан Вулканолог, сложенный, вероятнее всего, породами дациандезитового состава и лишь сверху перекрытый маломощной коркой органогенного известняка.

В Соломоновой островной дуге детально изучен один из наиболее активных подводных вулканов ТЗП – Ковачи, входящий в состав одноименной вулканической группы. Сделано заключение о наличии подводного вулкана к югу от острова Симбо и об отсутствии подводного вулкана Кук.

В Марианской островной дуге изучены три действующих подводных вулкана. Установлено, что постройка вулкана Эсмеральда сложена, преимущественно порфировыми базальтами и андезибазальтами, а афировые андезибазальты, обладающие высокой естественной остаточной намагниченностью, характерны лишь для последних извержений и создают локальные магнитные аномалии в прикратерной части. Отмеченный ряд экстремумов аномального магнитного поля $(\Delta T)a$ над вулканом Фукудзин вызван соммой, а основным источником магнитной аномалии, зафиксированной над вулканом Минами-Хиоси, является лавовая пробка, расположенная в верхней части вулканической постройки.

В Идзу-Бонинской островной дуге глубоководная стадия проявления подводной вулканической деятельности группы Софу характеризуется базальтовым вулканизмом, промежуточная – андезибазальтовым, мелководная – эксплозивно-эффузивным дациандезитовым, а вулканические

постройки группы образовались в момент экскурса геомагнитного поля.

В Курильской островной дуге открыты новые подводные вулканы в пределах вулканического массива Эдельштейна и к западу от острова Парамушир (Бондаренко и др., 1994; Рашидов, Бондаренко, 2003). Выявлены подводные кальдеры в вулканическом массиве Черных Братьев и прослежена его эволюция. Сделаны предположения о возможной газогидротермальной активности в вулканическом массиве Черных Братьев и на подводном вулкане Крылатка. Определен возраст формирования рада подводных вулканов.

Для центральной части Новогвинейского моря характерны трещинные подводные излияния, формирующие горизонтально залегающие лавовые покровы без образования вулканических построек. Возраст этой зоны не древнее 2.4 млн. лет, а площадь – 10000 км^2 (Горшков и др., 1984).

Установлено, что на шельфе Южно-Китайского окраинного моря в пределах западной краевой части субмеридионального линеамента (108-110° в.д.) ареальный позднекайнозойский подводный вулканизм фрагментарно проявляется на расстоянии > 700 км. Продукты его деятельности распространены на площади ~ 3400 км^2. Выявлены три участка позднекайнозойской подводной вулканической деятельности, на двух из которых вулканизм проявляется и на островах. Здесь идинтифицированы вулканические постройки, размеры которых не превышают 3 км в диаметре и 200 м по высоте (Рашидов, 2007, 2010). Наблюдается выдержанность преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий и системы разломов, с которыми, скорее всего, связана вулканическая деятельность. Отмечена хорошая корреляция данных гидромагнитной съемки и спутниковых магнитных измерений (Колосков и др., 2003).

На основе интегрированного анализа данных комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог», большого числа литературных источников и материалов из сети Интернет составлен «Каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана», содержащий сведения о 316 подводных вулканах (*http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/catalogue.html*), с которым сопряжены данные об объемах 124-х вулканов, оригинальные данные о намагниченности пород 23-х и сведения о химическом составе пород 83-х подводных вулканов. Каталог предоставляет исследователям уникальные информационные возможности для изучения подводного вулканизма.

Анализ имеющегося материала показал, что над 16.7% позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана отмечены отрицательные аномалии магнитного поля (ΔT)а (Рашидов, 2010). Над 13% – положительные аномалии с амплитудой до 100 нТл. На долю вулканов, над которыми зафиксированы положительные аномалии с амплитудами 101-200 и 401-501 нТл, приходится по 10%. У 29.5% вулканов вершины расположены на глубинах 0-200 м. 26% составляют вулканы с относительной высотой от 501 до 1000 м, а 41% – с размером основания от 5.1 до 10 км. На долю подводных вулканов, с объемом построек от 1 до 50 км^3 приходится 55.6%.

Оригинальный фактический материал, собранный при проведении исследований в рейсах НИС «Вулканолог» существенно дополнил имеющиеся представления о строении ТЗП. Обнаружены современные подводные вулканы в островных дугах и окраинных морях. Выполнены комплексные исследования 125 позднекайнозойских подводных вулканов и установлены закономерности проявления подводного вулканизма в различных регионах ТЗП (Рашидов, 2010).

Для некоторых островодужных подводных вулканов выделены отдельные лавовые потоки, вершинные кальдеры и лавовые пробки, магматические камеры и подводящие каналы.

В окраинных морях выявлены зоны трещинных подводных излияний.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-III-А-08-427).

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. История геомагнитных исследований подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции / Отв. ред. академик Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 6-10. (*http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/75-KVS/Material_conferenc/art2.pdf*).

2. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 13-18.

3. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 3-13.

4. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // Тихоокеанская геология, 1984. № 1. С. 13-20.

5. Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др. Исследования вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 1-2 апреля 2003 г. Петропавловск-Камчатский: изд-во фонда «Наука для Камчатки», 2003. С. 9-15.

6. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов с борта НИС «Вулканолог» // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 289-300.

7. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. тех. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.

Новые свидетельства роли флюида и метаморфических превращений в сейсмичности и в геотектонике

Родкин М.В.[1,2]

[1]Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики
г. Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б, Россия

Согласно существующим представлениям, сейсмотектонические процессы в значительной степени связаны с флюидным режимом земных недр, обусловливаясь резким уменьшением прочности пород в присутствии флюида. Флюид играет также важную роль как катализатор твердотельных метаморфических превращений, многие из которых в отсутствии флюида при относительно невысоких температурах литосферы оказываются замороженными. Флюидный режим характеризуется не только концентрацией флюида, но и величинами смачивания породы флюидом и структурой порового пространства. В работе [7] продемонстрирована низкая смачиваемость породы водным и углеводородным флюидом в равновесных условиях, в [5] оцениваются эффекты изменения физических свойств горной породы при различных концентрациях флюида и разной смачиваемости. В монографии и публикациях [2, 6 и др.] описан комплекс ожидаемых изменений характера взаимодействия флюид-порода в связи с твердотельными метаморфическими превращениями вещества литосферы. Многие из особенностей режима глубинного флюида остаются, однако, непонятными. В частности, по прежнему не ясна природа выявляемых резких вариаций проницаемости и подвижности глубинного флюида. Так, например, Э. Редер пишет ([1], с. 191): «Подвижность метаморфических флюидов представляет для нас парадокс. Если в одних сериях метаморфических пород наблюдаются многочисленные доказательства быстрого движения флюидов, то в других обнаруживаются доказательства почти полного отсутствия их миграции в течение миллионов лет».

С физической точки зрения наиболее ясен характер изменения режима водного флюида с глубиной, в связи с ростом всестороннего давления и развитием различных реакций дегидратации. Эти вопросы были рассмотрены в работах В.Н. Николаевского, С.Н. Иванова, в монографии [4] и многими другими авторами. Были установлены предполагаемые интервалы глубин развития основных реакций дегидратации вещества литосферы и изменения в характере взаимодействия флюид-порода с глубиной. Естественно ожидать, что изменения в характере взаимодействия флюид-порода должны проявляться в сейсмическом режиме. Действительно, был выявлен эффект вызванной сейсмичности и установлено, что землетрясения областей современного вулканизма и активной гидротермальной деятельности характеризуются относительно меньши-

ми значениями кажущихся и сброшенных напряжений и большими значениями наклона графика повторяемости. Но этим, по-видимому, и ограничивались известные до недавнего времени сейсмические свидетельства в пользу важной роли флюидного режима в сейсмическом режиме. Ниже описывается ряд новых свидетельств важной роли глубинных флюидов и процессов метаморфизма в сейсмичности.

Для работы использовались мировой Гарвардский каталог сейсмических моментов и ряд каталогов землетрясений. Анализировалась (подробно методика описана в [3]) изменчивость с глубиной величин наклона графика повторяемости землетрясений, значений кажущихся напряжений σ_a, различий глубины ΔH и времени событий $\Delta\tau$ по данным о первых вступлениях и по результатам определения сейсмического момента, разности магнитуд m_b-m_w, плотность числа событий ρ. Время и глубина гипоцентра характеризуют начало вспарывания очага; время и глубина землетрясения по решению сейсмического момента отвечают «центру тяжести» процесса излучения сейсмических волн. То есть, время запаздывания $\Delta\tau$ характеризует полу-продолжительность землетрясения, а разница значений глубины события ΔH характеризует полу-протяженность очага по глубине и направление процесса вспарывания (вверх или вниз). Разность m_b-m_w характеризует относительное развитие в очаге высокочастотных колебаний (используемых при определении магнитуды m_b) и низкочастотных, используемых для определения сейсмического момента M_o и моментной магнитуды m_w.

Землетрясения сортировались в порядке увеличения глубины, и анализировались средние характеристики групп землетрясений с близкими значениями глубины. Уже сопоставление средних (приведенных к аналогичным глубинам) значений сейсмических параметров для континентальных землетрясений и событий зон субдукции и для землетрясений зон срединно-океанических хребтов выявляет значимое их различие. Землетрясения зон СОХ отличаются меньшими значениями кажущихся напряжений и величин mb-mw и большей длительностью сейсмического процесса. При этом для континентальных землетрясений и событий зон субдукции несколько более характерно развитие очага вверх, а для событий зон СОХ подавляющее число разрывов развивается в направлении увеличения глубины. Такое различие может интерпретироваться как указание на большую роль флюидной компоненты в очагах землетрясений зон СОХ (представленного здесь преимущественно расплавом), а также как указание на различие состава флюида (преимущественно расплав в зонах СОХ, и жидко-газовый флюид в очагах приуроченных к зонам субдукции невулканических землетрясений).

Для неглубоких землетрясений зон коллизии и приуроченных к зонам субдукции выявляется заметное различие средних значений параметров для очагов развивающихся вверх (глубина по решению сейсмического момента меньше глубины гипоцентра) и вниз. Величины кажущихся напряжений, разницы mb-mw и полу-продолжительности событий оказываются (в среднем) заметно меньшими для землетрясений с развитием процесса вспарывания вверх (что может обусловливаться наличием в очаговой области легкого флюида, прорывающегося в область меньших давлений и стимулирующего развитие очага в этом направлении).

Слабее выраженные тенденции различия параметров очагов, развивающихся вверх или вниз, наблюдаются и для глубоких землетрясений. Отсюда можно предположить, что наличие флюидной компоненты низкой плотности характерно не только для коровых землетрясений, но и для событий, реализующихся на глубинах 30-100 км и даже для глубоких землетрясений.

Убедительные свидетельства роли глубинных флюидов выявляются при исследовании афтершоковых последовательностей ряда сильных землетрясений как приуроченных к зонам субдукции так и внутриплитовых. Показано, что эти афтекршоковые последовательности представляют собой совокупность трендовых изменений постшоковой активности и относительно кратковременных эпизодов резко повышенной сейсмической активности. Некоторые из таких всплесков сейсмичности соответствуют реализации сильных повторных толчков и их афтершоковых после-

довательностей. Всплески активности афтершокового процесса, (почти всегда) сопровождаются уменьшением средней глубины событий, уменьшением значений b-value и величин фрактальной размерности. Происхождение таких всплесков наиболее естественно связать с эпизодами прорыва к поверхности масс глубинных флюидов.

Роль метаморфических превращений четко проявляется в характере распределения скоростей сейсмических волн и величин эффективной вязкости земных недр как в связи с режимом глубинных флюидов так и в предположительно сухих условиях. Недавними работами ряда авторов убедительно показано наличие аномалий физических свойств вещества, ассоциирующихся с глубинами основных фазовых превращений вещества верхней мантии, т.е., в условиях, когда роль глубинных флюидов, по-видимому, минимальна. А именно, было показано, что к интервалам глубин 400 и 600 км приурочены резкие уменьшения величин эффективной вязкости и скоростей упругих волн. Локализованные области резкого падения вязкости маркируются также резкими изгибами погружающихся литосферных плит. При этом выявляется, что наиболее подвержены резким изгибам более древние и потому предположительно более холодные и мощные плиты.

Подводя итог, заключаем, что полученные данные свидетельствуют в пользу присутствия флюида малой плотности во всем диапазоне глубин сейсмоактивных областей тектоносферы. Выявляются также новые свидетельства роли метаморфических (в частности, фазовых) превращений вещества земных недр в геодинамике и сейсмотектонике, в частности, в сейсмотектонике зон субдукции. Роль глубинных флюидов и метаморфических превращений наиболее ярко проявляется в связи с процессами субдукции, где реакции гидратации и дегадратации вещества и иные твердотельные превращения протекают наиболее интенсивно.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 11-05-00663.

ЛИТЕРАТУРА

1. Редер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 2. 380 с.

Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. ком., 1993а. 194 с.

2. Родкин М.В. Изменения характера сейсмичности с глубиной: новые эмпирические соотношения и их интерпретация. Физика Земли, 2004. № 10. С. 42-53.

3. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

4. Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. Geopys. J. Int., 1989. V. 93. P. 343-365.

5. Rodkin M.V. Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // J. of Earthquake Prediction Research, 1995. V. 4. N. 2. P. 215-223.

6. Watson E.B., Brenan J.M. Fluids in the lithosphere. 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO_2–H_2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation // Earth and Planet. Sic. Lett., 1987. V. 85. N. 4. P. 497-515.

3D ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ГРАНИЦЕ АСТЕНОСФЕРА – ЛИТОСФЕРА

Четырбоцкий А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку , 159, Chetyrbotsky@yandex.ru

Актуальность изучения структуры теплового потока в зоне контакта этих геосфер обусловлена значимостью его функций, в область действия одной из которых состоит в инициации и последующей работе механизма динамики континентов. В многочисленных публикациях по данной тематике обычно полагается случай транзита теплового потока тепла через границу астеносфера-литосфера (здесь для ее обозначения используется принятая аббревиатура MOB (core-mantle boundary)), без каких либо его изменений при переходе этой границы. Между тем представляется естественным, что динамика тепла определяется: его притоком с ближнего к границе слоя астеносферы, последующим кондуктивным оттоком в слой литосферы и рассеиванием некоторой его части вдоль границы, расходами тепла на плавление вещества литосферы [2]. На должном физическом уровне не рассматриваются вопросы математической формализации динамических условий в зоне контакта реологически контрастных сред. Обычно принимается, что литосфера должна повсеместно подстилаться астеносферой, вязкость которой на один-два порядка меньше таковой у литосферы (10^{19}-10^{20} П против 10^{21}П). Между тем, именно здесь создаются условия для плавления вещества литосферы. На его реализацию затрачивается определенная тепловая энергия. При этом отдельные участки нижней границы литосферы представляют собой экранирующую для тепла зону. Важность такого рассмотрения обусловлена проблемами изучения цикличности функционирования присутствующих в астеносфере магматических очагов. Представляется, что именно на этой границе как раз создаются такие условия. Кроме того, как правило, выполняется 2D численное моделирование, что увязывают с трудностями вычислительного характера.

Модельным представлением верхней мантии здесь, как и обычно, выступает вязкая несжимаемая жидкость в поле силы тяжести. При этом полагается непрерывность границы астеносфера – литосфера или, что литосфера везде подстилается астеносферой. Поскольку вещество Земли имеет высокую вязкость, то для численного моделирования конвекции используются уравнения Стокса в приближении Обербека-Буссинеска. В сферической геометрии уравнения модели определяются уравнениями [1]

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial(U_r r^2)}{\partial r}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial(U_\theta \sin\theta)}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial(U_\varphi)}{\partial\varphi}=0\ , \qquad (1)$$

где $U=(U_r,U_\theta,U_\varphi)$ вектор скорости в сферической системе координат. Уравнения движение в среде с переменной вязкостью, действия гравитации и слабом действии инерционных эффектов (их влиянием можно пренебречь) принимаются в виде [1]

$$\frac{\partial P}{\partial r}+\rho\frac{\partial\Phi}{\partial r}+\frac{1}{r^2}\frac{\partial(\tau_{rr}r^2)}{\partial r}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial(\tau_{r\theta}\sin\theta)}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial\tau_{r\varphi}}{\partial\varphi}-\frac{\tau_{\theta\theta}+\tau_{\varphi\varphi}}{r}-\delta\rho g_0=0$$

$$-\frac{1}{r}\frac{\partial P}{\partial\theta}+\rho\frac{1}{r}\frac{\partial\Phi}{\partial\theta}+\frac{1}{r^2}\frac{\partial(\tau_{r\theta}r^2)}{\partial r}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial(\tau_{\theta\theta}\sin\theta)}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial\tau_{\theta\varphi}}{\partial\varphi}+\frac{\tau_{r\theta}}{r}-\frac{\tau_{\varphi\varphi}\cot\theta}{r}=0 \qquad (2)$$

$$-\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial P}{\partial\varphi}+\rho\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial\Phi}{\partial\varphi}+\frac{1}{r^2}\frac{\partial(\tau_{r\varphi}r^2)}{\partial r}+\frac{1}{r}\frac{\partial\tau_{\theta\varphi}}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial\tau_{\varphi\varphi}}{\partial\varphi}+\frac{\tau_{r\varphi}}{r}+\frac{2\tau_{\theta\varphi}\cot\theta}{r}=0\ ,$$

где P – давление, Φ – возмущение гравитационного потенциала, g – гравитационное ускорение, τ – девиатор тензора напряжения и $\delta\rho$ – возмущение плотности. Элементы девиатора тензора

напряжений Нютоновской жидкости с вязкостью $\eta = \eta(r,\theta,\varphi,T)$ записываются в виде

$$\tau_{rr} = 2\eta\frac{\partial U_r}{\partial r},\ \tau_{r\theta} = \eta\left(-\frac{U_\theta}{r}+\frac{\partial U_\theta}{\partial r}+\frac{1}{r}\frac{\partial U_r}{\partial\theta}\right),\ \tau_{r\varphi} = \eta\left(-\frac{U_\varphi}{r}+\frac{\partial U_\varphi}{\partial r}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial U_r}{\partial r}\right),$$

$$\tau_{\theta\theta} = 2\eta\left(-\frac{U_\theta}{r}+\frac{\partial U_\theta}{\partial r}+\frac{1}{r}\frac{\partial U_r}{\partial\theta}\right),\ \tau_{\theta\varphi} = \eta\left(-\frac{U_\varphi\cot\theta}{r}+\frac{1}{r}\frac{\partial U_\varphi}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial U_\theta}{\partial\varphi}\right), \qquad (3)$$

$$\tau_{\varphi\varphi} = 2\eta\left(\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial U_\varphi}{\partial\varphi}+\frac{U_r}{r}+\frac{U_\theta\cot\theta}{r}\right).$$

Распределение температуры $T = T(r,\theta,\varphi)$ в астеносфере определяется уравнением

$$c_A\rho_A\left[\frac{\partial T}{\partial r}+(U\circ\nabla)T\right] = \nabla\circ(D\,\nabla T),\nabla\equiv\frac{1}{r^2}\frac{\partial r^2}{\partial r}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial\sin\theta}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}, \qquad (4)$$

где сомножители в левой части (4) есть теплоемкость и плотность вещества астеносферы; D коэффициент диффузии вещества астеносферы (для простоты принимается *const*); вторая строка (4) выражение оператора Лапласа в сферической системе координат. Поскольку в геодинамике принимается отсутствие конвективного течения вещества литосферы, то в ней соответствующая вертикальная компонента скорости полагается равной нулю.

Согласно [2] распределение тепла на МОВ определяется соотношением

$$c_A\rho_A\left[\frac{\partial T}{\partial r}+(U\circ\widetilde{\nabla})T\right] = \nabla\circ(D\,\widetilde{\nabla}T)-\gamma T,\widetilde{\nabla}\equiv\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial\sin\theta}{\partial\theta}+\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}, \qquad (5)$$

где γ – неотрицательный коэффициент пропорциональности (в общем случае функция динамических переменных модели). Начальные и граничные условия для задачи (1)-(5) принимаются стандартным образом [3]. Для численного решения используется аппарат радиальных базисных функция, в рамках которого система (1)-(5) редуцируется в систему обыкновенных дифференциальных уравнений зависящих от времени коэффициентов представления переменных *U, T* и *P* модели через радиальные базисные функции.

Результаты численного решения задачи (1)-(5) представлены случаями (а)-(г) рис. 1. Распределение средней температуры $< T >$ показывает снижение ее значений на протяжении первых 2 млрд. лет (рис. 1а). На первом этапе следует прогрев верхних слоев первичной астеносферы. Сам факт их существования обосновали А.В. Витязев и Г.В. Печерникова. Согласно работе [Витязев, 1996], существенный нагрев недр части допланетных тел, дегазация, плавление и дифференциация примитивного вещества происходили уже на стадии их формирования, т.е. первые миллионы и десятки миллионов лет. Результатом этого прогрева является сначала падение ее вязкости, затем рост и интенсификация верхнемантийной конвекции (рост Nu) (участок ОА на рис. 1г). Верхняя мантия разбивается на конвективные ячейки, по периметру которых всплывают горячие и опускаются холодные объемы ее вещества. Продолжительность этапа порядка 52 млн. лет (его окончание фиксируется точкой А).

После этапа совместного роста скорости и интенсификации конвективных течений следует этап их падения (участок АВ на рис. 1г), которое вызвано сформированным к этому моменту устойчивым распределением плотности: более горячее и облегченное вещество попадает в верхние слои, а холодное и утяжеленное – в нижние слои. В результате падения скорости течения механизм прогрева отключает конвективной режим прогрева. Продолжительность этого периода порядка 64 млн. лет (его окончание фиксируется точкой В). Анализ рис. 2б показывает расплывание областей перегретого и охлажденного верхнемантийного вещества. Поскольку на границе астеносфера-литосфера часть тепла экранируется, то в ее окрестности происходит накопление тепла. При этом вдоль самой границы по причине рассеивания части тепла происходит сни-

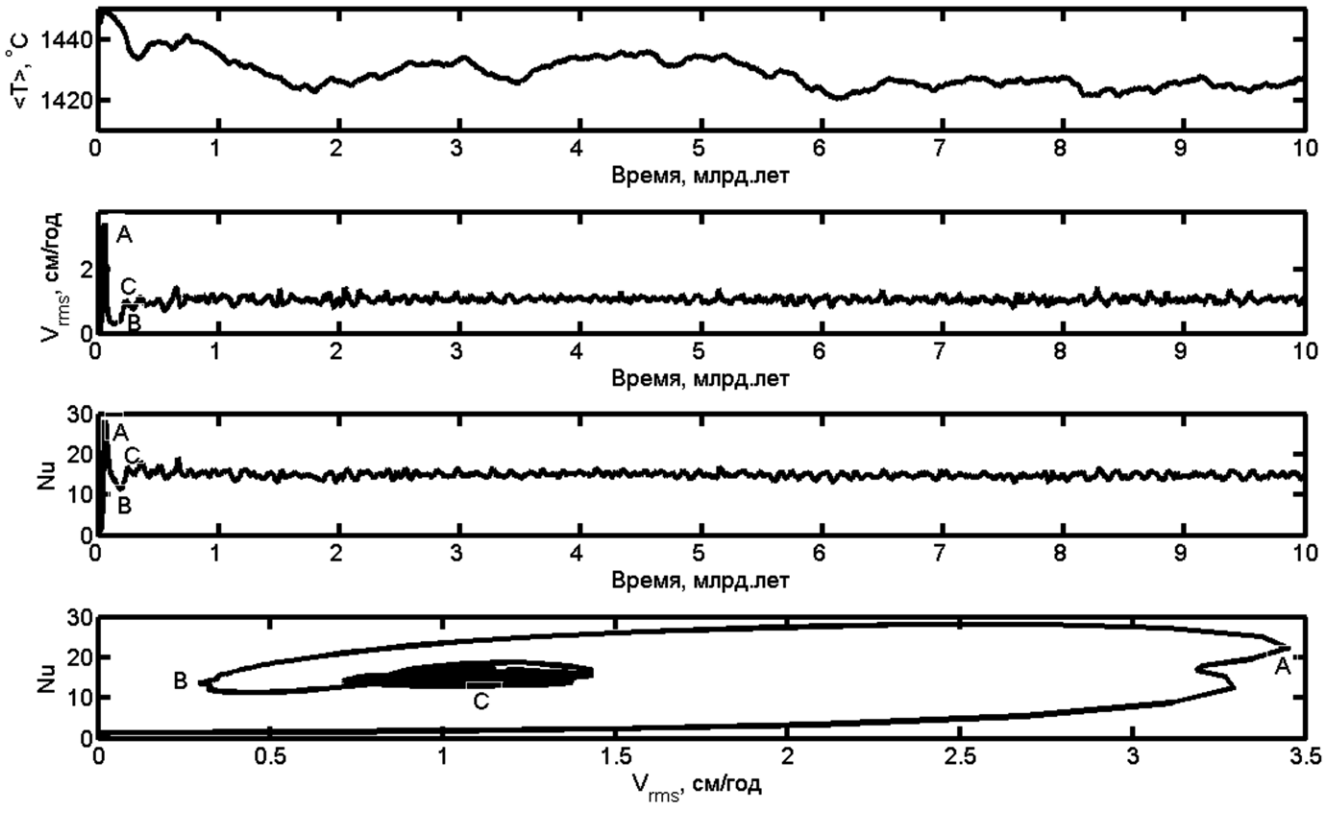


Рис. 1. Временное изменение средней температуры < T >, среднеквадратичной скорости V_{rms}, числа Нуссельта *Nu*, совместное изменение V_{rms} и *Nu*.

жение его градиента. На участке *BC* рис. 1г вновь следует рост температуры астеносферы. Соответствующим образом растет V_{rms} и *Nu*, а также снова подключается конвективный режим прогрева. Продолжительность этого этапа составляет 52 млн. лет. Коэффициент корреляции между V_{rms} и *Nu* для всего рассматриваемого периода равен 0.468. Между тем, для первого этапа *OA* он равен 0.897, этапа *AB* ─ 0.807 и *BC* ─ 0.962 (рис. 1г). При этом вычисленная на основании всего набора корреляция между переменными статистически значимо отличается от таковой, которая была вычислена на основании части набора. Поэтому между этапами эволюции имеются значительные отличия. При этом резкая смена одного этапа другим показывает пульсирующий механизм верхнемантийной конвекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: Т. VI. Гидродинамика М.: Физматлит, 2003. 736 с.

2. Четырбоцкий А.Н. Численное моделирование распределения температуры нижней поверхности литосферы // Труды Всероссийская конференция «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Москва. 18-22 октября 2010 г. С. 623-626.

3. Wen L., Anderson D. Present day plate motion constrait on mantle rheology and convection // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N. B11. P. 24, 639-24, 653.

Крупномасштабные деформации земной коры в Восточной Азии, вызванные японским землетрясением 11 марта 2011 года (Mw = 9.0), по данным GPS измерений

Шестаков Н.В.[1,2], Jeongho Baek[3], Герасименко М.Д.[1,4], Hiroaki Takahashi[5], Коломиец А.Г.[1], Герасимов Г.Н.[1,4], Бормотов В.А.[6], Быков В.Г.[6], Pilho Park[3], Jaehee Cho[2], Терешкина А.А.[4], Василенко Н.Ф.[7], Прытков А.С.[7]

[1]Институт прикладной математики ДВО РАН, 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7
[2]Kwangwoon University, 26 Kwangwoon-gil, Nowon-Gu (447-1, Wolgue-dong), Seoul 139-701, Korea
[3]Korea Astronomy and Space Science Institute
61-1, Hwaam-dong, Yuseong-gu, Daejeon, 305-348, Korea
[4]Дальневосточный федеральный университет, 690000, г. Владивосток, ул. Октябрьская, 27
[5]Institute Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan
[6]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
[7]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

Сильнейшее за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений землетрясение произошло 11 марта 2011 года в 05:46 (UTC) в Тихом океане, примерно в 70 километрах от побережья у северной оконечности японского острова Хонсю на стыке Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. Согласно последним оценкам японского метеорологического агентства [1] магнитуда сейсмического события составила Mw = 9.0. Механизм землетрясения – пологий взброс (надвиг) [2]. Землетрясение породило волну цунами, причинившую большой ущерб, особенно в заливе Сендай [2], а также вызвало значительные смещения и деформации земной коры. По данным японской национальной GPS-сети GEONET ближайшие к эпицентру районы Японии испытали ко-сейсмические смещения к востоку и юго-востоку, а также опускание. Максимальная величина горизонтальной и вертикальной подвижки составила 4.4 м и -0.75 м соответственно. Также в последующие после землетрясения дни наблюдались значительные пост-сейсмические смещения, достигавшие к 18 марта 23 см [3].

Сразу после землетрясения нами были получены данные GPS и GNSS наблюдений на пунктах Дальневосточной комплексной геодинамической GNSS сети ДВО РАН [4], нескольких постоянно действующих GPS и GNSS станций на территории г. Владивостока и Артема, а также корейской GPS сети и сети IGS. Данные в файлах спутниковых наблюдений имеют дискретность записи 1, 15 и 30 сек, что позволяет с высоким временным разрешением оценить величины ко-сейсмических смещений пунктов, а также оценить параметры поверхностных сейсмических волн, порожденных данным сейсмическим событием. Все полученные данные за период с 1 по 18 марта 2011 года были проанализированы при помощи программного пакета BERNESE 5.0 с целью поиска ко-сейсмических деформаций земной коры в дальней от эпицентра зоне. Полученные в результате предварительной обработки спутниковых данных ко-сейсмические смещения GPS пунктов приведены рисунке. Полученные результаты показывают, что землетрясение явилось причиной значительных деформаций земной коры на обширной территории, включая Корейский полуостров, северо-восточные районы Китая, а также Приморье и юг Хабаровского края. Величины ко-сейсмических смещений в континентальной части юга Дальнего Востока России достигают максимальных значений (около 4 см) на юге Приморья и уменьшаются к северу от него. Например, станция VANB (п. Ванино) сместилась к югу на величину около 3 мм. На текущий момент по данным только одной станции YSSK (г. Южно-Сахалинск), можно сказать, что о. Сахалин практически не подвергся ко-сейсмическим деформациям, в отличие от о. Хоккайдо и о. Кунашир. Вектор смещения о. Кунашир направлен к северу, что выделяет его на фоне общего смещения всех GPS пунктов в сторону эпицентра землетрясения и требует выяснения

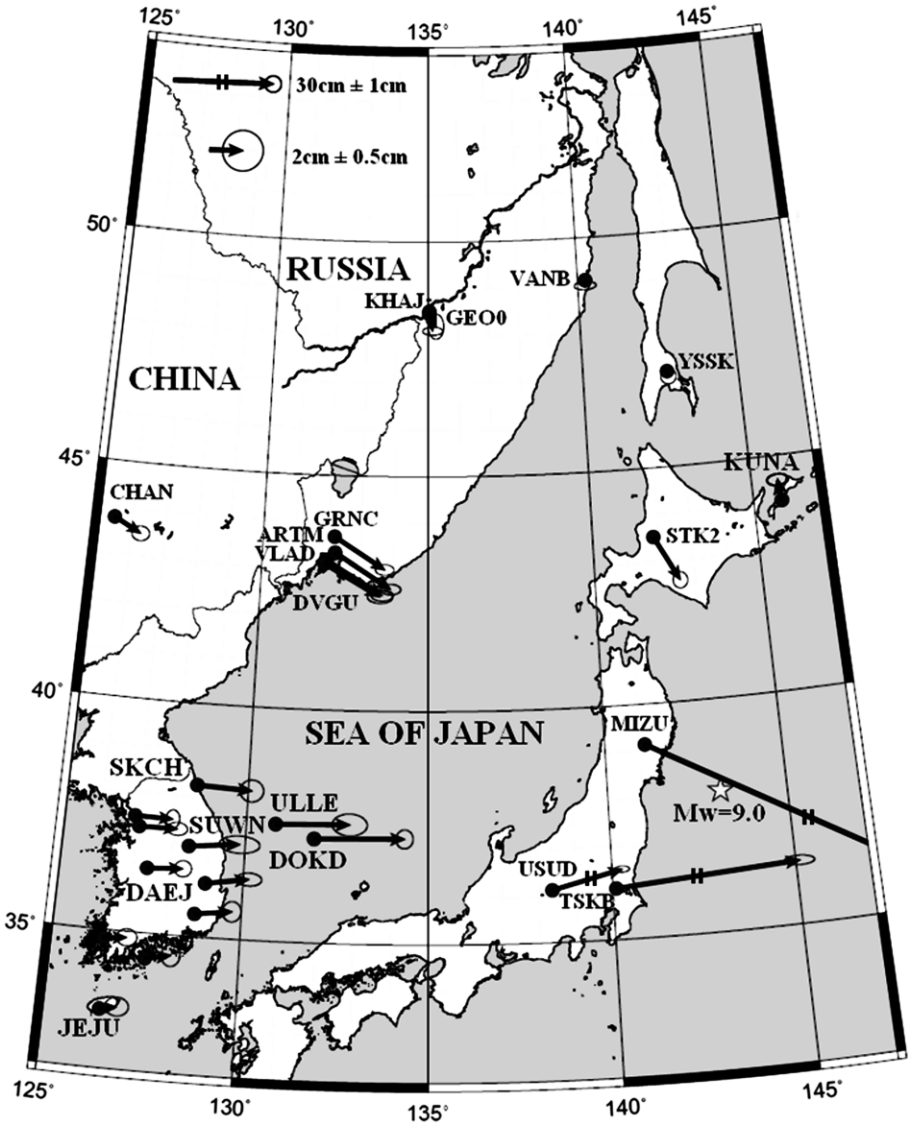


Схема горизонтальных косейсмических смещений пунктов GPS и GNSS наблюдений, вызванных землетрясением в Японии 11 марта 2011 г., Mw = 9.0.

физических причин такой подвижки (технические причины, наличие локальных деформаций, в том числе связанных с землетрясением, ко-сейсмические смещения регионального масштаба).

GPS станции, расположенные на территории Республики Корея, демонстрируют ко-сейсмические смещения в восточном (эпицентральном) направлении, увеличивающиеся по величине от 2-3 см в континентальной части, более удаленной от эпицентра землетрясения, до 4-5 см в островной части спутниковой сети, расположенной ближе к сейсмическому событию.

Ко-сейсмические смещения северо-восточных районов Китая и территории Северной Кореи, насколько можно судить по данным станции CHAN (Чангчун), характеризуются величинами 2-4 см и юго-восточным простиранием векторов смещений.

Всеми GPS и GNSS станциями, находившимися в рабочем состоянии в момент землетрясения и непосредственно после него, были зарегистрированы поверхностные сейсмические волны, амплитуда которых на ряде пунктов превышала 15 см. В настоящее время проводится обработка и анализ всех имеющихся GPS и GNSS записей для определения характеристик длиннопериодных сейсмических колебаний и их использования для исследования свойств верхних слоев земной коры.

Полученные результаты являются предварительными и будут уточняться по мере поступления новых данных.

Работа выполнена в рамках программы ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России», при поддержке грантов ДВО РАН 09-III-A-08-441 и 10-III-B-08-226, а также при поддержке Kwangwoon University, г. Сеул, Республика Корея.

ЛИТЕРАТУРА И ИНТЕРНЕТ-ИСТОЧНИКИ

1. Сайт японского метеорологического агентства. *http://www.jma.go.jp/jma/index.html*

2. Сайт Института исследования землетрясений Токийского университета. Страница, посвященная землетрясению 11 марта 2011 года. *http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/eng*

3. Управление геопространственной информации Японии (GSI). *http://www.gsi.go.jp/ENGLISH/.*

4. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН, 2009. № 4. С. 83-93.

Авторский указатель

Абдуллаев Р.Н., 403
Абкадыров И.Ф., 413
Авдейко Г.П., 164
Авченко О.В., 184
Акинин В.В., 167
Аникина Е.В., 169
Анникова И.Ю., 187
Антипин В.С., 172
Анфилогов В.Н., 174
Артеменко Т.В., 377
Астахова Н.В., 326
Ахунджанов Р., 328
Бабаева Г.Д., 223
Бабин Г.А., 272
Бадминов П.С., 116
Бадрединов З.Г., 177, 300
Базылев Б.А., 248
Бакиров А.Б., 283
Белоусов И.А., 179
Бенард А., 179
Бережная Н.Г., 205
Берзина А.П., 331
Берзина А.Н., 331
Блохин М.Г., 316
Борискина Н.Г., 380, 387
Бормотов В.А., 449
Бретштейн Ю.С., 64
Будницкий С.Ю., 353
Буслов М.М., 19
Быков В.Г., 449
Бяков А.С., 67
Вализер П.М., 278
Валитов М.Г., 416
Валуй Г.А., 181
Василенко Н.Ф., 449
Вах А.С., 184
Ведерников И.Л., 67
Велиев А.А., 223
Верниковская А.Е., 20
Верниковский В.А., 20, 240
Владимиров А.Г., 187
Владимиров В.Г., 232
Войнова И.П., 69
Воронин Б.И., 141
Воропаев П.В., 413
Гаврюшкина О.А., 187
Галанин А.А., 398
Гамянин Г.Н., 334
Гармаев Б.Л., 337
Гарцман Б.И., 398
Гасангулиева М.Я., 223
Гвишиани А.Д., 22
Гвоздев В.И., 340, 390
Герасименко М.Д., 401, 449
Герасимов Г.Н., 449
Герасимов Н.С., 211
Герелс Дж.Э., 123
Гильманова Г.З., 137
Гимон В.О., 331
Гладков А.А., 421
Гладкочуб Д.П., 190
Глуховский М.З., 192
Голозубов В.В., 25, 82, 94, 150, 232
Голубенко И.С., 71, 402
Гоневчук В.Г., 253, 342, 390
Гоневчук Г.А., 342
Горбатиков А.В., 413
Гордеев Е.И., 240
Гордиенко И.В., 195, 229
Гореликова Н.В., 342, 345
Горнова М.А., 198
Гороховский Д.В., 195
Горошко М.В., 406
Горячев И.Н., 424
Горячев Н.А., 71, 334, 337
Гранник В.М., 74
Гребенников А.В., 201, 262
Гурьянов В.А., 406
Гусев Н.И., 205
Дамдинов Б.Б., 337, 347
Деркачев А.Н., 77
Джамалов Д.Б., 403
Дженчураева Р.Д., 350
Диденко А.Н., 406

Дмитриев И.В., 426
Добрецов Н.Л., 240
Докукина К.А., 208
Донская Т.В., 190
Дриль С.И., 130, 172, 211, 220, 285
Елбаев А.Л., 195
Емельянова Т.А., 214
Ефремов С.В., 216
Жалбэ М.Г., 237
Забаринская Л.П., 37
Зарубина Н.В., 353
Зенкова С.О., 328
Зинкевич А.С., 402
Зябрев С.В., 79
Иванов А.Н., 126
Иванов А.В., 190
Иванов В.В., 353, 356
Иванов Ю.Ю., 67
Иванова В.Л., 217
Ивин В.В., 359
Ильина Н.Н., 211, 220, 285
Имамвердиев Н.А., 223
Ишиватари А., 248
Казакевич Г.И., 409
Казаченко В.Т., 226, 362
Калачева Е.Г., 81
Капитонов И.Н., 169
Касаткин С.А., 82, 232
Кемкин И.В., 28, 85, 369
Кириллова Г.Л., 159
Киселев А.И., 229
Киселев В.И., 184
Киселева А.А., 377
Киселева В.Ю., 272
Коваленко Д.В., 305
Ковач В.П., 232, 272
Колесов Е.В., 67
Колесова Л.Г., 353, 356
Колодезников И.И., 322
Коломиец А.Г., 449
Конилов А.Н., 208
Коновалова О.А., 410
Кононкова Н.Н., 248
Кононов В.В., 226, 356
Коростелев П.Г., 342
Котлер П.Д., 187
Краснобаев А.А., 169, 278
Крук Н.Н., 232, 234, 308
Крупчатников В.И., 234
Крюкова И.Г., 116
Кугаенко Ю.А., 413
Кудрин К.Ю., 237
Кудымов А.В., 88
Кузьмин М.И., 57, 192
Кузьминых В.М., 377
Кулаков И.Ю., 240
Кулинич Р.Г., 416
Кутуб-Заде Т.К., 242
Лаврик С.Н., 226, 242, 362
Ларионов А.Н., 205
Левин В.А., 417
Левицкий В.И., 245
Левицкий И.В., 245
Леднева Г.В., 248
Леликов Е.П., 214, 326
Лепехина Е.Н., 205
Лепешко В.В., 419
Леснов С.В., 353
Леусова Н.Ю., 377
Литвиновский Б.А., 313
Лордкипанидзе Л.Н., 403
Лотина А.А., 353, 356, 366
Лохов К.И., 169
Лунина О.В., 421
Лямин С.М., 71, 402
Мазукабзов А.М., 190
Максимов С.О., 353
Максумова Р.А., 91
Малиновский А.И., 25, 94
Мамарозиков У.Д., 328
Мамедов М.Н., 223
Марковский Б.А., 177
Мартынов Ю.А., 45
Матушкин Н.Ю., 20
Медведев Е.И., 369
Медведева С.А., 97

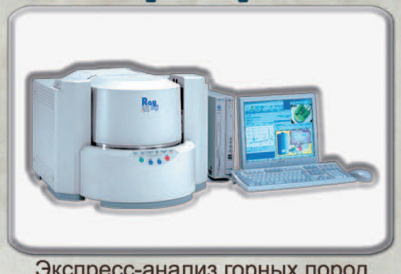
Мельников М.Е., 121
Мельниченко Ю.И., 100, 419
Метелкин Д.В., 20
Миллер Э.Л., 123
Минц М.В., 208
Митрохин А.Н., 103, 106, 109
Михеев Е.И., 187
Мицук В.В., 259
Молчанов В.П., 369
Мороз Е.Н., 187
Москаленко Е.Ю., 250
Наумова В.В., 424
Неволин П.Л., 106, 109
Неменман И.С., 356
Нечаев В.П., 316
Нечаева Е.В., 316
Никифоров В.М., 426
Николаева Н.А., 77
Новопашина. А.В., 430
Нуртаев Б.С., 112
Одгэрэл Д., 172
Оргильянов А.И., 116
Орехов А.А., 253, 390
Падерин И.П., 205
Палечек Т.Н., 310
Палуева А.А., 164
Палымский Б.Ф., 71
Перевозникова Е.В., 226, 362
Перепелов А.Б., 256
Петрищевский А.М., 31, 118
Петров А.Н., 432, 435
Петухова Л.Л., 266
Плетнев С.П., 121
Повещенко Ю.А., 409
Полин В.Ф., 259, 356
Попов А.А., 134
Попов В.К., 262, 294, 375
Пресняков С.Л., 184
Приходько В.С., 266
Прокопьев А.В., 123
Прытков А.С., 449
Пыстин А.М., 268
Пыстина Ю.И., 268
Развозжаева Е.П., 438
Рапацкая Л.А., 126
Рассказов С.В., 34
Раткин В.В., 372
Рашидов В.А., 37, 440
Родкин М.В., 443
Родников А.Г., 37
Рождествина В.И., 377
Ронкин Ю.Л., 169
Руднев С.Н., 272
Русин А.И., 275, 278
Рыбас О.В., 137
Савельев Д.П., 281
Сакиев К.С., 283
Салтыков В.А., 413
Сандимирова Г.П., 211
Саранина Е.В., 34
Сасим С.А., 285
Сафронов П.П., 226
Сахно В.Г., 316
Светов С.А., 288
Светова А.И., 288
Селятицкий А.Ю., 291
Семенов И.В., 308
Семенова Ю.В., 130
Семеняк Б.И., 342, 390
Сергеев С.А., 184
Сергеева Н.А., 37
Середин В.В., 375
Серов П.А., 272
Симаненко В.П., 25, 232, 294
Скляров Е.В., 43
Сколотнев С.Г., 310
Скосарева Н.В., 362
Смирнов С.З., 187
Соболев А.В., 179
Соколов С.Д., 40, 248
Соловьев А.В., 123, 132
Сорокин А.А., 130, 297
Сорокин А.П., 377
Сорокина А.Т., 134, 377
Спиридонов А.М., 211
Степанова М.Ю., 413

Съедин В.Т., 100
Тарарин И.А., 177, 300
Терешкина А.А., 401, 449
Тимкин В.И., 234
Торо Х., 123
Травин А.В., 285
Трунилина В.А., 303
Уткин В.П., 106, 109
Фатьянов И.И., 380
Федоров П.И., 305
Федоровский В.С., 43
Федосеев Д.Г., 340
Фефелов Н.Н., 34
Ханчук А.И., 45, 345
Холоднов В.В., 319, 383
Хомич В.Г., 380, 387
Хромых С.В., 308
Худиев Э.Р., 237
Цуканов Н.В., 310
Цыганков А.А., 313
Цыпукова С.С., 256
Чащин А.А., 256, 294, 316
Чекрыжов И.Ю., 375
Четырбоцкий А.Н., 446
Чехов А.Д., 49
Чехович В.Д., 55
Чижова И.А., 345
Чувашова И.С., 34
Чуканова В.С., 211, 220, 285
Шагалов Е.С., 319, 383
Шапиро М.Н., 132
Шевченко Б.Ф., 137, 406
Шепелева Я.П., 322
Шеремет Е.М., 389
Шерман С.И., 134
Шестаков Н.В., 401, 449
Шкабарня Г.Н., 426
Шкодзинский В.С., 139
Шокальский С.П., 234
Юркова Р.М., 141
Ярмолюк В.В., 57
Ясныгина Т.А., 34
Baek J., 449
Bian W., 144
Cheng R., 146
Cho J., 449
Demirbağ E., 154
Demirel-Schlueter F., 154
Dũng T.T., 150
Gao Y., 146
Han G., 149
Huang Y., 148
Inaba Y., 59
Jyothykrishna R.S., 390
Kemp A.I.S., 59
Kojima M., 59
Krastel S., 154
Li W., 149
Liu Y., 62, 149
Mao Z., 144
Mingsong Li, 153
Nagakubo E., 59
Pandian M.S., 390
Park P., 449
Pawlowsky-Glahn V., 345
Phách P.V., 150
Pubellie M., 150
Seifert T., 393
Shimura T., 59
Sun X., 148
Sun Y., 153
Takahashi H., 449
Tang H., 144
Tín N.T., 150
Toker M., 154
Tolosana-Delgado R., 345
Wang G., 146
Wang P., 144, 146, 148, 151
Wen Q., 149
Wilde S.A., 62
Yu X., 148
Zhang X., 62, 149, 153
Zhou J.-B., 62
Zhu R., 144

SHIMADZU

Solutions for Science
since 1875

● Рентгенофлуоресцентные энергодисперсионные спектрометры EDX



Экспресс-анализ горных пород и минералов; размер пробы до Ø300 мм, 150 мм высотой

● Рентгенофлуоресцентный волнодисперсионный спектрометр XRF-1800

Высокоточный элементный анализ геологических образцов в диапазоне элементов от Be до U

● Дифрактометры XRD-6000 XRD-7000

Качественный и количественный фазовый анализ геологических образцов. Анализ при температурах от –180^0 до 2300^{0}C

● Электронно-зондовый микроанализатор EPMA-1720

Уникальное сочетание в одном приборе возможностей 6 рентгеновских спектрометров и электронного микроскопа. Незаменимый прибор для учёных-геологов.

● Атомно-абсорбционные спектрофотометры AA-6200, AA-7000

● ИСП-спектрометр ICPE-9000

Количественный анализ микрокомпонентного состава вплоть до **тысячных долей ppb**

● Анализаторы размеров частиц в диапазонах от 0,5 нм до нескольких мм.
● Спектрофотометры UV-Vis, ИК-Фурье спектрометры, спектрофлуориметры
● Газовые и жидкостные хроматографы и хроматомасс-спектрометры
● Аналитические весы и гравиметрические влагомеры

Широкая сеть официальных представительств гарантирует нашим клиентам полную методическую и сервисную поддержку.

Дальневосточное представительство компании «Шимадзу»
690091, г. Владивосток,
ул. Светланская, д. 11, 3 этаж, оф. 5.
тел.: (4232) 266-651, ф.: (4232) 268-628
e-mail: svl@shimadzu.ru

Продукция корпорации Шимадзу для геологии

www.shimadzu.ru

MERLIN®

Универсальное решение для нанотехнологий

ZEISS

We make it visible.

Общее применение

- Возможность одновременного получения информации о топографии, текстуре и кристаллической структуре с использованием комплексной системы детектирования
- Встроенные системы 3D моделирования и 3D метрологии
- Широкие возможности использования в материаловедении и биологии

Простота использования

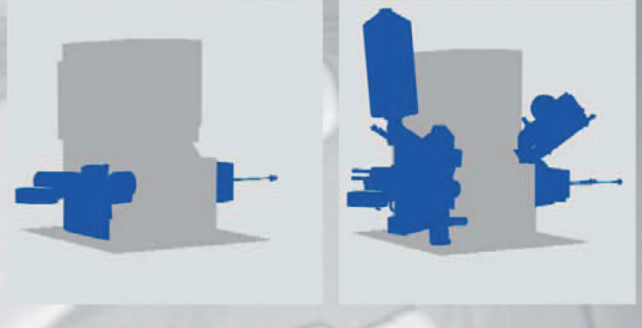
- Легкий и понятный графический интерфейс, настраиваемый под пользователя
- Возможность автоматической настройки микроскопа для начинающих пользователей
- 60 секунд - максимальное время, необходимое для получения изображений после смены образца

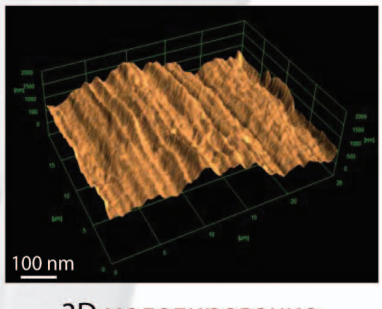
Дополнительные возможности

- Возможность одновременной или раздельной установки модулей EDS, EBSD, WDS, CL, STEM, μXRF
- Встроенная система компенсации заряда для работы с непроводящими образцами на высоких разрешениях
- Возможность плазменной очистки образца in-situ

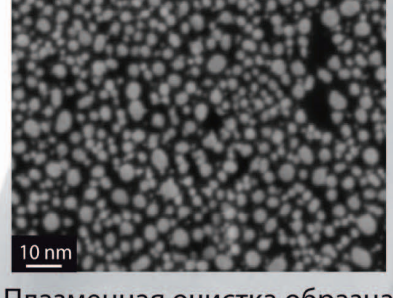
Аналитические возможности

- Сверхвысокое разрешение до 0,6 нм во всем диапазоне рабочих токов от 4 пА до 300 нА*
- Наилучшая геометрия для аналитических приложений: энергодисперсионная и волновая спектрометрия (EDS и WDS), анализ дифракции отраженных электронов (EBSD), катодолюминесценция (CL)
- Встроенный в колонну детектор отраженных электронов с возможностью селекции электронов по энергии выхода (EsB®) в 1000 раз чувствительнее любого BSE, стандартно применяемого в электронных микроскопах **
- Полностью настроенная многокомпонентная интегрированная система детектирования In-lens SE, SE-ET, EsB®, AsB®, SCM, IR-CCD

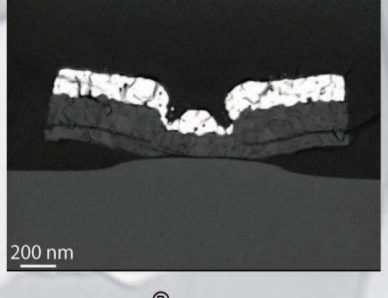




3D моделирование
3D метрология



Плазменная очистка образца
Система компенсации заряда



EsB® детектор

* При работе в режиме STEM
** В сравнении со стандартным детектором QBSD

На правах рекламы

Обратитесь за более подробной информацией в “ОПТЭК”

105005, Москва, Денисовский пер., 26
тел.: +7 (495) 933-51-51
+7 (495) 933-51-56
факс: +7 (495) 933-51-55
e-mail: office@optecgroup.com
www.optecgroup.com

Горячая линия: 8-800-2000-567

Интернет-магазин:
http://shop.zeiss.ru

ОПТЭК
Объединяя решения