

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ ДВО РАН

**ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
И КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

**Всероссийская научная конференция
16–18 июня 2010 г., Благовещенск**

Сборник докладов

Благовещенск
2010

Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии : Всерос. науч. конф. : сб. докладов. – Благовещенск : ИГиП ДВО РАН, 2010. – 283 с.
ISBN 978-5-7442-1495-1

Участники конференции – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва), Российский университет дружбы народов (г. Москва), Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), Институт геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), Институт геологии Уфимского научного центра РАН (г. Уфа), Институт геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), Геологический институт Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), Северский технологический институт НИЯУ "МИФИ" (г. Северск), Институт Геологии НАНА (г. Баку), Институт земной коры СО РАН (г. Иркутск), Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), Читинский государственный университет (г. Чита), Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (г. Чита), Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (г. Якутск), Центральная поисково-съёмочная экспедиция Государственного унитарного горно-геологического предприятия Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология» (г. Якутск), ЗАО «Янская ГДК» (г. Якутск), Якутский государственный университет (г. Якутск), Институт горного дела ДВО РАН (г. Хабаровск), Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск), СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан), Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск), Тихоокеанский институт географии ДВО РАН (г. Владивосток), Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (г. Владивосток), Биолого-почвенный институт ДВО РАН (г. Владивосток), Институт химии ДВО РАН (г. Владивосток), Исследовательский центр Палеонтологии и Стратиграфии Цилинского Университета (г. Чанчунь, Китай), Институт геологии КАГН (г. Пекин, Китай), Амурский научный центр ДВО РАН (г. Благовещенск), ОАО «Амургеология» (г. Благовещенск), Институт геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск).

Основная тематика докладов:

1. Магматизм, метаморфизм и геодинамика основных геологических структур Дальнего Востока.
2. Минералогия, геохимия месторождений полезных ископаемых, закономерности их формирования.
3. Геология, история формирования и минерагения осадочных бассейнов. Стратиграфия, палеонтология.
4. Методики комплексного освоения минеральных ресурсов, экономика минерального сырья.
5. Геоэкология.

Сопредседатели оргкомитета конференции

академик РАН А.И. Ханчук (ДВГИ ДВО РАН)

д.г.-м.н. А.А. Сорокин (ИГиП ДВО РАН)

Ученый секретарь конференции

к.б.н. Н.Ю. Леусова (ИГиП ДВО РАН)

Проведение конференции и издание материалов осуществляется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-06041), гранта ДВО РАН (проект № 10-III-Г-08-023).

Содержание

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ, ГЕОДИНАМИКИ, РУДООБРАЗОВАНИЯ	7
Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Серов М.А. СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ GPS ГЕОДЕЗИИ	7
Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г. РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ	7
Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)	13
Ковалев С.Г. ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА	15
Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Стручков К.К. КОМПЛЕКСНАЯ РУДОНОСНОСТЬ БЕЛОРЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ СЕТТЕ-ДАБАНСКОГО ПАЛЕОРИФТА	18
Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Кургузова А.В., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	20
Кисин А.Ю. БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ	22
Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО И СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	25
Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Склярёв Е.В., Станевич А.М., Зенг Л. КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ И ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ	27
Мясников Е.А. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ ПО МОРФОСТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ	30
Сорокина А.Т., Серов М.А., Попов А.А. ДИНАМИКА ФЛЮИДОВ В ЗОНАХ ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ	31
ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	36
Алтухова З.А. ПЕТРОГРАФИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧААРЫ (ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ)	36
Алтухова З.А. МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧААРЫ (ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ — АРХЕЙСКИЙ КРАТОН) В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ	39
Бучко И.В. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В АНОРТОЗИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА	42
Бучко И.В., Палесский С.В. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА	45
Дербек И. М. ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ХИНГАН-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)	48
Петухова Л.Л., Приходько В.С. ЛАМПРОФИРЫ ПРИАМУРЬЯ (С. АРИАДНОЕ): ПЕТРОГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ	51
Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М. ГЕОХРОНОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	53
Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сальникова Е.Б. КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА	55
Стручков К.К., Акимов Е.Д. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ДАЕК ОЛИВИНОВЫХ ДИАБАЗОВ НИЖНЕТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА	58
Шкодзинский В.С. ПРИРОДА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И КАРБОНАТИТОВ	62
ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	65
Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫЮН (В.ЯКУТИЯ)	65
Богомазова Е.В. СОСТАВ И СТЕПЕНЬ АНОМАЛЬНОСТИ ПЕРТИТОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ	68
Будяк А.Е., Брюханова Н.Н. СЕЛЕН, ВИСМУТ И РТУТЬ, КАК КРИТЕРИЙ ТИПИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ	70
Будяк А.Е., Фёдоров А.М., Брюханова Н.Н. ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА «ПОГРОМНОЕ» (ВОСТ. ЗАБАЙКАЛЬЕ)	73

Бучко Ир.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТИНСКОЕ	75
Белозёров Н.И., Колесников А.А. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНКАНО-ДЖАЛИНДИНСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ (ПРИАМУРЬЕ)	78
Бородавкин С.И., Неронский Г.И. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЛИЧИНСКОГО УЗЛА.....	81
Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И РАЗМЕЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН- МАНЬЕ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)	84
Жарков Р.В. ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ГИДРОТЕРМ ДАГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД НА СЕВЕРЕ САХАЛИНА	86
Ивин В.В. ПРИЗНАКИ ЯРУСНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДИЯ НИЖНЕ-ТАЕЖНОГО МНОГОМЕТАЛЛЬНОГО УЗЛА (СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ)	89
Керимов Р.Б. ЗАКОНОМЕРНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРИРОДА ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА.....	92
Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А. ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ: ПРОГНОЗ НОВОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ.....	94
Моисеенко В.Г. НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА РОССИИ	97
Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н. МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В РУДАХ ПОКРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	100
Мельников А. В. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ).....	103
Невструев В.Г. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ	106
Остапенко Н.С. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ПРИАМУРЬЯ	109
Остапенко Н.С., Нерода О.Н. РОЛЬ КОНВЕКЦИИ ГИДРОТЕРМ В ФОРМИРОВАНИИ РУД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ПОКРОВСКОГО ЗОЛОТО- СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	112
Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельников А.В., Рогулина Л.И. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-ГЕОХРОНОЛОГИЯ Cu-MO (С ЗОЛОТОМ) ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРГУЛИКАН И ЗОЛОТО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЕ (ПРИАМУРЬЕ)	115
Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Козак Л.И. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА	118
Рогулина Л.И., Луценко И.А., Белозеров Н.И. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)	121
Рождествина В.И., Сорокин А.П., Макеева Т.Б., Мудровская Н.В. ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЕРКОВЕЦКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	123
СклярOVA Г.Ф. АНДАЛУЗИТОВАЯ РУДОНОСНОСТЬ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	126
Трубачев А.И. ЭВОЛЮЦИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ И ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ	128
Федоров А.М., Будяк А.Е. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕРХЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ БУРАЛ- САРЬДАГ	130
Фатьянов И.И., ХомиЧ В.Г., Борискина Н.Г., Ивин В.В. ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕТОД ТИПИЗАЦИИ НИЗКОСУЛЬФИДНЫХ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	133
Черепанов А.А. КРУПНЕЙШЕЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГРАФИТА СОЮЗНОЕ	136
Юргенсон Г.А. К ОСНОВАМ ГЕММОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАГЕНИИ	139
Юргенсон Г.А. ТИПОМОРФИЗМ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОКУР	142
ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	145
Болотский Ю.Л., Болотский И.Ю. ФАУНА ПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	145
Болотский И.Ю., Атучин А.А. О НАХОДКАХ ДИНОЗАВРОВ СЕМЕЙСТВА SAURORNITHOLESTINAE В МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	148

Бугдаева Е.В., Маркевич В.С. ФИТЕРАЛЫ РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ УГЛЕЙ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА (ПРИАМУРЬЕ).....	150
Галанин А.А. ПРИМЕНЕНИЕ СКЛЕРОМЕТРА (SCHMIDT HAMMER TEST) ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ.....	153
Галанин А.А., Пахомов А.Ю. СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАНДЫЧАНСКОГО ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА (ХРЕБЕТ ЧЕРСКОГО).....	156
Колесников А.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНКАНО-ДЖАГДИНСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ ОБЛАСТИ.....	159
Козлов Д.Н. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВНУТРИКАЛЬДЕРНОМ ОЗЕРЕ ЧЕРНОЕ (О. ОНЕКОТАН)	163
Маркевич В.С., Бугдаева Е.В., Болотский Ю.Л. МЕСТООБИТАНИЯ МААСТРИХТСКИХ ДИНОЗАВРОВ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА ПРИАМУРЬЯ	167
Смирнов Ю. В., Смирнова Ю. Н. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИАМУРСКОЙ ЧАСТИ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА	170
Смирнова Ю. Н., Смирнов Ю. В. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	172
ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ	175
Астраханцева О.Ю. СОЗДАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ «МЕГАСИСТЕМА «ОЗЕРО БАЙКАЛ — ПОТОКИ»»	175
Астраханцева О.Ю., Глазунов О.М. ВЫДЕЛЕНИЕ ПОЛУАВТОНОМНЫХ СИСТЕМ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ	179
Гусев М. Н. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕСУРСОВ КРУПНЫХ РЕК АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	184
Колесникова Л.С. ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ЧЕРНОЗЕМОВИДНЫХ ПОЧВ И БУРОЗЕМОВ АГРОЭКОСИСТЕМ В УСЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНОЙ ЭРОЗИИ.....	187
Мартынов А.В. СОСТАВ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ ППК АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЧВ КРУПНЫХ РЕК АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ.....	191
Мясников Е.А. ГЕОЭКОЛОГИЯ И УСТОЙЧИВОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРРИТОРИИ (ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)	194
Павлова Л.М., Куимова Н.Г., Котельникова И.М., Шумилова Л.П., Леусова Н.Ю., Сергеева А.Г. БИОИНДИКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОМЫШЛЕННЫХ И ПАРКОВЫХ ЛАНДШАФТАХ г. БЛАГОВЕЩЕНСКА	196
Помигуев Ю. В. ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ БАССЕЙНА РЕКИ ЗЕИ В ЦЕЛЯХ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ	199
Сорокина О.А., Зарубина Н.В. ОБ ЭЛЕМЕНТНОМ СОСТАВЕ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ ДОЛИНЫ РЕКИ УРКАН (БАССЕЙН Р. АМУР).....	203
Чекушина Е.В. РЕКУЛЬТИВАЦИЯ ОТВАЛОВ: ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ УРАНОВЫХ РУДНИКОВ КЫРГЫЗСТАНА И ГЕРМАНИИ	205
ЭКОНОМИКА И КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ.....	208
Архипова Ю.А. ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОИЗВОДСТВА ДИОКСИДА ТИТАНА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ	208
Ван-Ван-Е А.П. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНВЕНТАРИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В РЫНОЧНЫХ УСЛОВИЯХ	211
Ван-Ван-Е А.П. КОМПЛЕКСНЫЕ РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ	213
Демчук В.А., Щекина Г.Б., Костюков Н.С., Лукичев А.А. СТЕАТИТОВАЯ КЕРАМИКА НА ОСНОВЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	215
Демьянова Л.П., Буйновский А.С., Римкевич В.С. МЕТОД КОМПЛЕКСНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИДРОДИФТОРИДА АММОНИЯ	218
Катола В.М. НОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ПОДБОРУ РАБОЧИХ В ГОРНОРУДНУЮ ОТРАСЛЬ	221
Кашина Н.В. О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПОЛИТИКИ В СФЕРЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ УЛУЧШЕНИЯ	224
Кичанов В.Д., Межаков В.З., Кичанова В.В. РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ АГРОХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ОРГАНИЗАЦИИ ПРОИЗВОДСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ УДОБРЕНИЙ	228
Кичанова В.В. ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНОГО ПРОИЗВОДСТВА ФОСФОРНЫХ УДОБРЕНИЙ	230

Куимова Н.Г., Носкова Л.П., Павлова Л.М. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА В ТОРФАХ	231
Лаврик Н.А., Ван-Ван-Е А.П., Александрова Т.Н., Богомяков Р.В. СУТАРСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ БУРЫХ УГЛЕЙ: ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ	234
Межаков В.З., Артеменко Т.В., Серебренников В.И. О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ ТРАНСГРАНИЧНОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И КНР В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО АМУРА	237
Маловицкий Ю.Н., Пушкин А.А., Гиренко И.В. МЕХАНИЗМ ОБОГАЩЕНИЯ ИЗОТОПОВ ТЯЖЕЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ	241
Римкевич В.С., Маловицкий Ю.Н., Пушкин А.А., Еранская Т.Ю. РАЦИОНАЛЬНАЯ ПЕРЕРАБОТКА СИЛИКАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД ФТОРИДНЫМ МЕТОДОМ	243
Савченко И.Ф., Носкова Л.П., Артеменко Т.В., Гиренко И.В. ПРОБЛЕМА ОСВОЕНИЯ НИЗКОКАЧЕСТВЕННЫХ УГЛЕЙ ПРИАМУРЬЯ	246
Савченко И.Ф. К ОБОСНОВАНИЮ НОВОГО СПОСОБА РАЗРАБОТКИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОРФЯНИКОВ.....	249
Сорокин А.П., Кузьминых В.М., Рождествина В.И., Жмодик С.М. ЗОЛОТО В БУРЫХ УГЛЯХ И ТЕХНОЛОГИИ ЕГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ	251
Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медков М.А. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ПЕРЕРАБОТКИ ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОД ТУРГЕНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ).....	254

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ, ГЕОДИНАМИКИ, РУДООБРАЗОВАНИЯ

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ GPS ГЕОДЕЗИИ

С.В. Ашурков¹, В.А. Саньков¹, А.И. Мирошниченко¹, А.В. Лухнев¹, М.А. Серов¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Согласно глобальной модели движения плит NUVEL -1A [1] Амурская литосферная плита не выделяется, являясь неделимой частью Евразии. Тем не менее, начиная с работ Л.П. Зоненшайна с соавторами [2] и в многочисленных последующих работах других авторов Амурская плита рассматривается как отдельная тектоническая единица. Согласно постулатам тектоники плит, литосферная плита должна быть жесткой, и, таким образом, смещаться как единое, недеформируемое тело. В последние годы этот тезис относительно Амурской плиты подтверждается данными измерений деформаций методами спутниковой геодезии [3]. В отношении восточной границы Амурской плиты среди исследователей не существует единого мнения (рис. 1).

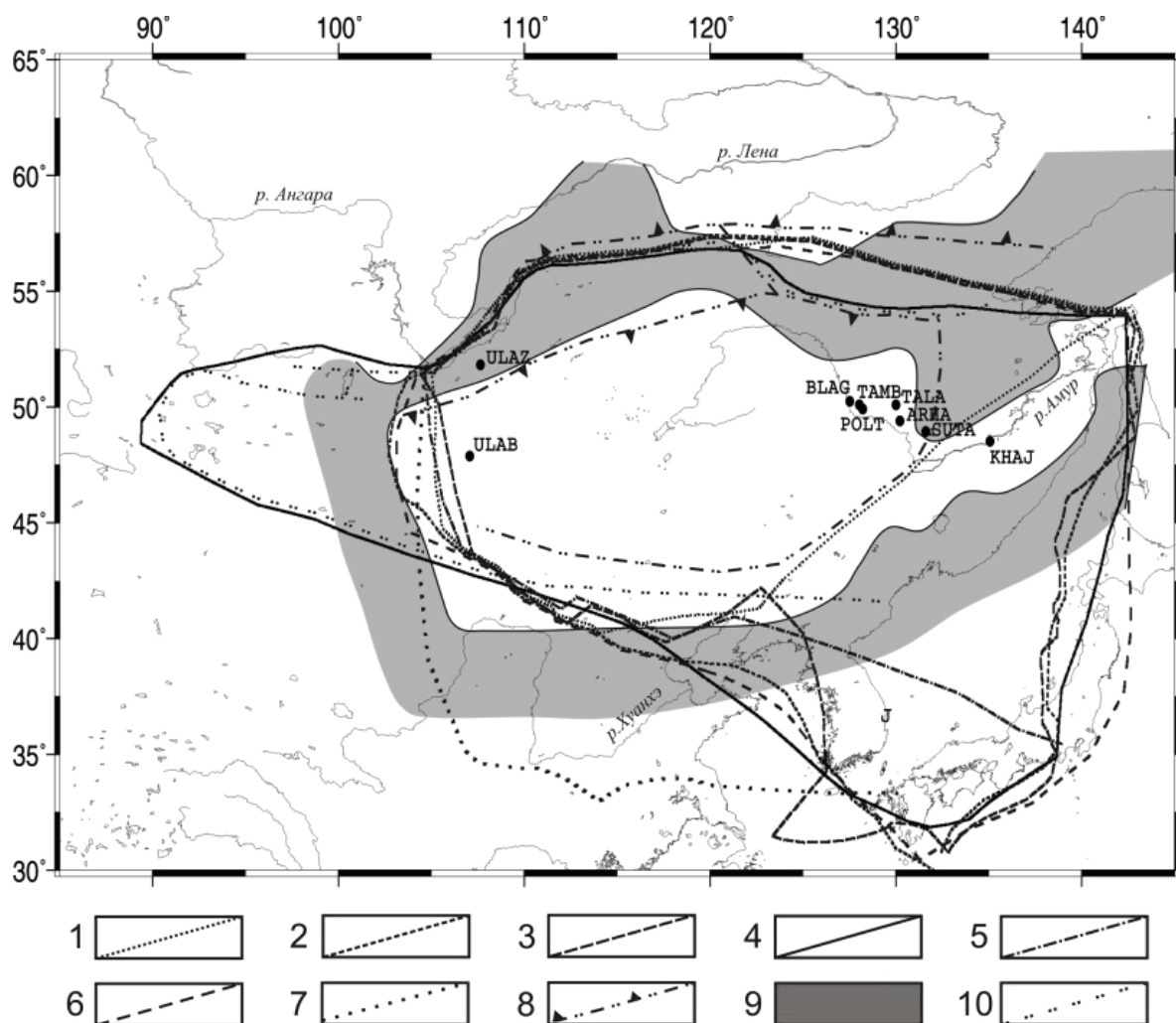


Рис. 1 Варианты проведения границ Амурской плиты по опубликованным данным. 1 — по [4], 2 — по [5], 3 по [6], 4 — по [7], 5 — по [8], 6 — по [2], 7 — по [9], 8 — по [10], 9 — по [11], 10 — по [12].

Согласно схемам в публикациях [2], на которых Амурская плиты выделена впервые, восточная граница этой тектонической единицы проходит вдоль сейсмоактивных структур о. Сахалин, и прослеживается далее на юг через о. Хоккайдо и вдоль восточного побережья Японских островов. Позднее, рисовка восточной границы претерпевала некоторые уточнения [5-7]. Авторы приведенных работ, проводили эту границу от южной части о. Сахалин, ближе к западному побережью о. Хоккайдо и о. Хонсю, где она пересекает последний в центральной части, прослеживаясь в южном направлении и далее вновь вдоль глубоководного желоба. Существуют принципиально отличные варианты положения этой границы. В работе [4] на основе опубликованных данных GPS измерений граница проведена от залива Бохай по разломам системы Тан-Лу к северной оконечности о. Сахалин. При этом выделяется Японо-Корейский блок, включающий в себя Корейский п-ов, Японское и Восточно-Китайское море, незначительную часть Северо-Восточного Китая к востоку от разлома Тан-Лу, и Юго-Западную Японию. Также значительную часть восточной границы проводят авторы [10] по системе разломов Тан-Лу. Отличительной особенностью этой работы является то, что в северной части граница проходит вдоль сейсмического пояса, расположенного между 132 и 133 меридианами в пределах Баджало-Буреинского массива [13], а на юге не доходя до зал. Бохай, граница продолжается в западном направлении по субширотному разлому Иньшань-Яньшань. На основе плотностных и геоэлектрических разрезов литосферы авторы [11] представляют границу Амурской плиты в виде полосы редуцированной (утонченной) литосферы, представленной орогенными поясами, на восточной границе — Сихотэ-Алинский ороген.

Начиная с 2001 года, в восточной части Амурской плиты, на территории Амурской области, нами проводятся регулярные измерения современных движений с помощью методов GPS геодезии. Всего за период с 2000 по 2007 год на Амуро-Зейском геодинамическом полигоне силами сотрудников Института земной коры СО РАН и Института геологии и природопользования ДВО РАН проведено 5 циклов повторных измерений на 6 пунктах геодинамической сети. Пункты сети (BLAG-TAMB-POLT-TALA-ARHA-SUTA) представляют собой субширотный профиль, протянувшийся от западной границы Нижнезейской впадины до предгорий Буреинского хребта (рис. 2).

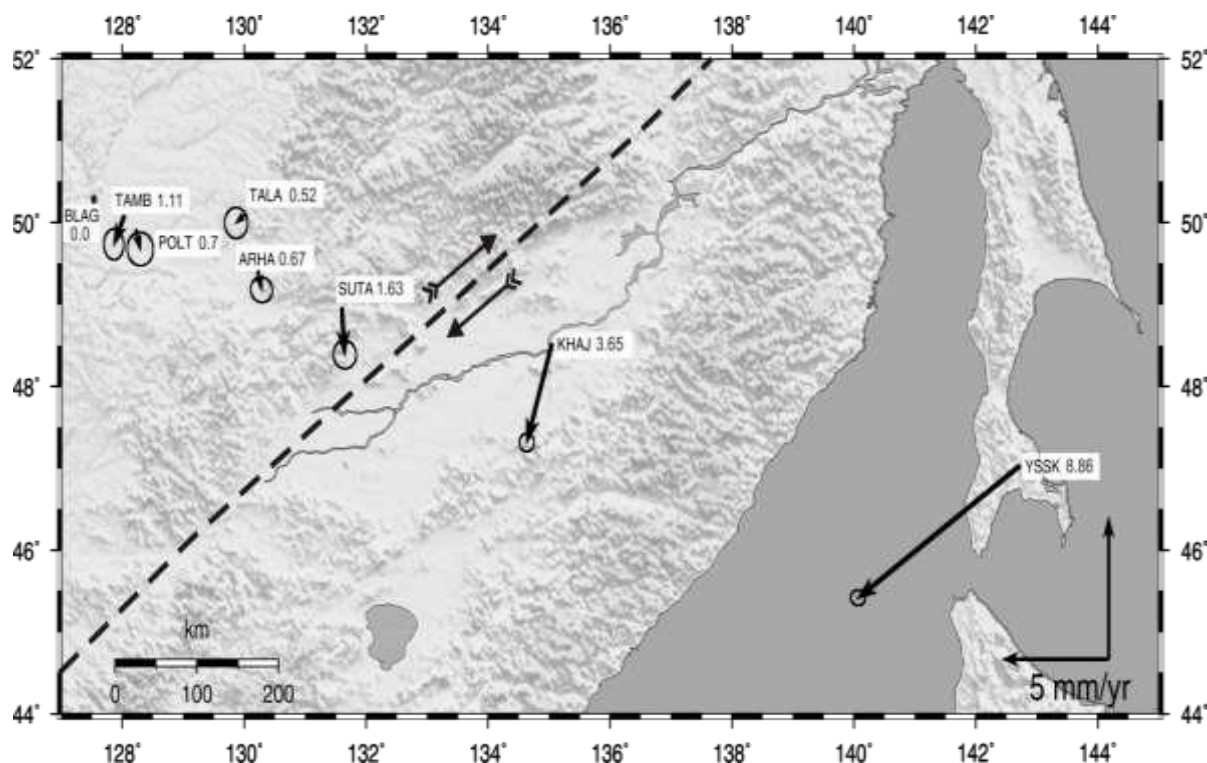


Рис. 2. Скорости относительно пункта BLAG (Благовещенск) в мм/год. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале. Пунктиром показан разлом Тан-Лу.

Расчеты псевдорасстояний и фазовых измерений для каждого дня наблюдений производились программным пакетом GAMIT [14,15]. На первом этапе обработки GPS данных, используя дифференциальные фазовые наблюдения, мы рассчитали координаты пунктов, тропосферную задержку с интервалом два часа, параметры движения спутников, а также фазовые неоднозначности. Для решения использовались финальные орбиты спутников, предоставляемые Международной GPS-службой (IGS), параметры ориентации вращения Земли (IERS), таблицы зависимостей фазовых центров антенн от

азимута и угла прихода спутникового сигнала, а также другие таблицы, рекомендованные IGS для расчетов. Для связи нашей сети с Международной системой отсчета ITRF2005 было использовано 28 IGS станций. На втором этапе мы объединили полученные ежедневные решения с результатами Scripps Orbital and Position Analysis Center (SOPAC, <http://sopac.ucsd.edu/>) для глобальных станций, используя фильтр Кальмана (GLOBK) [14,15]. При этом для уравнивания нашего решения с системой отчета ITRF2005 [16] были рассчитаны 14 параметров трансформации Хельмерта. Подробное описание расчета параметров между двумя системами можно найти в работе [17]. По результатам измерений было получено поле скоростей современных горизонтальных движений земной коры региона (таб. 1, рис. 2).

Максимальная скорость субширотного укорочения установлена между станциями YSSK и KHAJ и составляет -6.4 мм/год. Отчетливо проявляется тенденция к быстрому затуханию деформации далее на запад. Последнее рассматривается нами как ослабление деформаций западнее пункта KHAJ, связанных с широтным движением Охотоморской плиты. Для меридиональной составляющей векторов смещения отмечено, что с запада на восток, относительно пункта BLAG (Благовещенск), существует закономерное увеличение скоростей смещения на юг. Максимум относительного смещения (-1.8 мм/год) фиксируется на участке между пунктами SUTA-KHAJ, где закартирована зона разломов Тан-Лу. Полученные данные соответствуют правосторонней кинематике этого разлома (рис. 2). Выявленное резкое изменение кинематики пунктов в районе зоны разломов Тан-Лу дает основание полагать, что восточная граница Амурской плиты проходить именно по этой зоне.

Таблица 1

Скорости горизонтальные смещений GPS пунктов относительно станции BLAG (г. Благовещенск)

4-значный код станции	Долгота	Широта	Скорость Восток-Запад мм/год	Скорость Север-Юг мм/год
BLAG_GPS	127.521	50.257	0	0
TAMB_GPS	128.028	50.257	-0.48±0.19	-1.00±0.22
POLT_GPS	128.223	49.913	0.20±0.25	-0.67±0.24
TALA_GPS	130.014	50.101	-0.42±0.22	-0.30±0.22
ARHA_GPS	130.220	49.407	0.18±0.21	-0.65±0.18
SUTA_GPS	131.602	48.954	0.13±0.22	-1.62±0.20
KHAJ_GPS	135.046	48.521	-1.18±0.14	-3.45±0.13
YSSK_GPS	142.717	47.030	-7.57±0.14	-4.61±0.11

Примечание. Ошибки определения скорости приведены в 95% доверительном интервале

Рисунки в этой работе были выполнены с помощью пакета программ GMT [18]. Эта работа выполнялась при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00703, № 08-05-00992), программы ОНЗ РАН № 7 проект № 7 и МИП СО РАН № 56.

Литература

- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., and Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. Москва, 1979. С. 157–211.
- Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33, № 24. L24319, doi:10.1029/2006GL028433.
- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
- Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion // Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia / Eds. M. Flower, S. Chung, C. Lo, T. Lee. 1998, P. 337–346.
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. Vol. 4, № 3. P. 1027. doi:10.1029/2001GC000252.
- Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian plate from thin-shell finite-element modeling // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 160. P. 357–369.
- Jin Sh., Park P.-H., Zhu W. Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 257. P. 486–496.

9. Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashchenko, and K. D. An. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, № B12. P. 29147–29155.
10. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на Юге Сибири // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
11. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Н.П. Романовский, Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения амурской литосферной плиты // *Тихоокеанская геология*. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
12. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / С.И. Шерман, К.Г. Леви, В.В. Ружич и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 207.
13. Mackey K.G., Fujita K., Gounbina L.V., Koz'min B.M., Imaev V.S., Imaeva L.P., Sedov B.M. Explosion contamination of the Northeast Siberian seismicity catalog: Implication for natural earthquake distributions and location of the Tanlu Fault in Russian // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2003. Vol. 93, № 2. P. 737–746.
14. Herring T. A, King R. W., McClusky S. C. Reference manual GAMIT. GPS analysis at MIT release 10.3, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. – 2006. – URL: http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/GAMIT_Ref_10.3.pdf.
15. Herring T. A, King R. W., McClusky S. C. GLOBK reference manual. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program release 10.3, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. – 2006. – URL: http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/GLOBK_Ref_10.3.pdf.
16. Altamimi, Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B, and Boucher C. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112, № B9. P. B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
17. Altamimi Z., Sillard P., Boucher C. ITRF2000: a new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, № B10. P. 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
18. Wessel P., W.H.F Smith. The Generic Mapping Tools. Technical Reference and Cookbook Version 4.2. – 2007. – URL: <http://gmt.soest.hawaii.edu/>.

РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ

В.Г. Гоневчук¹, Г.А. Гоневчук¹, Н.В. Гореликова², П.Г. Коростелев¹

¹ ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток; ² ИГЕМ РАН, г. Москва

Комсомольский оловорудный район Хабаровского края по уровню геологической изученности может рассматриваться эталоном для металлогенических систем соответствующего ранга. Тем не менее, некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения района, по разным причинам, важная среди которых — сокращение, а, по сути, прекращение поисково — разведочных и эксплуатационных работ, остались до конца не решенными. Это, в частности, относится к важнейшему вопросу связи оруденения с магматизмом. Решенный на уровне обоснования генетической связи оловянной минерализации с одним из трех представленных в районе магматических комплексов — Силинским латит (андезит) — монцодиорит — гранитным комплексом Мяо-Чанской серии [2, 6 и др.], он не исследован на уровне определения возможной связи стадий (этапов) рудообразования со стадиями (фазами) эволюции комплекса. Необходимость такого исследования подчеркивается, например, данными по изотопному возрасту пород рудоносного магматического комплекса и минерализации [2, 5, 7], указывающими, что становление комплекса и рудообразование охватывают один и тот же временной интервал — от 102 до 80 млн. лет. Возможную связь оловянного оруденения с разными фазами эволюции Силинского комплекса отмечала Г.А. Гоневчук по результатам исследования распределения в породах рудных компонентов, бора и фтора [4]. Еще раньше П.Н. Кошман (1963). Не опубликовано) фиксировал признаки формирования турмалинитов при становлении силинских диоритов, т. е. задолго до заключительной гранитной фазы комплекса и, тем более, до образования остаточного очага, с которым обычно связывается рудообразование касситерит-силикатной формации.

Хорошей предпосылкой для продвижения в решении рассматриваемого вопроса было обнаружение в корневой части рудоносной зоны Главной Солнечного месторождения гранитов Силинского комплекса [3]. Однако, произошло это накануне «перестройки»...

В 2005 — 2009 годы нами, по уже имевшимся геологическим материалам, а также новым сборам, которые удалось осуществить благодаря поддержке РФФИ, проведены геохимические, изотопно — и термобарогеохимические исследования гранитоидов и тесно связанных с ними постмагматических образований ряда оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня, в том числе месторождения Солнечного. Результаты их в части, характеризующей особенности флюидного режима рудообразования, опубликованы [1]. В предложенной схеме «...эволюции рудно-магматической системы оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня» магматический элемент представлен как «гранодиориты» что, несомненно, является очень большим обобщением.

Исходя того, что основу вышеназванной модели составили данные по месторождению Солнечному, мы сочли возможным и целесообразным дополнить представления об эволюции рудообразующей системы этого месторождения и района в целом. Для этого использованы новые авторские датировки пород в ряду диориты → граниты → лейкограниты и кварц-полевошпат-биотитовых жил с молибденитом, шеелитом, висмутом и золотом, присутствующих в корневой части оловорудных тел Солнечного месторождения, а также некоторые датировки по объектам Чалбинского рудного узла (таблица)

Полученные нами результаты подтверждают мнение об аналогичности гранитов Солнечного месторождения с монцогранитами, слагающими обособленное тело в восточной части Чалбинского массива и принадлежность тех и других к оловоносному Силинскому комплексу [3]. Фактически, это — подтверждение единства рудообразующей (оловоносной) системы района.

Датировки биотита кварцево — полевошпатовых жил в диоритах и объемных турмалинитов (роговиков) в зоне экзоконтакта (возраст диоритов — 98-97 млн. лет; K-Ar и Rb-Sr даты; Гоневчук, 2002), позволяют в моделях рудообразования их формирование генетически связывать с фазой диоритов — кварцевых диоритов, а слабооловоносных кварц-турмалин-мусковитовых грейзенов — с гранитами. Продуктивная оловянная минерализация (около 85 млн. лет), следует после становления главной гранитной фазы и близка по возрасту фазе лейкократовых с биотитом, иногда — с турмалином, гранитов Силинского комплекса. Источником рудоносных флюидов этого этапа, вероятно, был остаточный очаг, индикатором которого являются такие граниты.

Результаты изотопного датирования

№ авт.	Порода	Анализируемый материал	Калий, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст млн. лет
ВГ-805	измененный. диорит	биотит	5,06±0,06	33,41±0,11	93±2,0
38-135с	гранодиорит	биотит	7,47±0,08	50,02±0,16	94±2,0
1-175с	гранит	биотит	7,38±0,08	49,00±0,15	93,5±2,0
*ЧГ-329а	монцогранит	биотит	6,56±0,13	43,80±0,10	94,3±2,1
*ЧГ-594	лейкогранит	биотит	7,16±0,14	43,7±0,10	86,5±1,9
ВГ-811	аплит с турмалином.	вал	5,38±0,06	31,7±0,20	83±2,0
ЧШК-84	турмалинов. гранит	вал	3,55±0,04	19,72±0,07	78,4±1,8
ВГ-810	турмалинит — роговик	вал	1,70±0,02	11,56±0,07	95,5±2,5
ВГ-813	кварц-ПШП жила в диоритах	биотит	7,91±0,08	54,4±0,20	96,5±2,0
КП-3495		биотит	7,50±0,08	51,4±0,20	96±2,0
**КП-2990	то же в гранитах	КПШ	14,52±0,05	41,32±0,10	86,2±1,8
**ЧГ-27	грейзен	мусковит	10,76±0,15	29,81±0,10	83,9±1,8
**ЧГ-205	оловоносная. зона	мусковит	10,50±0,14	29,47±0,10	85,1±1,7

Примечания. Пробы с индексом ЧГ отобраны в западной части района (Чалбинская рудоносная площадь), остальные на месторождении Солнечном. Исследование выполнено: *Mitsubishi, Япония; **Krueger Enterprises, США; остальное ИГЕМ, Москва.

Такое развитие рудообразующей системы объясняет существенные различия флюидного режима при формировании кварцево-полевошпатовых с молибденом, висмутом, золотом и оловоносных кварцево-турмалиновых жил [1].

Концентрированным выражением наших представлений является предлагаемая «модель эволюции оловоносной рудно-магматической системы (Силинский комплекс) Комсомольского района» (рисунок).

Полученные авторами новые данные по распределению в породах комплекса галогенов отмечают активную роль хлора на всех этапах рудообразования, в то время как участие фтора было более ограниченным и проявлялось, прежде всего, при образовании грейзенов, связанных с монцогранитами.

Концентрация и вероятность участия в переносе рудных компонентов бора, являющегося типоморфным элементом рудообразующей системы Комсомольского района, менялись в процессе ее эволюции, оставаясь, тем не менее, постоянно высокой. Однако есть основания предполагать, что его роль в переносе рудных компонентов, в том числе и олова, была незначительной.

Исследование выполняется при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00381) и Президиума ДВО РАН (проект № 09-III-A-08-400).

Литература

1. Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 6. С. 537-570.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.
3. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Гоневчук Г.А. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1984. № 6. С. 45-52.
4. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: автореф. дис. ... канд. геол. — минер. наук / Владивосток, 1980. 31 с.
5. Дубровский В.Н., Аракелянц М.М. Продолжительность формирования оловянных месторождений Комсомольского района по данным абсолютного возраста околорудных кварцево-серицитовых метасоматитов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 4. С. 354-358.
6. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
7. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука. 2005. 327 с.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)

А.Н. Диденко, А.Ю. Песков, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин

Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Восстановление эволюции любой крупной геологической структуры — задача не всегда однозначно решаемая, так как за период своего существования крупные фрагменты земной коры обычно претерпевают неоднократную переработку, что создает трудности при реконструкции последовательности геологических процессов. Особое значение приобретают комплексы, изучение которых позволяет на основании особенностей состава восстановить геодинамическую обстановку их формирования, а возраст — дать оценку времени. Для юго-восточной части кратона одной из таких структур является Улканский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенной толщей верхнего карелия, являющейся стратотипом для Алдано-Становой провинции.

К настоящему времени мы проанализировали граниты всех фаз Улканского комплекса и трахидациты элгэтэйской свиты. На дискриминационных диаграммах Yb-Th/Ta и Th/Hf-Ta/Hf (рис. 1а,б) все фигуративные точки анализов трахидацитов элгэтэйской свиты лежат в поле активной континентальной окраины, что позволяет нам предполагать их образование в условиях активной континентальной окраины Андского типа.

Согласно классификации [3], гранитоиды всех комплексов относятся к железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0.8$) и являются щелочными и щелочно-известковыми образованиями. На классификационной диаграмме Дж. Вейлина [4] фигуративные точки анализов всех исследованных гранитоидов располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 1г). Это может свидетельствовать, что геодинамическая обстановка в момент их выплавки могла быть как внутриматериковой [4], так и постколлизийной.

Более сложное распределение фигуративных точек анализов гранитоидов отмечается на дискриминантной диаграмме (Batchelor, Bowden) [3] (рис. 1 в). Область распространения фигуративных точек химических анализов гранитоидов занимает широкую область, вытянутую вдоль оси абсцисс с небольшим отрицательным наклоном, от полей анорогенных и позднеорогенных гранитоидов до поля посторогенных с небольшим перекрытием поля синколлизийных гранитоидов.

Получены первые палеомагнитные данные по гранитам улканского комплекса и трахидацитам элгэтэйской свиты. Направление высокотемпературной компоненты намагниченности гранитов в современной системе координат (полагаем, что вращений вокруг горизонтальной оси после внедрения гранитоидов Улканский массив вместе с Сибирским кратоном не испытывал) составляет $\text{Dec}=60.8^\circ$, $\text{Inc}=48.4^\circ$ ($K=5.6$, $a_{95}=10.3$). Это соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $\text{Plat}=-47.4^\circ$, $\text{Plong}=64.4^\circ$ ($d_p=8.8^\circ$, $d_m=13.5^\circ$), который близок (при учете поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангара-Анабарской в среднем палеозое [2]) палеомагнитному полюсу на ~ 1730 Ма, полученному по кузеевитам Ангара-Канского выступа [1].

Более надежный в методическом отношении палеомагнитный полюс получен для высокотемпературной компоненты намагниченности трахидацитов элгэтэйской свиты: положительный тест обращения и большая сходимость единичных векторов в древней системе координат. Палеомагнитное направление данной компоненты составляет $\text{Dec}=293.6^\circ$, $\text{Inc}=-42.9^\circ$ ($K=48.1$, $a_{95}=4.4$), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $\text{Plat}=-8.6^\circ$, $\text{Plong}=11.9^\circ$ ($d_p=3.4^\circ$ и $d_m=5.4^\circ$). Положение этого полюса (с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции) существенно отличается от координат палеомагнитных полюсов Ангара-Анабарской провинции Сибирского кратона в интервале 1675-1860 Ма [1].

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проекта № 09-05-00223а и 10-III-B-08-229).

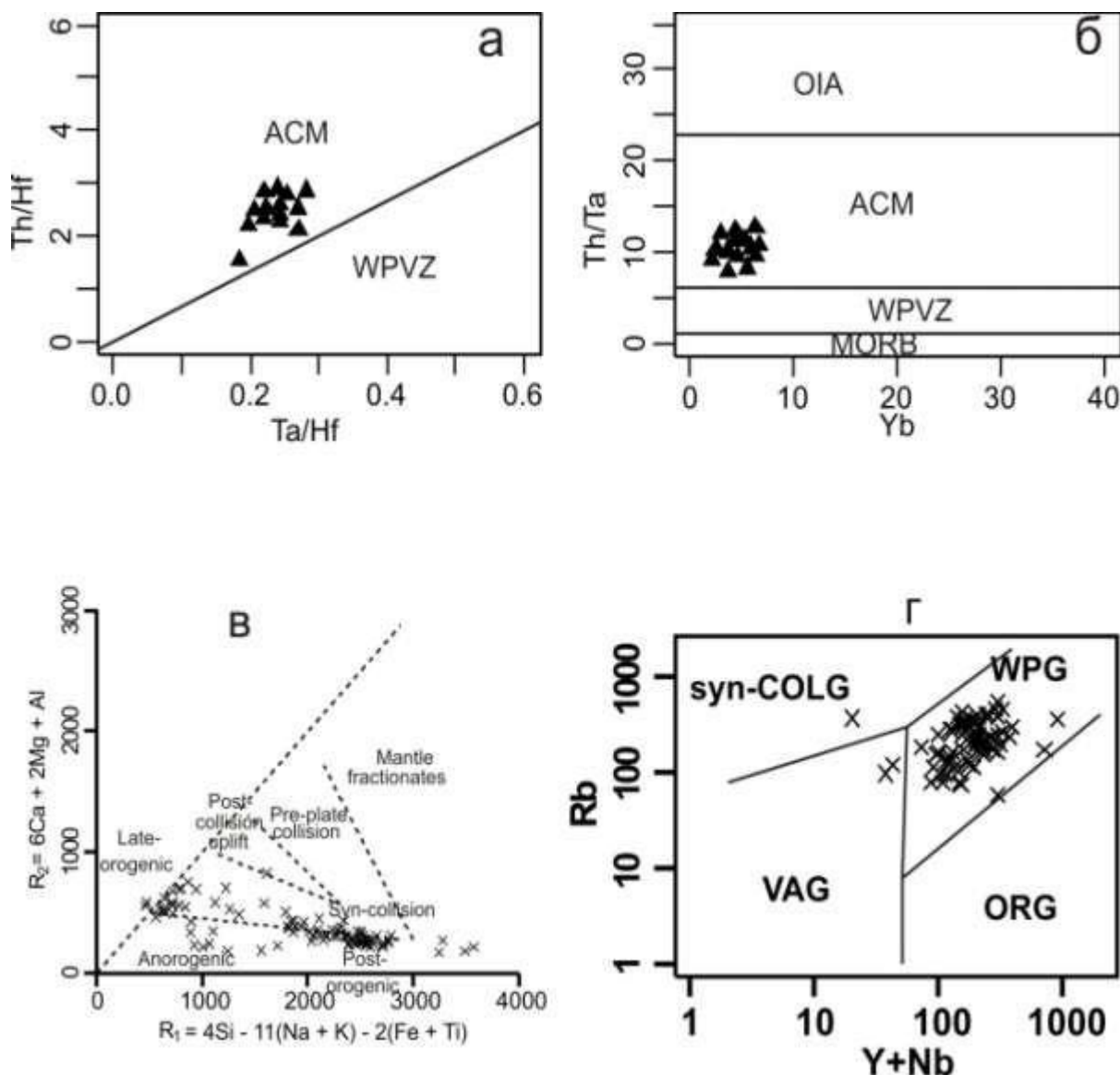


Рисунок 1. Распределение фигуративных точек анализов: а — трахидацитов элгэтэйской свиты на дискриминанционных диаграммах $Yb-Th/Ta$ и $Th/Hf-Ta/Hf$. Поля на диаграммах: ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, OIA — океанические островные дуги, MORB — срединно-океанические хребты; б — гранитоидов Улканского массива на дискриминантной диаграмме $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^*/MgO$ (Whalen et al., 1987).

Литература

1. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 72-78.
2. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett. 2008. Vol. 276. P. 229-242.
3. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // Chemical Geology. 1985. Vol. 48. P. 43-55.
4. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contributions to mineralogy and petrology. 1987. Vol. 95. P. 407-419.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

С.Г. Ковалев

Учреждение Российской академии наук Институт геологии
Уфимского научного центра РАН, г.Уфа, kovalev@anrb.ru

На сегодняшний день в пределах западного склона Южного Урала установлены многочисленные месторождения и рудопроявления различных видов минерального сырья, относимых к эндогенным, экзогенным, метаморфогенным либо смешанным генетическим типам: золоторудные (Горный Прииск, Улюк-Бар и др.), титаномagnetитовые (Кусинско-Копанская группа), барит-полиметаллические (Верхне-Аршинское, Кужинское), магнезитовые и сидеритовые (Бакальская и Саткинская группы, Исмакаевское), бурожелезняковые (Зигазино-Комаровская, Авзянская группы и др.), флюоритовые (Суранское) и другие. Несмотря на разнообразие условий и механизмов их формирования, значительная часть объектов может быть объединена на основе принадлежности к позднедокембрийским структурно-вещественным комплексам, оруденение которых либо образовалось в рифей-вендское время, либо в это время были сформированы предпосылки для его генезиса в процессе дальнейшей эволюции региона. Здесь же необходимо отметить, что в последнее время были обнаружены новые объекты [5], генетические условия, образования которых также хорошо укладываются в рамки представлений, обсуждаемых в данной работе. К настоящему времени установлено, что позднедокембрийское развитие западного склона Южного Урала

определялось рифтогенными процессами, результаты которых относительно широко распространены в пределах всего Урала, но наиболее полно и разнообразно (с точки зрения разновременного набора формаций и их сохранности) они представлены на территории западного склона Южного Урала [5]. При этом большинство исследователей склоняются к мысли о том, что рифейско-раннепалеозойский временной этап развития региона не может быть описан в рамках модели единого, длительно и закономерно развивающегося континентального рифта [3, 5]. В позднедокембрийской истории развития территории выделяют: — *раннерифейский этап*, представленный терригенными грубообломочными отложениями, входящими в состав айской свиты, щелочными вулканогенными породами Навышского комплекса, дифференцированными интрузивами диабаз-пикритового состава Шуйдинского комплекса и меланократовыми диабазами и габбро-диабазами Юшинского комплекса; — *среднерифейский этап*, характеризующийся широким распространением грубообломочных терригенных пород в составе машакской свиты, переслаивающихся с вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации, Бердяушским плутоном гранитов-рапакиви, Кусинско-Копанским расслоенным интрузивным комплексом, Лапыштинским комплексом дифференцированных интрузий диабаз-пикритового состава и многочисленными проявлениями габбро-диабазового магматизма; — *вендский этап*, терригенные породы которого представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками ашинской серии, а магматические образования щелочными вулканитами Аршинского, щелочными габброидами Миселинского и меланократовыми сиенитами Авашлинского комплексов.

Каждому этапу присуща своя минерагения, обусловленная, на наш взгляд, геодинамическими условиями эволюции региона, хотя, в то же время, наблюдается унаследованное развитие рудно-магматических систем, формирующих оруденение промышленного типа в несколько этапов. В данной работе рассматривается среднерифейский этап развития, как наиболее показательный для обсуждаемого вопроса.

Средний рифей являлся временем наибольшего (исходя из современных представлений) развития процессов эпиконтинентального рифтогенеза в докембрийской истории развития Южного Урала. К настоящему времени на территории региона выделяются структурно-вещественные комплексы осадочных и магматических (вулканоплутонических) пород, позволяющих с достаточной степенью надежности восстанавливать палеогеодинамические обстановки развития территории и оценить их «рудогенерирующую» роль.

Кувашский комплекс, в составе которого объединяются: вулканогенно-осадочная ассоциация (собственно кувашская свита), представленная порфироидами, порфиритоидами, парасланцами, ортопородами и редко метаконгломератами. Кроме того, в состав комплекса включаются гранито-гнейсы, гнейсо-амфиболиты и граниты.

Кусинско-Копанский комплекс, являющийся одним из самых известных в пределах западного склона Южного Урала расслоенных интрузивных образований, состоит из четырех пространственно разобщенных массивов: Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский, в структурном отношении представляющих собой межформационные пластовые интрузивные тела, истинные размеры которых по падению остаются неизвестными до сих пор.

Внутреннее строение Машакского и Шатакского комплексов характеризуется наличием стратифицированных толщ, которые представлены переслаиванием осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканоплутонических пород. Обобщенный разрез Шатакского комплекса начинается с конгломератов и наращивается толщами, представляющими собой переслаивание пачек терригенного материала различной размерности с потоками(?) metabазальтов, силлами метадиабазов и жерловыми фациями основных и кислых вулканитов. Эффузивные(?) разновидности кислых магматических пород, как правило, приурочены к верхним частям разрезов. Кроме того, в пределах региона широко распространены многочисленные разнофациальные магматические породы, представленные телами разнообразной формы габбрового, диабазового, диабаз-пикритового и пикритового состава.

Обобщенный анализ геологических материалов позволяет говорить о том, что в среднерифейское время развитие территории западного склона Южного Урала определялось локально проявленным эпиконтинентальным рифтогенезом. Эволюция палеорифтогенной структуры характеризовалась своеобразной динамикой, а именно, максимальные растягивающие усилия сосредотачиваются в ее центральной части, где формируется серия грабенообразных структур, которые заполняются грубо- (ввиду сформировавшегося расчлененного рельефа) и тонкозернистым терригенным материалом. При таком развитии событий в этой области должно наблюдаться (и наблюдается) максимальное развитие вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности (интрузии, эффузивные и пирокластические фации), так как процесс раздвижения характеризуется хрупким раскалыванием верхних горизонтов коры с образованием пронизываемых зон тектонической разгрузки, по которым происходит внедрение магматического расплава с опережающей флюидной проработкой субстрата. Процессы дифференциации в подкоровом очаге и, возможно, контаминации в его верхней части, приводят к образованию магм, различающихся как по основности (базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам. В этом случае, при «далеко зашедшем» раздвиге, но без полного разрыва сплошности континентальной коры, формирующиеся магматические породы будут обладать «промежуточными» (между типично океаническими и континентальными разновидностями) геохимическими характеристиками, что и наблюдается при анализе данных по машакским и шатакским базальтам [4]. Металлогения этой зоны обусловлена спецификой ее развития и представлена благороднометальным (Au-Pt-Pd) оруденением шатакских конгломератов и комплексной (U-Th-REE-Au) минерализацией сложнодислоцированных углеродсодержащих пород, которые, по нашему мнению, первоначально представляли собой осадки, сформировавшиеся в различных фациальных обстановках единой структуры.

Рудоносные отложения Шатакского комплекса прослеживаются в виде субмеридиональной полосы на расстоянии свыше 11 км и представлены переслаиванием пачек конгломератов, песчаников и диабазов. По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы и характеру рудной минерализации, в их составе выделяются две разновидности — гематитовые и магнетитовые. Исследования первых показало, что в монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузьелгинской подсвиты содержится до 10,77 г/т Au и 1,12 г/т Ag. В валовых пробах содержание золота составляет 1,8 г/т, серебра — 1,4 г/т, платины — до 1,25 г/т, палладия — до 0,35 г/т, при массовой доли железа — 8,22%. В конгломератах с магнетитом рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита, в монофракции которого содержание золота составляет 4,9 г/т, а серебра — 0,2 г/т. В валовых пробах количества благородных металлов составляют: платины — до 1,75 г/т, палладия — до 0,30 г/т, золота — до 2,15 г/т, серебра — до 5,25 г/т, при массовой доле железа — 6,54 %. В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотинок неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе 1-5 мкм, но встречаются и более крупные выделения. Кроме того, в углеродсодержащих толщах среднерифейского возраста, приуроченных к разноранговым тектоническим нарушениям, было установлено наличие неизвестной ранее мощной зоны с обильной сульфидной (халькопирит-пирротин-пиритовой, пирротиновой и пиритовой) минерализацией, прослеженной на расстоянии около 15 км. Породы характеризуются повышенными содержаниями благородных металлов (Au — 0,5–2,4 г/т, Pt — 0,09–0,1 г/т, Pd — 0,30–1,18 г/т, Os — 0,004–0,005 г/т, Ru — 0,043 г/т), а при исследовании под микроскопом в углеродистой матрице были обнаружены электрум, сульфоселениды золота и серебра, разнообразные по составу минералы урана и тория (уранинит, ураноцирцит, урановый торит, торит, коффинит), а также монацит и неидентифицированные сложные соединения редкоземельных элементов.

Заложение серии грабенообразных структур, в течение определенного отрезка времени, и заполнение их псефито-псаммито-пелитовыми осадками машакской свиты происходило до активизации магматических процессов, о чем свидетельствует интрузивная природа магматических образований, присутствующих в низах машакской свиты и в Улу-Елгинской зоне. Дальнейшая эволюция системы с последующим внедрением в верхние горизонты земной коры значительных объемов базальтовой магмы

сопровождалась предварительной проработкой осадочного субстрата восстановленными мантийными флюидами, которые отделялись от расплава на глубине около 10 км [1], а до этого в верхней части «флюидно-магматической колонны» количество рудогенных элементов нарастало. При поступлении флюидов в верхние этажи земной коры по тектонически ослабленным зонам происходила смена окислительно-восстановительных условий, в результате которой в терригенных породах сформировались геохимические аномалии элементов «мантийной» природы. При этом снижение давления при подъеме газогидротерм к поверхности и их взаимодействии с алюмосиликатными породами приводило к нарастающему окислению восстановленного флюида, что выразилось в преобладании метасоматического способа отложения рудных компонентов в рассеянной, тонкодисперсной форме и в значительных объемах пород [2]. Уже на этом этапе возможно формирование в благоприятных физико-химических и структурно-литологических условиях концентраций рудных элементов, которые по ряду параметров сегодня соответствуют рудным объектам.

В северной части палеоструктуры процессы рифтогенеза и, как следствие этого, формирующиеся структурно-вещественные комплексы пород и их металлогеническая специализация несколько отличаются от описанных выше ввиду своеобразия динамики развития. Формирование узкого, но не глубокого грабена, заполняющегося тонкозернистым терригенным материалом, характеризуется специфической эволюцией подкорового очага. Относительно слабая проницаемость верхних горизонтов коры приводит к тому, что в подкоровом магматическом очаге, процессы дифференциации протекают с «большой полнотой» с образованием вулканоплутонической ассоциации, породы которой отличаются большой пестротой геохимических характеристик из-за эволюции в «полузакрывной» системе. При этих условиях тепломассоперенос, осуществляемый флюидной фазой, а также процессы внутрикамерной дифференциации в магматическом очаге приводят к формированию крупного расслоенного плутона (Кусинско-Копанский комплекс), для которого характерно наличие субогласных со вмещающими габброидами пластообразных тел вкрапленных и массивных ильменит-титаномagnetитовых и титаномagnetит-ильменитовых руд.

В заключение необходимо отметить, что в таком регионе как западный склон Южного Урала, многократно испытывавшем тектоно-магматическую активизацию, механизмы перераспределения рудного вещества полигенны и полихронны, а инверсии тектонического режима (с растяжения на сжатие) и гранитообразование, проявившееся уже в среднем рифее, усложняют картину рудогенеза. Тем не менее, связь между геодинамическим развитием региона и рудообразованием несомненна.

Работа выполнена при финансовой поддержке по Программе РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000 и проекту № 23 Президиума РАН.

Литература

1. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989.
2. 214 с.
3. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: «Недра», 1988. 254 с.
4. Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Эволюция рифтовых систем Урала // Тектонические процессы: Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Межд. конгр., июль. 1989 г., Вашингтон: [сб.докл.]. М.: Наука, 1989. С. 154-163.
5. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // ДАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 503-506.
6. Ковалев С.Г. Позднекембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.

КОМПЛЕКСНАЯ РУДОНОСНОСТЬ БЕЛОРЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ СЕТТЕ-ДАБАНСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Л.А. Кондратьева¹, Г.С. Анисимова¹, Е.С. Серкебаева¹, К.К. Стручков²

¹ ИГАБМ СО РАН, г. Якутск,

² ЯГУ, г. Якутск

Сетте-Дабанский палеорифт, впервые выделенный К.К. Левашовым [7], выражен в современной структуре Южного Верхоянья как Сетте-Дабанское складчато-надвиговое поднятие, протягиваясь в субдолготном направлении с севера на юг от р. Томпо до р. Юдома. Заложение палеорифта происходило полициклично в позднесилурийское-раннедевонское время. В результате пяти тектоно-магматических циклов сформировались три палеорифтовые зоны — Джалканская, Восточно-Хандыгская и Белореченская [8]. Характерной чертой Белореченской зоны является в отличие от двух других зон иной разрез девонских отложений, слабо проявленный базальтоидный магматизм, наличие комплекса щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов с редкометалльно-редкоземельным оруденением, широкое распространение магматических образований пикритовой и лампроитовой серий, спутники алмазов и находки самих алмазов. В свою очередь палеорифтовая зона делится на Бурхалинский, Лединский и Аллах-Юньский тектонические блоки, характеризующихся различным фациальным составом девонских отложений, магматизмом и связанным с ним оруденением [9]. В последние годы нами получены новые данные о распространении эндогенной минерализации на территории распространения штоков ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами (Лединский блок) и Широкинского рудно-россыпного узла (Аллах-Юньский блок), представляющих собой смежные площади.

Вмещающий комплекс Широкинского узла представлен карбонатной (известняки, серицит-хлоритовые сланцы, доломиты) толщей PZ_{1-2} , прорванной редкими дайками диабазов (D) и терригенными (песчаники, алевролиты) отложениями C_{1-2} . Имеют место единичные выходы габбро-долеритов и ультракалийевых сиенитов. Золотое оруденение характеризуется разнообразием минеральных типов. Ранними работами [1] были выделены невадийский тип золотого оруденения и стратиформное золото-медное оруденение в вулканогенно-осадочных комплексах PZ_1 , также установлены локально распространенные сульфостаннаты, представленные цинкистым некрасовитом и кестеритом в парагенезисе с карелианитом.

В последние годы появление новых данных по вещественному составу руд, особенно по микроминеральным парагенезисам дало возможность выделить эпитермальные золото-серебряное и золото-теллуридное типы минерализации [2,5]. Выявлены редкоземельные фторкарбонаты группы бастнезита в ксенолитах терригенных пород сульфидно-кварцевых жил [3]. В то же время распространение в пределах Широкинского узла разнообразных медистых сульфидов (борнит, талнахит, халькопирит), пирита с зональным распределением Ni до 7%, многостадийность формирования оруденения при постепенном снижении температуры рудообразующих растворов, развитие на заключительных стадиях низкотемпературных минеральных ассоциаций теллуридов Ag, Pb, Au, образование минералов висмута и самородного Bi, а также Hg-содержащих минералов, серебряных минералов, широкое варьирование пробности золота и его ртутистость позволяют провести аналогию с месторождениями медно-рудного профиля (медно-порфирового типа) Алтае-Саянской складчатой области.

В западной, сопряженной с Лединским блоком, части Широкинского узла размещено золото-медное оруденение стратиформного типа. Оруденение, локализованное в виде залежей и линз мощностью до 1 м в вулканогенно-осадочных отложениях саккырынской свиты нижнего ордовика, пространственно сближено с силлами рассланцованных габбро-долеритов, претерпевших преобразования при складчатости и региональном метаморфизме.

Рудные тела зонального строения сложены в осевой части массивным жильным кварцем сливного облика с обильными вкрапленниками сульфидов и интенсивными прожилками малахита и азурита, сменяющегося к зальбандам кварцевой рудой полосчатой текстуры с мелкой сыпью халькопирита и гипергенными налетами вторичных минералов по ксенолитам тонкослоистых известняков. На флангах развиты вкрапленно-прожилковые метасоматиты.

Золото в рудах тонкодисперсное. По данным пробирного анализа в центральной части залежи установлено 0,7 г/т золота, а в приконтактных частях — "следы". Околорудные изменения выразились в окварцевании, сульфидизации, серицитизации.

В Лединском блоке известно три массива ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами — Поворотный, Гек и Воин, приуроченные к Бурхалинскому глубинному разлому. Вмещающими породами

массивов Гек и Поворотный являются карбонатные и карбонатно-терригенные породы Є_2 , массива Воин — известняки O_1 . Возраст магматических пород 484-379 млн. лет. Становление плутонов происходило в несколько этапов, в результате которых последовательно образовывались ультрабазиты, ийолиты, щелочные сиениты, дайки и покровы трахибазальтов, лампроиты и карбонатитовый комплекс с редкоземельно-редкометальным оруденением.

Ta, Nb рудопроявление Поворотное связано с одноименной интрузией площадью 2,7 км², сложенном пироксенитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Карбонатиты занимают 15% площади плутона в центральной его части и подразделяются на кальцитовые и анкеритовые разности. Ta и Nb минерализация приурочена преимущественно к кальцитовым карбонатитам [10].

При проведении минералогического картирования, как в магматических породах массивов и на контактах с ними, так и на удалении от них в карбонатных породах кембрия установлена минерализация сульфидного прожилково-вкрапленного типа. Медная минерализация локализуется в секущих кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и прожилках, слюдистых метасоматитах.

Минеральный состав медного оруденения Лединского узла до настоящего времени детально не изучался. По данным минераграфического и микрозондового исследований авторов вещественный состав руд выглядит однообразным. Преобладающим жильным минералом является кварц, вторыми по распространенности следуют карбонаты, в основном представленные кальцитом, доломитом и анкеритом. Среди рудных минералов доминирует халькопирит (таблица). Впервые установлены блеклая руда, по составу относящаяся к теннантиту, и сульфоарсенид Ni — герсдорфит.

Таблица

Химический состав сульфидов Лединской зоны

Минералы	Компоненты, вес. %										Сумма
	Fe	Cu	Co	Ni	Pb	Zn	Ag	Sb	As	S	
Пирит	46,48	0,17	0,04	-	-	-	-	-	-	53,88	100,56
Халькопирит	29,57	34,18	-	-	-	-	-	-	-	36,13	99,88
Сфалерит	0,02	0,02	-	-	0,05	67,48	-	-	-	34,02	101,59
Герсдорфит	7,11	8,20	1,14	25,82	-	-	-	-	35,40	23,28	100,95
Теннантит	3,33	41,97	-	-	-	5,04	0,94	0,05	19,45	28,52	99,30

Пирит встречается повсеместно, но по распространенности уступает халькопириту. Он присутствует во всех структурно-морфологических типах руд, локализуясь в виде прожилков и рассеянной вкрапленности в кварце, карбонате и во вмещающих породах. В пирите описываемого проявления установлена низкая концентрация Ni и Co по сравнению с пиритом Широкинского узла, где в железном колчедане отмечается до 7% Ni.

Халькопирит является главным рудным минералом. Наблюдается в кварце и карбонате в виде мелких зерен и кристаллов неправильной формы. При микроскопическом исследовании видны реликты халькопирита в гидроксидах железа. Халькопирит медного оруденения в отличие от позднемезозойских типов минерализации Широкинского узла по содержанию элементов-примесей более стерилен, а по химическому составу близок к теоретическому.

Сфалерит встречается редко, в основном в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах. Минерал отмечается в виде вкрапленников неправильной формы и монокристаллов. Цвет — светло-бурый. Сфалерит наблюдается в ассоциации с халькопиритом и гидроксидами железа. По составу сфалерит маложелезистый, в виде примеси постоянно присутствуют Cu и Pb.

Теннантит впервые обнаружен в кварцевых жилах, локализованных в карбонатизированных отложениях междуречья Кишра-Ким (массив Гек). Минерал отмечен в виде ксеноморфных вкрапленников и зернистых агрегатов. Ассоциирующиеся минералы — халькопирит и пирит.

По химическому составу относится к крайнему мышьяковому члену ряда тетраэдрит-теннантит, тем самым подтверждается зональность изменения состава блеклых руд (снижение содержания Sb в блеклых рудах с востока на запад), установленная ранее. Концентрация Ag в минерале невысокая, редко достигает 3,19%, также отмечается более низкое содержание Zn по сравнению с теннантитом Широкинского узла.

Герсдорфит образует дендритовидные и симплектитовые выделения в массивных зернах халькопирита в парагенезисе с теннантитом. Другим ассоциирующим минералом является пирит.

В составе герсдорфита описываемого узла в виде примесей постоянно присутствуют довольно значимые содержания Fe и Cu, что вероятно связано с тесным контактом сульфоарсенида Ni и халькопирита, а также микроскопическими размерами минерала.

Золотоносность и сереброносность руд и пород определялись методом атомно-абсорбционного анализа. Концентрация Au, в основном низкая (0,0п-0,00п г/т), повышенное содержание 0,8 г/т установлено в кварц-карбонатных сульфидизированных метасоматитах участка Кишра. Содержание серебра на порядок выше золота.

Другие элементы-примеси в рудах и породах определялись методом полуколичественного спектрального анализа. Из рудогенных элементов постоянно присутствует Cu, Ni и Co, реже отмечаются Pb и Zn. Участки развития магматических пород (массивы Гек, Поворотный) характеризуются повышенным содержанием Ti, V, Sr, Ba и редкоземельных элементов (Yb и Y).

В Сетте-Дабане стратиформное медное оруденение развито на севере палеорифтовой структуры в пределах Джалканского и Восточно-Хандыгского грабенов. Известны месторождение Курпанджа (медистых песчаников и сланцев), рудопроявления Джалкан, Россомаха и Кемюс-Юрях (медистых базальтов) D₂-C₁ возраста.

Установленная прожилково-вкрапленная медная минерализация Лединского блока Белореченского грабена в отличие от вышеперечисленных стратиформных проявлений, локализуется в рудных телах секущего структурно-морфологического типа и представляет собой иное, предположительно более позднего возраста, гидротермально-метаморфогенное оруденение.

Находки редкоземельных фторкарбонатов группы бастнезита, наличие ультракалийевых сиенитов на территории Широкинского рудно-россыпного узла (Аллах-Юньского блока) сближают его с Лединским блоком и указывают на возможность развития в его пределах карбонатитов.

Литература

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана // Отеч. геология. 2001. № 5. С.59-62.
2. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Золото-теллуридная минерализация Аллаха-Юньской металлогенической зоны // «Система: коренной источник – россыпь»: конференция к 100-летию рождения И.С. Рожкова и Ю.Н.Трушкова, 27-29 октября 2008 г., Якутск: [сб. материалов]. Якутск: Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. 2009. С.154-157
3. Анисимова Г.С., Попова С.К. Редкоземельные минералы метасоматитов Широкинского узла (Сетте-Дабан, В.Якутия) // «Новые идеи в науках о Земле»: IX Международная конференция, 14 -17 апреля 2009 г., Москва: [сб. материалов]. Москва: РГГРУ. 2009. С.164.
4. Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения Якутии // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1988. С.87-98.
5. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллаха-Юньской металлогенической зоне // Отеч. геология. 2007. № 5. С.11-17.
6. Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С.74-87.
7. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // ДАН СССР. 1974. Т.219, №3. С.689-692.
8. Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского антиклинория // Геология и геофизика. 1997. Т.38, №4. С.740-745.
9. Сагир А.В., Дорофеева Р.И., Круковский П.Ю., Филатова Ю.Б. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отеч. Геология. 2001. №1. С.34-43.
10. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонатиты Якутии: (Вещественный состав, минералогия). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. 240 с.

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, Е.Б.Сальникова, А.М. Ларин,
А.В. Кургузова, В.П. Ковач, Н.Ю. Загорная

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Для определения возраста метаморфических комплексов использован подход, который включает: 1) разработку независимых структурно-возрастных шкал различного ранга; 2) реконструкцию на их основе относительной последовательности проявления эндогенных процессов, и в том числе последовательности формирования интрузивных магматических комплексов; 3) выделение реперных интрузивных гранитоидных комплексов, занимающих строго определенное структурно-возрастное положение по отношению к главным картируемым структурным элементам, и их датирование U-Pb методом по циркону; 4) Sm-Nd изотопно-геохимические исследования кластических метасадочных и метавулканических пород в совокупности с изучением их соотношений с разновозрастными структурными элементами и интрузивными магматическими комплексами.

Амурская серия. Для большинства изученных образцов метасадочных пород амурской серии получены оценки $T_{\text{Na}}(\text{DM})$ в интервале 1.2–1.4 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что амурская серия имеет возраст не древнее 1.2 млрд. лет. О верхней возрастной границе накопления метасадочных пород амурской серии можно судить на основании результатов U-Pb геохронологических исследований магматических пород амурского комплекса. Согласно существующим представлениям метагаббро этого комплекса, так же как и амурская серия, имеют позднеархейский возраст. Однако U-Pb методом по циркону для них получена оценка возраста кристаллизации 486 ± 18 млн. лет. Учитывая эти данные, есть все основания полагать, что накопление протолитов метасадочных пород амурской серии, скорее всего, произошло в течение рифея или венда, а, возможно, и в кембрии. Для определения возраста метаморфизма амурской серии выполнены U-Pb геохронологические исследования гранитов, участвующих совместно с породами амурской серии в строении «синметаморфического» пакета тектонических пластин, и постметаморфических гранитов бибобиджанского комплекса. Для них получены оценки возраста соответственно 429 ± 2 и 256 ± 1 млн. лет. Таким образом, возраст метаморфизма амурской серии находится в интервале 256–429 млн. лет.

Гонжинская серия. Метасадочные породы гонжинской серии характеризуются значениями $T_{\text{Na}}(\text{DM}) = 1.1\text{--}1.6$ млрд. лет. При этом подавляющее большинство оценок Nd модельного возраста находятся в интервале 1.1–1.3 млрд. лет. Поэтому наиболее вероятно, что эта серия имеет постдокембрийский, скорее всего, палеозойский возраст. Для амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива, прорывающего гонжинскую серию, U-Pb методом по циркону получена оценка возраста кристаллизации 124 ± 1 млн. лет. Таким образом, не вызывает сомнений, что его формирование связано не с раннепротерозойским, как это считалось ранее, а с мезозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна. В свою очередь, это указывает на то, что структурно-метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, наложенные как на гранитоиды Бекетского массива, так и на породы гонжинской серии также имеют не раннепротерозойский, а мезозойский возраст. Для того, чтобы более точно определить возраст метаморфизма гонжинской серии выполнены U-Pb геохронологические исследования гранитоидов чаловского комплекса, которые прорывают гонжинскую серию и гранитоиды бекетского комплекса и не затронуты структурно-метаморфическими преобразованиями. Для кварцевых диоритов этого комплекса получена оценка возраста 131 ± 7 млн. лет. Отсюда следует, что возраст метаморфических преобразований осадочных и вулканических пород гонжинской серии относится к интервалу 123–125 млн. лет. Возраст гранитоидов бекетского и чаловского комплексов и соответственно возраст метаморфизма гонжинской серии моложе возраста последнего эпизода регионального метаморфизма, проявленного в породах становой серии (140 млн. лет). Это исключает возможность проявления данного эпизода метаморфизма в связи с тектоническими событиями коллизионного или субдукционного типа на северной границе Амурской микроплиты (в современных координатах). Более вероятно, что этот метаморфизм связан с постколлизионной стадией развития региона и формированием в условиях растяжения структур типа метаморфических ядер кордильерского типа.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00394, 10-05-00319, 10-05-00704), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Президиума ДВО РАН (грант 09-И-ОНЗ-09).

БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Словосочетание «блоковая тектоника» хорошо известно любому геологу и обычно ассоциируется с идеями «фиксизма», с представлениями о доминировании вертикальных движений в земной коре над горизонтальными. При первом прочтении, словосочетание «блоковая складчатость» может показаться синонимом «блоковой тектоники». Однако это не так, поскольку здесь доминируют горизонтальные движения. Какие это дает преимущества блоковой складчатости и как она контролирует рудообразование — этим вопросам посвящен данный доклад.

Хорошо известно, что для любого геологического процесса, включая рудообразование, требуется энергия, возможные источники которой рассматриваются в специальной научной литературе. Большое количество энергии задействовано в коллизионном процессе, который сопровождается метаморфизмом, магматизмом и рудообразованием, контролируемым крупными геологическими структурами. Иначе говоря, эти структуры контролируют распределение тектонической энергии в земной коре. Свойством передавать напряжения горизонтального сжатия на расстояния и фокусировать их на ядра структур обладает только блоковая складчатость.

Для образования блоковой складчатости необходимы некоторые минимальные условия [2], которым в полной мере удовлетворяют положения современной концепции реологически и тектонически расслоенной литосферы. Деформации коры осуществляются тектонопарой «надвиг-продольный изгиб», возникновение которой обусловлено невозможностью возникновения пустого пространства в подошве надвига корового масштаба. В результате работы этой тектонопары деформируемая упругая кора сохраняет квазиплоское состояние и приобретает блоковое строение.

В плане блоковая складчатость коры представляет две системы линейных складок, пересекающихся под прямым углом. На пересечении двух положительных изгибов формируется *антиклинальная складка*, а двух отрицательных изгибов — *синклиналь*. При пересечении положительного изгиба отрицательным изгибом возникает *седловидный прогиб*, осложненный *поперечной складчатостью* и/или *поперечной горстовой структурой*. При пересечении отрицательного изгиба положительным изгибом образуется *седловидное поднятие*, осложненное *поперечной зоной растяжения*. Эта картина может быть осложнена сдвиговыми деформациями, различной жесткостью коры, обусловленной геологической предысторией и другими факторами. Кора структурируется, делится на блоки положительного и отрицательного изгибов, что определяет их дальнейшее геологическое развитие и минерагению.

В блоке положительного изгиба выше нейтральной поверхности (НП) возникают условия горизонтального растяжения, а ниже ее — условия горизонтального сжатия. Напряжения прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности. По абсолютной величине все напряжения сжимающие и нарастают с глубиной, т.е. существует прямой градиент стрессовых напряжений [2, 3]. Это значит, что любой способный к течению материал отжимается вверх. Релаксация напряжений сжатия осуществляется всеми возможными способами, включая закрытие трещинно-порового пространства, тектоническое течение, перекристаллизацию, фазовые переходы, высокобарический метаморфизм, реакции дегидратации и т.п. Тектоническая энергия трансформируется в другие виды энергии, в т.ч. в тепловую, вызывая быстрый разогрев пород. В условиях прямого градиента стрессовых напряжений флюиды первыми начинают движение вверх, в зону растяжения, перенося часть тепловой энергии и формируя тепловые купола. Следом продвигается разогретый до пластичного состояния материал. Его теплоемкость большая, что вызывает формирование куполовидных структур. Наличие глубинного корня, связанного с зоной сжатия, обеспечивает им непрерывный подток материала и высокое внутреннее давление. Куполовидные структуры становятся центрами зонального высокоградиентного метаморфизма. Имеют место процессы гранитизации. Золото и ряд рудных элементов отгоняются в околокупольное пространство. В купольных структурах накапливаются редкометалльные и фторофильные элементы.

Снятие или временное ослабление тектонических напряжений переводит систему в регрессивный этап. В купольных структурах появляются анатектические граниты, а в межкупольном пространстве формируются поля пегматитов. Надкупольное пространство испытывает сильную гидротермальную переработку, включая грейзенизацию, альбитизацию, формирование хрусталеносных и редкометалльных кварцевожилных полей. Гидротермальная деятельность мобилизует отогнанное при гранитизации золото, создавая его промышленные концентрации. Проницаемыми становятся и зоны надвигов, по которым поднимаются рудоносные флюиды из нижней коры и верхней мантии.

В блоке отрицательного изгиба условия сжатия реализуются выше НП, а ниже ее возникают условия растяжения. Максимальные стрессовые напряжения приходятся на область повышенной трещиноватости пород, находящихся в условиях низких литостатических давлений и температур. Здесь преобладают хрупкие деформации горных пород. Имеет место вертикальная зональность деформации пород, зависящая от литостатического давления. На верхних горизонтах земной коры напряжения сжатия, вызванные изгибом, могут сниматься посредством смещений по трещинам разного ранга. Мощность этой зоны зависит от конкретных условий и, вероятно, лежит в пределах 1-2 км. Горизонтальному ее укорочению препятствий нет, поскольку она имеет возможность пропорционально утолщаться в сторону дневной поверхности. Напряжения сжатия легко снимаются хрупкими деформациями и сдвигами по существующим трещинам, с **образованием площадной зоны брекчий, мегабрекчий, пологих надвигов и взбросов**. Только наиболее пластичные, в данных условиях, породы (эвапориты, глинистые сланцы, мергели и частично некоторые известняки) могут сминаться в мелкие складки.

С глубиной, с ростом литостатического давления возможность брекчирования пород быстро теряется. Главную роль при этом играет **обратный (запирающий) градиент горизонтального стресса** [2, 3]. Напряжения и деформации прямо пропорциональны расстоянию до НП. Соответственно, каждый вышележащий слой должен сократиться в горизонтальных размерах несколько больше подстилающего слоя, создавая ему дополнительные препятствия для увеличения толщины. Это и есть действие обратного градиента, который всегда носит «запирающий» характер. Напряжения при изгибе **объемные**. Для обеспечения образования мелкой складчатости в этих условиях вполне достаточно понятия «слоистая среда», поскольку нет потребности в передаче напряжений на расстояние через «компетентные» слои. Напряжения горизонтального сжатия изгиба распространяются вплоть до НП. Следовательно, мелкая складчатость с глубиной исчезает. Зону данных пликтивных деформаций можно назвать **зоной бескорневой складчатости**. Зона сжатия (как процесса) продольного отрицательного изгиба — это область дифференцированного и закономерного изменения геометрии объема хрупкого тела в градиентном поле напряжений. По латерали блок граничит с зоной горизонтального растяжения блока положительного изгиба. Зона надвига (сдвига в физическом смысле) является одновременно и **поверхностью смены знаков напряжения**. Соответственно по латерали величина напряжений сжатия изменяется, и достигает максимума в осевой части блока. Подобная картина распределения напряжений при продольном синусоидальном изгибе была получена экспериментально [1] и автором [2].

Хотя разогрев пород в зоне растяжения блока отрицательного изгиба за счет тектонического фактора менее значительный, чем в блоке положительного изгиба, тем не менее, здесь **высока вероятность возникновения магматических очагов**. Объясняется это действием обратного градиента и аккумуляцией тепловой энергии. В этих условиях можно ожидать значительный рост температур и возникновение «запертых» магматических очагов. При сильном перегреве магмы или временном ослаблении стрессовых напряжений, происходит прорыв магматического расплава в горстовую структуру. Этот процесс может повториться неоднократно, в результате чего формируются **многофазные бескорневые малые интрузии и кольцевые дайки**. Плавлению могут подвергаться породы различного состава, оказавшиеся в области наиболее сильного разогрева, с образованием различных гибридных расплавов, ассимилировавших вмещающие породы. Ограниченные по массе и запасам тепла, находящиеся в относительном равновесии по давлению с окружающими породами и лишенные глубинного корня, эти интрузии не вызывают сколько-либо значительного метаморфизма вмещающих пород на верхних горизонтах, за исключением контактового (образование контактовых роговиков и скарнов, в т.ч. рудоносных). Таким образом, и в блоке отрицательного изгиба возникает резко метастабильная ситуация, но иного характера. Обогащение рудным веществом магматических расплавов и рудоносных флюидов осуществляется за счет пород окружения и за счет вещества поступающего из нижней коры и верхней мантии. Принимая во внимание принцип унаследованности, можно ожидать, что в разрез блока могут входить мощные толщи терригенно-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, погребенные рудные месторождения и т.п., что его рудная специализация может быть разной.

При переходе системы к регрессивному этапу обратный градиент напряжений исчезает. В верхней части коры открываются трещины. Зона брекчий, мегабрекчий и объемной трещиноватости, становится благоприятной для циркуляции метеорных и захороненных морских вод. В нижней части блока возрастает всестороннее давление. Появляется прямой градиент напряжений, связанный с литостатической нагрузкой. Магматические очаги получают возможность полностью разгрузиться, путем образования бескорневых интрузий (или дайкового поля) в области осевого тектонического клина. Появляется возможность вертикальной миграции рудоносных флюидов. Давление перегретого флюида может превышать литостатическое давление, что вызывает образование гидроразрывов, брекчирование и диспергирование пород по фронту их движения. В результате формируются трубчатые и дайковые тела рудных брекчий, иногда называемые взрывными, флюидизационными, флюидизированными,

гидроструктурами. Такие брекчии часто содержат в той или иной степени окатанный материал, что делает их порой неотличимыми от конгломератов. Специфику оруденения брекчий определяет вещественный состав коры в области формирования и циркуляции «запертых» рудоносных флюидов, и дестабилизированная верхняя мантия. Все эти флюиды обеспечивают длительную гидротермальную деятельность регрессивного этапа в блоке отрицательного изгиба коры.

Таким образом, блоковая складчатость сопровождается глубокими структурно-вещественными преобразованиями земной коры и служит хорошей основой прогнозирования эндогенных месторождений коллизионного и постколлизионного этапов. Смежные блоки положительного и отрицательного изгибов резко различаются по уровню метаморфизма пород и металлогенической специализацией, что иногда объяснялось «блоковой тектоникой» или различными «террейнами».

Литература

1. Бондаренко П.Н., Лучицкий И.В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба // ДАН. СССР. 1969. Т. 188. № 4.
2. Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости: дис. ... д-ра геол.-минералог. наук / Пермь, 2009. – 454 с.
3. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Градиенты стрессовых напряжений — как причина перемещения вещества при общекоровой складчатости // ДАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 67-70.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО И СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Джугджуро-Становой и Селенгино-Становой супертеррейны (ДСС и ССС) Центрально-Азиатского складчатого пояса расположены в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона. На севере они отделены от Алданского щита (АЩ) Становым структурным швом – мощной субширотной зоной тектонического меланжа. Их южная граница проходит по Монголо-Охотскому шву. Супертеррейны разделены Желтулакской шовной зоной. До недавнего времени большинство исследователей рассматривали их в составе Джугджуро-Становой складчатой области.

Главные задачи проведенных исследований состояли в том, чтобы: (1) реконструировать последовательность проявления эндогенных процессов в истории геологического развития ДСС и ССС; (2) определить возрастные рубежи их проявления; (3) получить информацию о возрасте супракрустальных комплексов; (4) провести геохимическую и геодинамическую типизацию реперных магматических комплексов; (5) выделить основные этапы формирования континентальной коры. Для решения поставленных задач были проведены комплексные геохронологические (U-Pb метод по циркону), изотопные (Sm-Nd и Pb-Pb) и геохимические исследования.

Основной структурный план ДСС определяется сочетанием гранулитовых блоков и структурно-формационными зонами, в пределах которых доминируют супракрустальные образования станового комплекса. Гранулитовым комплексам традиционно приписывался раннеархейский возраст, тогда как породам станового комплекса – позднеархейский. Еще одним важным структурным элементом ДСС и ССС являются «троговые» структуры, приуроченные к Желтулакской шовной зоне и выполненные слабо метаморфизованными породами желтулакской серии, предположительно нижнепротерозойского возраста. Полученные к настоящему времени геохронологические данные позволяют выделить в истории геологического развития ДСС следующие раннедокембрийские эндогенные события. В интервале 2.85-2.63 млрд. лет имело место три этапа проявления гранулитового метаморфизма умеренных давлений (2.85, 2.71 и 2.63 млрд. лет) и два этапа проявления магматизма: 1) 2.83-2.81 млрд. лет – внедрение биотитовых гранитов и чарнокитов; 2) 2.63 млрд. лет – становление анортозит-чарнокитовых и габбро-анортозитовых комплексов интрузий. С раннепротерозойской эпохой связаны три импульса эндогенной активности: 1) 1.94 млрд. лет – базит-андезитовый магматизм островодужного типа (Брянтинская зона); 2) 1.90-1.87 млрд. лет – метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений и внедрение постколлизийных гранитов А-типа балыгдахского комплекса; 3) 1.74-1.73 млрд. лет – внедрение внутриплитных гранитов рапакиви улканского и анортозитов джугджурского комплексов. Фанерозойская история ДСС включает два этапа: ранне- и позднемезозойский. С первым из них (250-230 млн. лет) связано внедрение габброидов, габбро-диоритов и диоритов субдукционного типа токско-алгоминского комплекса (центральная часть ДСС), а со вторым – региональный метаморфизм станового комплекса в условиях амфиболитовой фации и формирование батолитов коллизийных гранитов позднестанового комплекса (140-138 млн. лет), становление постколлизийных интрузий высококалиевых габброидов, монцонитов, сиенитов и калиевых гранитов (134-126 млн. лет), формирование гранит-гранодиоритовых батолитов тындинско-бакаранского и удского комплексов (122 млн. лет) и малых интрузий гранитов и гранодиоритов ираканского и невачанского комплексов (110-108 млн. лет), а также пояса даек сиенит-порфиоров, лампрофиоров и диабазов.

Для станового комплекса установлено, что к нему отнесены супракрустальные образования разного возраста. В западной части ДСС (Иликанская зона) он представлен породами позднеархейского, в центральной части (Брянтинская зона) – раннепротерозойского и, наконец, в восточной части (Купуринская и Удско-Майская зоны) раннепротерозойского и (или) постраннедокембрийского возраста. История геологического развития ССС резко отличается от истории геологического развития ДСС. Наиболее древними образованиями ССС являются гранулиты Могочинской глыбы, возраст протолитов которых находится в интервале 2.9-1.9 млрд. лет. В докембрийской истории ССС к настоящему времени выделены только два сближенных во времени эндогенных события: гранулитовый метаморфизм (1.9 млрд. лет) и внедрение габбро-анортозитовых плутонов кенгурак-сергачинского комплекса (1.87 млрд. лет). В фанерозойской истории ССС можно выделить четыре этапа. Первый этап (405-370 млн. лет)

включает в себя формирование гранит-гранодиоритовых комплексов АКО и более поздних гранитов S-типа. Ко второму этапу (272-238 млн. лет) относится формирование Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. На ранних стадиях этого этапа произошло становление габбро-монцонитовых и монцодиоритовых интрузий (АКО), а на поздних (246-238 млн. лет) – формирование бимодальных вулканитов куйтунской серии и субщелочных и щелочных гранитов А-типа бичурского и нерчуганского комплексов. С третьим этапом (176-145 млн. лет) связано проявление магматизма АКО, и в том числе формирование тукурингского габбро-диорит-гранитного комплекса. К главным эндогенным событиям четвертого этапа относится внедрение громадных диапир-плутонов коллизионных гранитов тунгирского комплекса (136-134 млн. лет) и более мелких постколлизионных гранодиорит-гранитных и граносиенит-гранитных плутонов амананского и амуджиканского комплексов (130-127 млн. лет).

В пределах ДСС достаточно уверенно выделяются следующие этапы формирования континентальной коры: 3.0-2.8, 1.94-1.90, 0.25-0.23 и 0.13-0.12 млрд. лет, а в пределах ССС можно выделить позднеархейский, позднекаледонский, герцинский и киммерийский этапы проявления корообразующих процессов. Полученные на сегодняшний день данные позволяют предложить следующую модель тектонической эволюции ДСС и ССС. Есть основания полагать, что до раннего мела эти супертеррейны развивались автономно. Позднеархейские эндогенные события в пределах ДСС, скорее всего, связаны с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское основание этого супертеррейна, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой. В раннем протерозое (1.94-1.90 млрд. лет) на территории ДСС, по крайней мере, в центральной его части, существовал геодинамический режим АКО. В это время ДСС и АЩ были разделены океанским бассейном. Закрытие этого бассейна и коллизия Алданской и Становой континентальных микроплит, также сопровождавшиеся гранулитовым метаморфизмом, привело к формированию Пристановой сутурной зоны и консолидации АЩ и ДСС. В конце раннего протерозоя под воздействием мантийного плюма был сформирован Билякчан-Улканский анорогенный вулканоплутонический пояс, наложенный на структуры ДСС и АЩ. В фанерозое на рубеже 250 млн. лет произошла новая вспышка эндогенной активности, которая могла быть связана с деятельностью Сибирского суперплюма. Результатом этого явилась частичная дезинтеграция ДСС и активизация спрединга в Монголо-Охотском океане. Процессы субдукции сопровождались проявлением магматизма «андезитового» типа (250-180 млн. лет).

В пределах ССС с раннедокембрийской эпохой связаны орогенические события, которые привели к формированию гранулитовых комплексов Могочинского блока. Раннепротерозойское коллизионное событие, имеющее глобальный характер, проявилось в Могочинском блоке в виде гранулитового метаморфизма и внедрения анортозитов. В отличие от ДСС в пределах ССС активно проявились эндогенные процессы как каледонского, так и герцинского возраста. С каледонскими событиями связан известково-щелочной магматизм субдукционного типа (D_{1-2}) и становление в позднем девоне батолитов синкинематических S-гранитов. Их формирования отвечает крупному тектоническому событию, с которым связывается причленение ССС к Сибирскому палеоконтиненту. Герцинские эндогенные процессы привели к формированию Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, в ходе развития которого известково-щелочной магматизм АКО андского типа (P_1) сменялся субщелочным бимодальным и щелочногранитным магматизмом (T_1) в условиях литосферного растяжения в связи с мантийным диапиризмом в тыловых частях АКО. Мезозойская история ССС связана с «взаимодействием» этого супертеррейна с Монголо-Охотским океаном, оставшимся после закрытия Палеотетиса. Она начинается с формирования островных дуг (176 млн. лет) и их причленения к южной окраине ССС, с которым связано внедрение плутонов коллизионных гранитов (164 млн. лет). Начиная с рубежа 160 млн. лет начинает развиваться АКО Желтулакского «миниокеана» (ответвление Монголо-Охотского океанского бассейна). Следующее важнейшее эндогенное событие (140-136 млн. лет) в истории ССС и ДСС связано с окончательным закрытием Монголо-Охотского океанского бассейна. Коллизия ССС, ДСС и Амурской микроплиты привела к высокоградному региональному метаморфизму, складчатости, формированию крупных гранитных батолитов и эксгумации высокоградных метаморфических комплексов. Завершение этого коллизионного события ознаменовалось крупномасштабным проявлением постколлизионного гранитоидного магматизма в интервале 134-110 млн. лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-92001, 08-05-00668, 09-05-00394, 10-05-00319, 10-05-00704) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ И ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

А.М. Мазукабзов¹, Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, Е.В. Складов¹,
А.М. Станевич¹, Л. Зенг²

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

² Институт геологии КАГН, г. Пекин

Комплексы метаморфических ядер представляют собой структуры, характеризующиеся своеобразным строением и взаимоотношением с окружающими образованиями. Впервые они были выделены в Северо-Американских Кордильерах в 80 -х годах двадцатого столетия [1]. Выделение комплексов метаморфических ядер в Забайкалье и Восточном Китае произошло практически одновременно в начале 90 -х годов прошлого столетия [2, 3].

В Забайкалье комплексы метаморфических ядер прослеживаются в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания из районов северной Монголии до Олекминского Становика на расстояние около 1300 км. Комплементарно им располагаются позднелавинско-раннелавинские впадины Западно-Забайкальскую зоны рифтогенеза, которая является составной частью обширной позднемезозойской Забайкальско-Восточномонгольской континентальной эпигорной рифтовой системы [4]. Согласно современным тектоническим воззрениям, рассматриваемый регион представляет собой коллаж террейнов от позднего рифея до позднего палеозоя [5]. На этот структурный план наложены структурно-вещественные комплексы мезозоя, которые формировались в условиях активной континентальной окраины и последующей коллизии, связанных с закрытием клиновидного Монголо-Охотского океана [6]. В результате возник сложно построенный Монголо-Охотский орогенный пояс, северным фрагментом которого является Забайкалье. В пределах последнего в межгорных впадинах происходило накопление раннелавинских вулканогенно-осадочных толщ. Начиная с поздней юры, на западном фланге возникшего орогенного пояса устанавливаются признаки формирования структур растяжения, вызванных коллапсом орогена [7]. Процессы растяжения способствовали тектоническому экспонированию среднекоровых уровней на приповерхностные, что привело к формированию комплексов метаморфических ядер с аномально деформированной и метаморфизованной корой [8].

Установленные в Забайкалье комплексы метаморфических ядер (Бутулинский, Заганский, Яблоновский, Цаган-Олуевский, и др.) характеризуются близкими чертами строения. По структурно-вещественным признакам в них выделяются три структурных уровня: ядро, зона милонитов (динамометаморфизованных пород) и образования покрова. Ядро вскрывается в наиболее приподнятой части комплекса и сложено преимущественно раннелавинскими гранитами и гранитогнейсами, содержащими небольшие по площади ксенолиты метаморфических пород. Зона милонитов окаймляет ядро и характеризуется разно-образными динамометаморфизованными породами, возникшими преимущественно за счет преобразования пород ядра и частично перекрывающих их образований. Мощность милонитов по геометрическим построениям достигает 2 км. К покровным образованиям относятся вулканогенно-осадочные образования раннего мела и частично поздней юры. Породы не затронуты метаморфизмом, но подвержены хрупким деформациям. Располагаются они структурно выше зоны милонитов, отделяясь от них детачментом.

Выявление комплексов метаморфических ядер позволяет с иных позиций объяснить природу метаморфических образований в пределах Забайкалья. Ранее при их изучении практически не собиралась информация по кинематике синметаморфических структурных парагенезисов. Характерным признаком метаморфических образований является пологое залегание гнейсовидности и сланцеватости, наиболее отчетливо наблюдаемое в краевых частях. Кинематический анализ микро- и макроструктур (складки, линейность, будинаж, тени давления, $S-S'$ структуры, кинкбенды) отражающих становление комплексов метаморфических ядер, показал, что они формировались в условиях растяжения. Деформация растяжения характеризуется трендом северо-запад — юго-восток. Механизм растяжения реализовался в режиме простого сдвига по зонам глубоко проникающих региональных срывов. При этом, тектонический транспорт вещества осуществлялся в юго-восточном направлении, т.е. верхние части тектоностратиграфических разрезов относительно нижних смещались на юго-восток. Такие движения способствовали возникновению листрических сбросов и формированию рифтовых впадин. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования определяется значениями 112 — 123 млн лет (Ar-Ar метод), а время проявления метаморфизма в зоне ядра метаморфического комплекса по метаморфогенным цирконам составляет 138.1 ± 1.6 млн лет [9]. Породы внутренней части зоны

глубинного срыва были преобразованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизм ($T = 590-640^{\circ}\text{C}$ и $P = 3.2-4.6$ кбар) [10, 11].

Таким образом, структурно-геологические, петрологические и изотопные данные убедительно показывают, что значительная часть метаморфических образований Забайкалья имеет позднемезозойский возраст. Формирование их происходило в режиме трансенсии на среднекоровом уровне, взаимосвязанных с процессами становления региональных срывов. Проявление этих процессов было обусловлено коллапсом позднемезозойского орогена, который возник в результате раннемезозойских аккреционно-коллизионных событий. Утолщение континентальной коры привело к усилению теплового потока, что привело к повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов на среднекоровом уровне. Утонение коры компенсировалось изостатическим поднятием. Это привело к выводу на поверхность структурно-вещественных комплексов среднекоровых уровней и к формированию комплексов метаморфических ядер с комплементарными им рифтовыми впадинами.

По имеющимся геологическим данным комплексы метаморфических ядер Забайкалья прослеживаются в Джугжуро-Становую складчатую область. Так авторами по сумме структурно-геологических признаков было намечено несколько комплексов Тунгирский, Ненюйский и Гилюйский. В настоящее время появились доказательства наложения раннемелового метаморфизма и гранитоидного магматизма на палеопротерозойские образования в Джугжуро-Становой зоне. Эти явления связываются с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Амурской континентальной микроплиты с южной частью Сибирского кратона [12]. Эксгумация метаморфических пород следовала непосредственно за коллизией, поскольку они перекрываются отложениями нижнемеловых впадин. Из этого видно, что геодинамическая ситуация в этой зоне близка к условиям Забайкалья, что подтверждает возможность возникновения здесь крупномасштабных процессов становления комплексов метаморфических ядер.

Большую часть восточной окраины Китая занимает Сино-Корейский кратон. С севера к нему примыкают складчатые сооружения варисцид, а с юго-востока он отделяется узкой складчатой зоной Дайбешань-Сулу от кратона Янцзы. Преобладающая часть выделяемых в настоящее время комплексов метаморфических ядер тяготеет к Сино-Корейскому кратону. В целом они составляют довольно широкий пояс северо-восточного простирания, в пределах которого картируется шесть раннемеловых комплексов метаморфических ядер. Из всего разнообразия комплексов метаморфических ядер наибольшая информация о строении имеется для комплекса Ляонин. Кроме того, авторам сообщения удалось посетить ключевые участки рассматриваемого метаморфического комплекса. Он располагается на Ляодунском полуострове и в плане имеет эллипсоидальную форму. В поперечном сечении ему свойственно асимметричное строение: крутое погружение свойственно для северо-западного крыла и пологое — для юго-восточного.

Комплекс состоит из детачмента Джинзоу, протерозойско-палеозойских осадочных пород в верхней пластине и эксгумированных высокоградиентных метаморфических пород архея с раннемеловыми интрузивными плутонами в нижней пластине [13, 14]. К западному флангу детачмента приурочен полуграбен выполненный раннемеловыми недеформированными терригенными образованиями аллювиально-озерного происхождения.

Эксгумация его подошвы со среднекорового уровня доказывается в зоне детачмента постепенным переходом от милонитизированных пород амфиболитовой фации через ретроградные изменения в зеленосланцевой фации к хлоритовым брекчиям. Милонитовая зона имеет мощность до 3 км и включает раннемеловые синкинематические гранитоиды (128-118 млн лет) вместе с древними метаморфическими породами. Ar-Ar возраст биотита, роговой обманки и K-полевого шпата из милонитовых пород указывает, что коровый комплекс испытал поднятие между 120 и 107 млн лет. Кристаллизации цирконов в синтектонических лейкократовых гранитоидах определяется значениями 122-118 млн лет и протекала при температуре $700-800^{\circ}\text{C}$. Закрытие аргоновой диффузии в горнблэндитах, мусковитах и K-полевым шпатом осуществлялась при снижении температур от 500 до 200°C . Структурные наблюдения указывают на то, что минеральная и структурная линейность характеризуется трендом северо-запад юго-восток. Для этой линейности свойственно пологое погружение в северо-западных и юго-восточных румбах. Ориентировка шарниров складок характеризуется разбросом в пределах 180° . Однако для значительной части шарниров имеет направление, совпадающее с направлением линейности. Кинематические индикаторы, установленные в милонитах (линзы скольжения, асимметрия порфирикластовых систем, асимметричные микроскладки и др.) свидетельствуют о перемещении верхней пластины на запад-северо-запад.

На формирование комплекса метаморфического ядра Ляонин существует несколько точек зрения. Одна из них полагает, что комплекс формировался в результате ротации Ляонинско-Корейского блока по часовой стрелке в раннемеловое время. Эти же движения оказали существенное воздействие на

становление впадины Сунляо. Однако большего внимания заслуживают построения учитывающие влияние Тихоокеанской плиты на тектонические перестройки Восточного Китая [14].

Сравнительный анализ комплексов метаморфических ядер рассматриваемых регионов позволяет сделать вывод, что по особенностям строения, структурно-кинематическим признаками, а также по времени формирования они характеризуются схожими признаками. Отличие состоит в том, что их формирование происходило на континентальной коре, с различной предысторией геологического развития. В Забайкалье комплексы ядер формировались на коре сформированной в результате кледонского и герцинского этапов тектогенеза, а в Восточном Китае на коре кратонного типа, сформировавшегося в неогарее-палеопротерозое.

Работы были выполнены при финансовой поддержки РФФИ (проект № 08-05-92211).

Литература

1. Crittendon M.D., Coney P.J., Davis G.H. (Eds.). Cordilleran metamorphic core complexes. — Mem. Geol. Soc. Amer. 1980. 153. — 486 p.
2. Складов Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.И., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // ДАН. 1994. Т. 339. № 1. С. 83–86.
3. Yang Z.Z., Meng Q., Gang J., Han X. The metamorphic core complex structure in south Liaoning // Liaoning Geology. 1996. Vol. 13. P. 241–250 (in Chinese with English abstract).
4. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1989. 271 с.
5. Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh. et al. The east Siberia Transect // Intern. Geol. Rev. 1995. Vol. 37. P. 154–175.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
7. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Складов Е.В. Индикаторы коллапса позднемезозойского орогена в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2005. С. 37–40.
8. Складов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.
9. Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорожкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитсодержащих сланцев Кяхтинского месторождения // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 235–239.
10. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб П., Складов Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 406, № 6. С. 788–792.
11. Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // J.Geol. Soc. London. 2008. Vol. 165. P. 405–421.
12. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.
13. Junlai L., Davis G.A., Zhiyong L., Fuyuan W. The Liaonan metamorphic core complex, Southeastern Liaoning Province, North China: A likely contributor to Cretaceous rotation of Eastern Liaoning, Korea and contiguous areas // Tectonophysics. 2005. Vol. 407. P. 65–80.
14. Lin W., Faure M., Mone P., Schärer U., Panis D. Mesozoic Extensional tectonics in Eastern Asia: The South Liaodong Peninsula Metamorphic Core Complex (NE China) // J. Geology. 2008. Vol.116. P. 134–154.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ ПО МОРФОСТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ

Е.А Мясников

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Изучение современных морфотектонических (морфогеодинамических) явлений и процессов нацелено, зачастую, на уточнение (дополнение) карт сейсмического районирования. В настоящее время принят, в качестве нормативного документа, комплект карт ОСР-97-А,В,С. Эти модели действительно имеют много преимуществ [1, 6 и др.]. Однако, в отношении региона Дальнего Востока (ДВ), имеются некоторые, на наш взгляд, недоработки.

Сейсмотектоника региона рассматривается только с позиции тектоники плит. Не отрицая ее вклад в решение данной проблемы, тем не менее, многие факты говорят о том, что природа сейсмичности более сложная и разносторонняя. Например, видна хорошая пространственная корреляция сейсмических поясов С-В Азии с каркасными разломами региональных мега-морфоструктур центрального типа и трансрегиональных линейментов. На наш взгляд, должны анализироваться, как равноправные, и другие современные научные концепции (пульсационного расширения Земли, плюмово-ротационная и др.).

Выделение зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) абсолютно справедливо базируется на т.н. линейментно-доменно-очаговой (ЛДПО) модели. Однако, на примере ДВ оно было осуществлено не совсем верно: 1. - Выделение сейсмотектонических регионов (1 этап идентификации ВОЗ), когда «вся территория разделяется на регионы, генетически единые в тектоническом, геодинамическом и сейсмотектоническом отношении» [6, с.79] только по сейсмическим данным недостаточно. Основные причины: сейсмостанций мало, они часто не точны, малый период наблюдений, часты «окна» (территории не охваченные наблюдениями). Мы предлагаем проводить совместный анализ и синтез сейсмических и геолого-геоморфологических данных на основе карт морфогенетической типизации морфоструктур.

2. – На втором этапе идентификации ВОЗ, в каждом из регионов выделяют: линеamentы (концентрация сейсмичности в линейные зоны с магнитудой $M > 6.0$), домены (крупные области рассеянной сейсмичности с $M < 5.5$), потенциальные очаги (локальные участки с аномально высокой концентрацией сейсмичности с $M > 6.0$). На наш взгляд, анализ ЛДПО-модели без учета глубины и состояния геолого-геоморфологических систем слабомагнитудных землетрясений (ЗТ) неверно. Причины: слабомагнитудные ЗТ при малой глубине очага (h) имеют высокие баллы по шкале MSK-64, рой слабомагнитудных ЗТ часто предвещает подготовку сильномагнитудных ЗТ. Наши предложения - анализировать ЗТ любых M , h и др. совместно с разными типами МС, с их тенденцией накапливать напряжения при медленных тектонических движениях.

3. – Недостаточно используются региональные и локальные палеосейсмогеологические данные Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко, Б.П. Важенина, А.В. Олейникова, А.П. Кулакова, Е.А. Мясникова и др. Причины: площадное сейсмогеологическое дешифрирование материалов дистанционного зондирования – очень трудоемко (требует большого объема детальных знаний региональной геологии, морфотектоники, ландшафтно-климатических и др. условий), трудно (иногда просто невозможно) реконструировать возраст и силу ЗТ. Морфоструктурный же анализ позволяет (в общих чертах) наметить сейсмоструктуры, современный геодинамический их режим, сузить район поисков и предвидеть типы сейсмодислокации, а также «рапознавать их образы» на АКС.

4. - Не в полной мере используются региональные геофизические и петрофизические модели сейсмичности [5 и др.]. Основная причина – хотя модели хорошо обоснованы физически, но относительно слабо аргументированы геологически и морфотектонически. Напомним, что МС – это объемные тектонические структуры, поэтому целесообразен совместный анализ и синтез геофизических и морфоструктурных данных.

5. - Редко учитывается наведенная сейсмичность и др. техногенные факторы. Дело в том, что до сих пор слабо изучены взаимосвязи эндогенных, экзогенных и техногенных явлений и процессов. Эти работы сейчас особенно актуальны, но они рассчитаны на многолетний мониторинг, который обязательно надо проводить. Сейчас же целесообразен хотя бы комплексный анализ эндодинамической, экзодинамической и технодинамической опасностей на морфоструктурной основе [7,8 и др.].

6. - Слабо или не учитываются историко-археологические данные. Это объясняется тем, что на территории ДВ вообще нет соответствующих летописей, но они есть в Китае и др. сопредельных территориях. Единые же «трансграничные» сейсмоконтролирующие МС позволяют делать определенные аналогии.

7. - Современные вертикальные и горизонтальные движения по геодезическим и GPS данным практически оказываются не востребованными, т.к. этих данных мало и они разрозненные. Таким образом, целесообразно проводить комплексный анализ и синтез соответствующих и всех выше отмеченных данных на морфоструктурной основе.

Существующие карты сейсмического районирования, к сожалению, зачастую строятся без должного учета многих региональных особенностей морфотектоники (Рис). Продолжающиеся поиски прямых и косвенных связей между геологическими, геофизическими, геоморфологическими и др. процессами, свидетельствуют о чрезвычайной сложности и многогранности любой из поставленных задач – прогноз места, силы и времени землетрясений. Несмотря на значительные усилия ученых, землетрясения по-прежнему, за очень редкими исключениями, застают врасплох. Подтверждением являются многочисленные жертвы последних катастроф в Китае (2008 г., провинция Сычуань, более 60 000 погибших), в Пакистане (2005 г., Кашмир, не менее 73 000), Индонезии (2004 г., Суматра, более 220 000) и Гаити (2010 г. более 250 000). Поэтому любые подходы к решению данных проблем, в том числе морфоструктурные, становятся особенно актуальными.

Достоверность выводов и эффективность методики продемонстрируем на примере ряда регионов ДВ. Так, результаты морфоструктурного анализа и их сопоставление с материалами палеосейсмогеологических исследований последних лет позволили выделить ряд мегаморфоструктур, зон, районов ДВ, отличающихся высокой сейсмической опасностью. Выявлены также современные унаследованно развивающиеся геодинамические процессы регионального ранга, такие как: 1 - постепенное разрушение и тектоническое погружение под уровень морских вод материковой суши, что обусловлено тектоническим погружением впадин окраинных морей Восточной Азии; 2 - унаследованное тектоническое погружение осевых и поднятие краевых частей крупных кольцевых морфоструктур континента.

Землетрясения и связанные с ними другие природные геоэкологические опасности являются результатом геодинамической активности структур земной коры. Общая связь геодинамики высокопорядковых МС с сейсмичностью ДВ неоднократно отмечалась в литературе [2, 3, 4, 7 и др.]. Однако, в настоящее время особенно актуальны детальные средне-крупно-масштабные исследования. С этой целью автором проведены (с учетом имеющихся данных) комплексные исследования по выявлению геодинамической и сеймотектонической активности типовых морфоструктур различных территорий ДВ. Для прогноза соответствующих явлений были проанализированы сейсмические, геологические, геофизические, геоморфологические и другие данные о строении, эволюции и геодинамике морфоструктур различного ранга. Основными сейсмоактивными на юге ДВ оказались: 1 – разломы трансрегионального линеймента Амур—Сунгари—Хуанхэ; 2 – «зоны взаимодействия» каркасных разломов кольцевых и линейных морфоструктур разных рангов; 3 – участки «контрастного» сочленения морфоструктур разных морфогенетических типов и максимальных градиентов силы тяжести; 4 – зоны совместного геодинамического влияния морских и континентальных окраин и др.

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сеймотектонические процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №2. С.3-17.
2. Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Опасные природные процессы и явления российского Дальнего Востока / Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XI веков: Т.1. Природные геосистемы и их компоненты. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 348-383.
3. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского Морей. – Новосибирск: Наука, 1973. – 183 с.
4. Кулаков А.П., Мясников Е.А. Бассейн оз.Ханка: Новые представления о морфоструктуре и сейсмической опасности // Вестник ДВО РАН. 2008. №4. С. 51-57.
5. Корчагин Ф.Г., Бормотов В.А., Быков В.Г. и др. Мониторинг сейсмогенных зон Хабаровского края. – Владивосток: Дальнаука. 2002. 240 с.
6. Природные опасности России. Т.2. Сейсмическая опасность. Москва: Изд-во «Крук», 316с.
7. Тащи С.М., Ермошин В.В. Комплексная геодинамическая опасность // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока: III науч. конф., 22-25 мая 2001 г. Хабаровск :[тез.докл.]. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С.121-127.
8. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем: учеб. пособие. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

ДИНАМИКА ФЛЮИДОВ В ЗОНАХ ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

А.Т. Сорокина, М.А. Серов, А.А. Попов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Современная геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона в значительной мере определяется взаимодействием Евразийской, Тихоокеанской, Северо-Американской, Охотской и Амурской литосферных плит. Активные геодинамические процессы, происходящие на границе Амурской и Охотской литосферных плит, обусловили сложную мозаику разломно-блоковых структур (рис. 1), взаимодействие которых осуществляется по разрывным нарушениям, в узлах пересечения которых формируются проницаемые зоны, служащие каналами для дегазации недр и разгрузки флюидов.

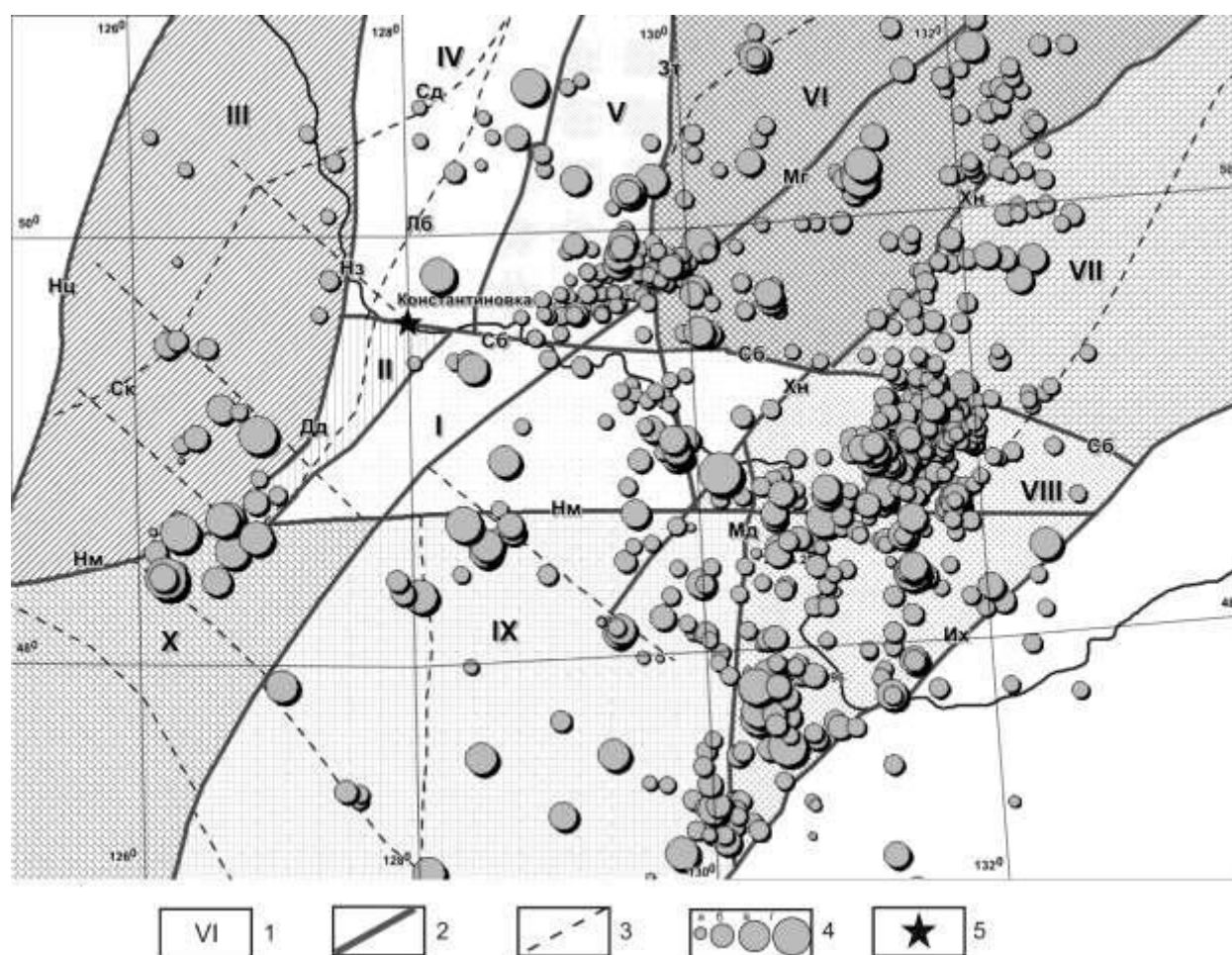


Рис. 1. Блоковое строение зоны сопряжения Амурской и Охотской литосферных плит. 1 - Блоки: I - Чжаньхэ; II - Сунь; III - Нэньцзянский; IV - Ивановский; V - Завитинский; VI - Туранский; VII - Тырминский; VIII - Кульдурский; IX - Цзямусинский; X - Циншанский; 2 - генеральные разрывные нарушения, ограничивающие блоки: Нм - Намуэрхэ, Зт - Западно-Туранский, Мг - Мельгинский, Мд - Муданьцзянский, Нц - Нэньцзян, Хн - Хинганский, Их - Ишу-Харпийский, Сб - Сюньхэ-Бирский, Дд - Дэду-Даань, Нз - Нижнезейский; 3 - региональные разрывные нарушения; 4 - эпицентры землетрясений (с магнитудой: а - 1,5-2,5; б - 2,5-3,5; в - 3,5-4,5; г - 4,5-5,6; за период с 1974 по 2009 гг.; 5 - пункт гелиметрических наблюдений (скважина 2990).

Изучение указанной проблемы осуществлялось на Константиновском месторождении минеральных вод в скважине 2990 глубиной 204 м, вскрывающей трещинно-жильные напорные хлоридные натриевые воды, приуроченные к трещиноватым андези-базальтам. В качестве основного показателя глубинных процессов, отражающий флюидодинамику недр в сейсмогенных зонах, был выбран водорастворенный гелий. Учитывая, что сейсмичность является весьма существенным фактором, регулирующим дегазацию недр, гелиметрические данные сопоставлялись со сведениями о землетрясениях, которые происходили на

прилегающих блоках на расстоянии до 220 км от с. Константиновка и совпадали по времени с ведением гелиеметрических наблюдений.

Территория с. Константиновки характеризуется сложными тектоническими условиями. На основании комплексирования атмохимических, гелиеметрических, гидрохимических и геофизических методов и данных буровых работ представилось возможным обосновать модель блокового строения месторождения [1]. Наиболее ярко выражена близширотная зона – Сюньхэ-Бирский глубинный разлом, с которым связано формирование современной долины р. Амур. С движениями вдоль указанного разрывного нарушения связаны вертикальные перемещения блоков. Резко контрастное положение по отношению к этому разлому занимает разрыв северо-западного направления, который разделяет площадь с. Константиновка на две группы блоков: юго-западную более приподнятую и северо-восточную – более опущенную. На основании гравиметрических данных разломы северо-западного направления отнесены к сбросо-сдвигам с горизонтальным типом движения. Существенно осложняют тектонические условия месторождения разрывные нарушения северо-восточного направления, для которых характерны движения сбросового типа.

Неотектонические процессы в районе с. Константиновка обусловили сложную деформацию блоков, что подтверждается результатами GPS наблюдений [2]. Блоки здесь деформируются под воздействием как растяжения, так и сжатия, что приводит к сбросо-сдвиговым смещениям по субширотным разломам и сдвиго-сбросовым по разрывам северо-восточного простирания.

Наблюдения за концентрацией водорастворенного гелия в скважине 2990 были начаты в августе 1984 г. и продолжаются с различной периодичностью по настоящее время, в 1984-1998 гг. с частотой 1 раз в 10 дней, с января 2001 г. по январь 2002 г. – ежесуточно, с 2009 г. – через сутки, с дополнительным отбором проб на прослеживание изменений макро- и микроэлементного состава минеральных вод.

В процессе проведенных работ был установлен значительный диапазон изменения концентраций гелия от $1500 \cdot 10^{-5}$ до $74600 \cdot 10^{-5}$ мл/дм³ [3]. В динамике газового поля отмечается преимущественно импульсивный характер при некоторых особенностях, присущих отдельным периодам и блокам.

Период 1985-86 гг. отражается взаимодействием Ивановского блока, Сунью, Няньцзянского, которое осуществляется через системы разломов Дэду-Даань, Лермонтовско-Белогорский и Сюньхэ-Бирский, а также по границам блоков. В этот период активизация сейсмичности была установлена в центральной и южной части блока Няньцзянь и в юго-восточной части блока Сунью на границе с блоком Чжаньхэ на расстоянии 154 км от с. Константиновка. Практически все изменения деформационных процессов нашли отражение в вариациях водорастворенного гелия от 5000 до $32000 \cdot 10^{-5}$ мл/л и четкую приуроченность резкоамплитудного его снижения в периоды, предшествующие землетрясениям.

В 1992 г. интересным представляется период с августа по ноябрь, который характеризуется активизацией сейсмических процессов в блоке Няньцзянском вдоль Синкалийского разлома и на границах блоков Завитинского, Туранского и Чжаньхэ, вдоль разломов Западно-Туранского, Намурхэ, Хинганского и Мельгинского. Своеобразным поведением отличается и водорастворенный гелий. Если в августе его концентрация достигала $74600 \cdot 10^{-5}$ мл/л (самая высокая концентрация за весь период наблюдений), то при резкоступенчатой тенденции к снижению в ноябре его концентрация составила $12000 \cdot 10^{-5}$ мл/л. Расстояния от очагов землетрясений до наблюдательной точки в с. Константиновка изменялись от 123 до 136 км. Представляет интерес установленный факт снижения концентраций водорастворенного гелия от значений от $50000 \cdot 10^{-5}$ мл/л в марте 1994 г. до $3800 \cdot 10^{-5}$ мл/л в сентябре 1994 г., которое совпадает с повышенной сейсмичностью вдоль Суньхэ-Бирского, Хинганского и Западно-Туранского разломов, также в узлах их пересечений. Удаленность очагов землетрясений от наблюдательной точки достигала 124 км, хотя магнитуда землетрясений была невысокой. Уникальная ситуация была характерна для зимнего периода 1997 г. Амплитуда снижения концентраций водорастворенного гелия за 15 дней в декабре составила $55000 \cdot 10^{-5}$ мл/л (от $60000 \cdot 10^{-5}$ мл/л до $5000 \cdot 10^{-5}$ мл/л). Минимальным значениям осенне-зимнего 1997 г. и весенне-летнего 1998 г. периодов соответствуют очаги землетрясений с невысокими магнитудами в Завитинском, Туранском блоках и Чжаньхэ и с высокой магнитудой в зоне Тан-Лу.

2001 г. по сейсмологическим данным был весьма активным. Очаги землетрясений затронули практически все блоки и межблоковые пространства, хотя с различной степенью интенсивности, совпадающие с основными трансрегиональными разломами. Отличительной особенностью 2001 г. явилось резкое снижение концентраций водорастворенного гелия до минимальных значений в июле-августе, в течение которого началась активизация сейсмичности в системе разломов Тан-Лу. Кроме этого, в этот период в водных пробах появились повышенные концентрации токсичных газов диоксида азота (до 23,1 мг/м³), аммиака (до 1,57 мг/м³), диоксида серы (до 4,8 мг/м³), что ухудшило состояние здоровья местного населения и создало чрезвычайную экологическую ситуацию.

С октября 2001 г. началось импульсивное повышение концентраций водорастворенного гелия и в декабре 2001 г. его значения достигли $64700 \cdot 10^{-5}$ мл/л (рис. 2), соответствующие очагам землетрясений в

узлах пересечения Сюньхэ-Бирского разлома близширотного направления с разломами северо-восточного простираения системы Тан-Лу.

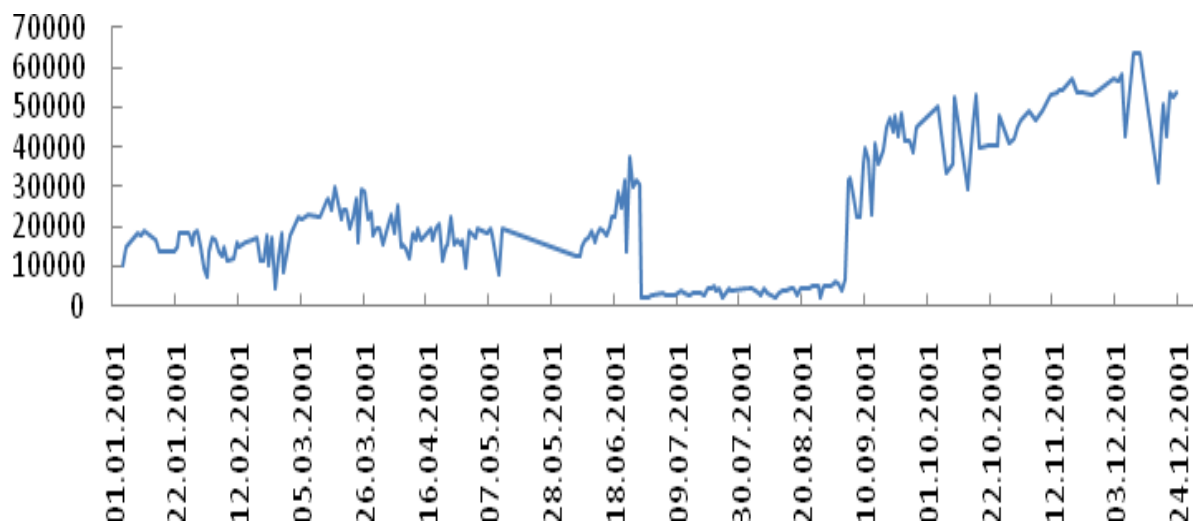


Рис. 2. Изменение концентрации водорастворенного гелия в скважине 2990 за 2001г.

Последующие 2002-2008 гг. отличались меньшей сейсмической активностью, преимущественно фоновыми концентрациями водорастворенного гелия и отсутствием выходов токсичных газов.

В 2009 г. активизация сейсмических процессов в основном характерна для блоков, расположенных южнее Сюньхэ-Бирского разлома в Кульдурском, Няньцзянском и Цзямусинском (рис. 3). Северные блоки – Ивановский, Завитинский, Туранский и Тырминский сохраняют сейсмическое затишье. Несмотря на удаленность очагов землетрясений до 220 км от наблюдательной точки, в поведении водорастворенного гелия на фоне характерных импульсивных колебаний и подъемов концентраций до $35000 \cdot 10^{-5}$ мл/л в течение года было зафиксировано два периода резкого снижения концентрации водорастворенного гелия: первый зимне-осенний с 08.02. по 10.03. (снижение концентрации с $4000 \cdot 10^{-5}$ мл/л до $500 \cdot 10^{-5}$ мл/л) и второй летне-осенний с 08.08. по 17.09. (снижение концентрации с $5000 \cdot 10^{-5}$ мл/л до $2000 \cdot 10^{-5}$ мл/л). Эти явления, с продолжительностью от одного до четырех месяцев, отмечались также в 1993, 1994, 1995, 2001 гг. и могут являться показателями изменения напряженно-деформированного состояния блоков, либо смены геодинамических условий в межблоковых контактах.

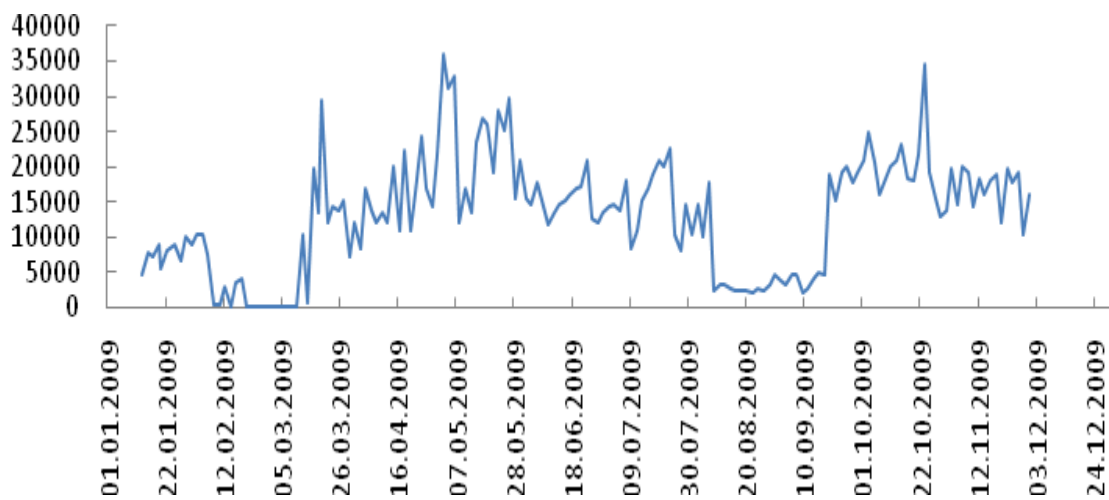


Рис. 3. Изменение концентрации водорастворенного гелия в скважине 2990 за 2009г.

Упругие колебания, развивающиеся в зоне очага землетрясений способствуют интенсификации физико-химических процессов в системе «вода-порода» и обогащению подземных вод различными микроэлементами. В качестве примера можно привести реакцию различных микроэлементов на землетрясение, которое произошло 03.11.2009 г. в 68 км северо-восточнее с. Константиновки. За 11 дней перед землетрясением отмечались повышенные концентрации водорастворенного гелия (до $35000 \cdot 10^{-5}$

мл/л), которые к началу землетрясения снизились до $15000 \cdot 10^{-5}$ мл/л. Повышенным концентрациям гелия соответствовало пиковые значения (мкг/дм^3) алюминия, свинца и низкие содержания сульфатов. После землетрясения резко снизились содержания стронция, рубидия, кадмия, а также селена, молибдена, лития, бария.

Расположение Константиновского наблюдательного пункта в зоне взаимодействия Охотской и Амурской литосферных плит, его блоковое строение, определяющееся широким развитием разрывных нарушений, и выявленные реакции водорастворенного гелия и микроэлементов на изменение напряженно-деформированного состояния среды позволяют считать, что Константиновский пункт наблюдений по своим показателям отражает функции «чувствительной зоны» и несет важную информацию о взаимодействии флюидов с геодинамическими процессами.

Эта работа выполнялась при частичной финансовой поддержке РФФИ проект № 09-05-00703.

Литература

1. Сорокина А.Т. Гидрогеологические системы Верхнего Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2005. –167с.
2. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков В.А., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Сорокина А.Т., Серов М.А., Панфилов Н.И. Космическая геодезия в задачах геодинамики: современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, №1. С. 73-81.
3. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А. Отражение неотектонических процессов в подземной гидросфере Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, №6. С. 43-56.

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

ПЕТРОГРАФИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧААРЫ (ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ)

З.А. Алтухова

Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения СО РАН, г. Якутск

Открытие геологами и геофизиками ЦПСЭ ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология» [1] 23 октября 2007 года кимберлитовой трубки Манчаары в центральной части Якутского погребенного поднятия (ЯПП) доказало практическую эффективность разработанной ими комплексной методики поиска коренных месторождений алмаза. Трубка перекрыта терригенными толщами нижней юры мощностью около 100 м. С позиции тектоники раннего докембрия ЯПП по ряду ведущих признаков является типичным архейским кратоном [2]. В настоящее время по материалам пяти заверочных колонковых скважин и результатам моделирования можно считать, что трубка Манчаары состоит из уплощенного чашеобразного раструба и субцилиндрической подводящей «ножки». В её приповерхностной части залегают зеленовато-серые кимберлитовые брекчии с массивной текстурой кимберлита-цемента (рис.1).



Рис. 1. Текстурно-структурные особенности кимберлитовых пород трубки Манчаары. Сп-серпентинит; Кс — ксенолит осадочной породы; Пил — пикроильменит

Нечетко выраженная брекчиевая текстура обусловлена присутствием мелких (2,1x0,7; 2x10 см) ксенолитов осадочных пород (примерно 7- 14 об.%), и включений: (в объеме 5-10 %) серпентинитов, слюдитов (рис. 1А, Б). Ксенолиты метаморфических пород отмечаются редко. Вкрапленники представлены зернами серпентинизированного оливина, флогопита, пикроильменита, реже граната. Их размеры варьируют от 0,6 до 10 мм. Крупные (10x7; 7x4 мм) зерна минералов — макрокристы, резорбированы с неровными, заливообразными контурами. Нередко в результате растворения крупных вкрапленников от них остаются узкие удлиненные фрагменты, окруженные мелкозернистыми серпентин-магнетитовыми оболочками. Неравномерное распределение макрокристов определяет локальную изменчивость структурно-текстурных признаков кимберлитовых пород в разрезе скважин. В крупнопорфировых разностях содержание макрокристов составляет 15 об. %, в мелкопорфировых — размеры вкрапленников не превышают 2 мм. Кластопорфировая структура на локальных участках обусловлена высоким содержанием удлиненных обломочных форм вкрапленников — псевдоморфоз серпентина по оливину и флогопиту. (рис.1В). В интервалах глубин 121,7 — 124,5 м; 141 -146 м. залегает

брекчия с нечетко выраженная автолитовой текстурой кимберлита-цемента (рис.1Г). Ее особенности обусловлены образованием симметричных и асимметричных реакционных афировых оболочек (2–4 мм) вокруг ксенолитов осадочных и метаморфических пород, включений серпентинитов и крупных зерен минералов. Кроме того, присутствуют афировые безъядерные автолиты размером 2–5 см.

Микроскопическое изучение показало, что среди мелких (19х5 мм; 18х7; 21х7 мм.) ксенолитов осадочных пород преобладают карбонатные породы со следами растворения и перекристаллизации периферийных частей (рис. 1Б) Редкие обломки двупироксеновых кристаллических сланцев интенсивно хлоритизированы.

Включения родственных пород (серпентиниты, слюдистые, либо ильменитсодержащие, реже гранатовые под влиянием процессов грануляции и резорбции имеют округлые, удлинённые, неправильные формы с неровными контурами. Гранулированные серпентиниты характеризуются порфиробластовой структурой, более крупные блоки серпентина располагаются среди мелкозернистого серпентинового базиса с мелкими выделениями магнетита. В слюдистом серпентините отмечается спорадическое распределение идиоморфных пластинок флогопита по серпентину. Хлоритизированные пластинки слюды образуют сферолитоподобные образования. Взаимоотношения зерен слюды и серпентина свидетельствует о более позднем образовании флогопита. Гранатовые серпентиниты неравномерно хлоритизированы, гранаты келифитизированы и сохраняются в виде реликтов светлорозового цвета.

Макрокристы (1,0х0,7; 0,7х0,5 см) и мегакристы (1,5–2 см) серпентинизированного оливина выполнены сочетанием игольчатых, тонковолокнистых, мелко- крупнопластинчатых морфологических разновидностей серпентина желтовато-бурого цвета. Характерны постепенные переходы по размерности — от включений серпентинитов к макрокристам и более мелким (0,15–0,3 см) вкрапленникам серпентинизированного оливина (фенокристы). Содержание макрокристов слюды (0,5х1,0 см; 0,3х0,7 см) в виде округлых или удлинённых пластинок составляет 5–10 об.%. В большинстве случаев макрокристы флогопита в той или иной мере хлоритизированы, гидратированы. Реликты слюды с четко выраженной спайностью, плеохроирующие по схеме $Np > Ng$, сохраняются лишь в центре пластинок. В слюде постоянно присутствуют включения идиоморфных зерен перовскита, титаномагнетита. По химическому составу флогопит магнезиальный с высоким содержанием глинозема (8,40 — 11,35 мас.% Al_2O_3) и низким — оксида титана (0,00 — 0,60 мас.% TiO_2). В составе слюды постоянно присутствует BaO, в количестве 2,69 — 8,13 мас.%. Изометричные, округлые макрокристы (0,5–1,2 см) пикроильменита обычно окружены реакционными оболочками (от 0,5 до 1 мм) с высоким содержанием мелких зерен перовскита и ферришпинелей (рис. 2А)

Порфировую структуру кимберлита-цемента определяет высокое (от 50 до 70 об. %) содержание фенокристов (0,5 — 1,0 мм) серпентинизированного оливина. Зеленовато-бурый серпентин псевдоморфоз фенокристов также как и макрокристов представлен сочетанием игольчатых, тонковолокнистых, мелкопластинчатых морфологических разновидностей. Более мелкие (0,4 — 0,2 мм) псевдоморфозы и мезостазис основной массы выполнены игольчато-волокнистым лизардитом с низким (0,006) двупреломлением. В псевдоморфозах серпентина по оливину отмечены включения (0,1 мм) ферришпинелей, желтовато-бурого шорломита, реже округлые зерна хромита с реликтами октаэдрических граней и очень мелкие (0,005 мм) кристаллики циркона. По периферии псевдоморфоз нередко образуются мелкие пластинки позднего флогопита, реже талька. Мелкие (0,5 — 1,5 мм) пластинки флогопита в различной степени хлоритизированные, либо гидратированные образуют непрерывный структурный каркас, в «окнах» которого заключены минералы основной массы. Удлиненные пластинки слюды часто образуют гломеропорфировые, крестообразные, секториальные срастания. В отдельных пластинках флогопита наблюдается сагенитовая решетка — тонкие иголки рутила, пересекающиеся под углом 60°.

Основная масса породы мелко- микрозернистая (0,005 до 0,1 мм) серпентин-флогопит (хлорит)-апатитового состава с кристаллами титанистого андрадита — шорломита. Вследствие неравномерного распределения минеральных компонентов выделяются преимущественно слюдистые участки с мелкопризматической структурой, участки серпентин-слюдистого состава, в пределах которых мелкие пластинки слюды включены в серпентиновый базис и участки флогопит-апатитового состава с удлиненными кристаллами шорломита. Апатит в виде интенсивно резорбированных таблитчатых, реже призматических выделений ассоциирует с хромитом, перовскитом, флогопитом. (2В) Среди рудных минералов матрикса преобладают агрегаты разноразмерных зерен ферришпинелей, магнетита, перовскита, хромит встречается реже, иногда он контактирует с ксеноморфными выделениями апатита (рис. 2В). Химический состав перовскита характеризуют широкие вариации содержаний (мас.%) основных компонентов: CaO (35,75 — 46,81); TiO_2 (55,10 — 56,91). Содержание FeO изменяется незначительно (1,25 — 1,77), величина Na_2O колеблется в пределах 0,63 — 1,24. Характерной особенностью состава матрикса кимберлита трубки Манчаары является присутствие циркелита и титанистой

разновидности андрадита — шорломита. Последний образует удлиненно-призматические или пластинчатые выделения (рис 2Г). Циркелит замещает центральные части зерен перовскита (рис. 2Д). Его состав определяется относительно постоянными величинами содержаний (мас.%) ZrO — 37,31—38,98; CaO — 27,15—28,62, FeO — 12,10—15,02; SiO_2 — 7,03—8,50 и Al_2O_3 — 7,58 —8,19. В единичных зернах отмечены CeO и SrO (от 1,38 до 3,05 мас.%).

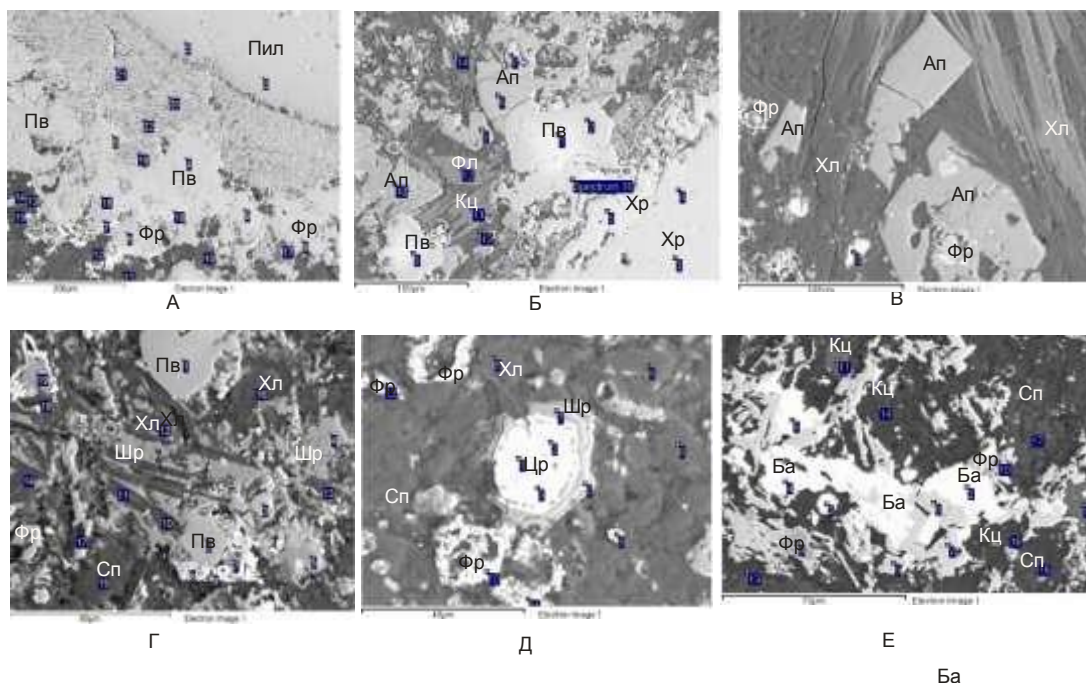


Рис. 2. Взаимоотношения минералов в основной массе кимберлитовых пород трубки Манчаары. А — первичная ассоциация минералов основной массы: апатит (Ап), флогопит (Фл), перовскит (Пв), хромит (Хр); Б — различные морфологические типы резорбированных зерен апатита (Ап); Г — формы выделения титанистой разновидности андрадита — шорломита (Шл) В — циркелит (Цр) частично замещает перовскит, шорломит.

Микрозернистые агрегаты карбонатов выполняют тонкие ветвящиеся прожилки, замещают минералы основной массы и вкрапленники. Среди карбонатов распространены кальциты, реже встречаются доломиты и магнезиты. В породе часто встречается барит в виде ксеноморфных, реже идиоморфных выделений с содержанием (мас.%) BaO — 60,96—63,22, SrO — 1,96—3,68.

Химический состав массивной кимберлитовой брекчии трубки Манчаары характеризуется высоким содержанием MgO , низкими значениями FeO , CaO и широкими вариациями K_2O (0—1,42 мас.%), P_2O_5 (0,04—2,51%). Геохимические особенности определяются высоким содержанием Cr , Ni , Zr , Nb , концентраторами которых служат хромиты, сульфиды, самородное железо, циркон, циркелиты.

Таким образом, состав первичной породы представлен оливином, пикроильменитом, флогопитом, андрадитом, хромитом, перовскитом, цирконом.

Литература

1. Андреев А.П., Бекренев К.А., Мишнин В.М., Михайлова Т.Е. Новые данные о подюрских терригенных образованиях Якутского погребенного поднятия // Система: коренной источник — россыпь: конференция к 100-летию рождения И.С. Рожкова и Ю.Н.Трушкова, 27-29 октября 2008 г., Якутск: [сб. материалов]. Якутск: Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. 2009. С. 17-20.
2. Мишнин В.М., Истомин И.Н. Новые промышленные типы высококонцентрированного оруденения в глубинных структурах Якутии (Методика геолого-геофизического изучения и прогнозной оценки) // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса РС (Я). Якутск, 2002. С. 89-92.

МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧААРЫ (ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ — АРХЕЙСКИЙ КРАТОН) В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

З.А. Алтухова

Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения СО РАН, г. Якутск

Массивная кимберлитовая брекчия, слагающая трубку Манчаары, по текстурно-структурным особенностям, составу тяжелой фракции (высокое содержание пикроильменита) имеет сходство с трубками Дальняя, Сытыканская, Удачная-Восточная Далдынского [1] кимберлитового поля (Центральная субпровинция ЯКП). Высокое содержание флогопита в виде макрокрист и мелких пластинок в основной массе сопоставимо с кимберлитовыми породами, слагающих дайки и трубки [2] Восточно-Укукитского поля (Северная субпровинция ЯКП).

Зерна **оливина** полностью изменены различными видами серпентина. В крупных псевдоморфозах серпентин характеризуется преимущественно магнезиальным составом, а основной массе преобладает лизардит с примесью глинозема. Его образование происходило вместе с поздним кальцитом, флогопитом, и магнетитом.

Флогопит в исследованных породах имеет широкое распространение. По данным исследователей [3] содержание и состав слюды в ксенолитах ультраосновных пород кимберлитовых трубок Якутии изменяется в широких пределах. Максимальное содержание (50-80 об. %) флогопита характерно для оливин-флогопитовых пород с ильменитом — глиммеритов. Повышенное содержание таких ксенолитов характерно для трубки Сытыканская Алакитского кимберлитового поля, широкое распространение флогопитсодержащих ксенолитов, нередко с ильменитом характерно для кимберлитовых пород Восточно-Укукитского поля. На диаграмме корреляций типоморфных оксидов TiO_2 — Al_2O_3 (рис. 1) нанесены точки состава слюд из флогопитсодержащих ультрамафитов, кимберлитовых пород, слагающих дайки и трубки Восточно-Укукитского, Дюкенского полей [4] кимберлитовой брекчии трубки Удачная-Западная, а также бариевые флогопиты из кимберлитовых пород Архангельской кимберлитовой провинции [5]. Флогопит из кимберлита трубки Манчаары имеют сходство химического состава со слюдами из кимберлитовых брекчий трубки Укукитская, кимберлитовых тел Дюкенского поля и бариевого флогопита из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции. Для них характерны низкое содержание оксида титана. Слюды такого состава распространены во включениях верлитов, ортопироксенитов, шпинелевых лерцолитов, хотя содержание Al_2O_3 в их составе более высокое (11—15 мас. %). Среди слюд данной группы бариевый флогопит трубки Манчаары выделяется отсутствием или минимумом содержания TiO_2 и низким (6.5 мас. %) содержанием FeO. По содержанию бария флогопит данной трубки сопоставим со слюдами из кальцифиров. Анализ диаграмм показывает, что, несмотря на разнообразие химического состава флогопита из ультрамафических включений и кимберлитовых пород с различной степенью алмазоносности, выделяются три области контрастных содержаний TiO_2 , TiO_2 , что свидетельствует о различных условиях его образования в мантийных условиях. Значения фугитивности кислорода и коэффициента глиноземистости флогопита трубки Манчаары соответствуют интервалу температур его образования в пределах 1250-1300°.

Хромшпинелиды представлены Al-Ti-содержащими разностями серии $(Mg,Fe)Cr_2O_4$ — $MgAl_2O_4$ — Mg_2TiO_4 . Диаграммы соотношений миналов в составе хромшпинелидов (рис. 2). показали четкие различия их состава из алмазоносных кимберлитовых пород. Состав хромшпинелидов из неалмазоносного кимберлита дайки (аномалия 181) Восточно-Укукитского поля характеризуется низким (0-5%) содержанием минала магнезиального хромита (индикатора алмазоносности) но высоким (до 30-50 %) магнетитового минала и постоянным присутствием магнезиоферрита. В хромшпинелидах из алмазоносных кимберлитов трубки Удачная-Западная магнезиохромит составляет 20-30%, в кимберлите трубки Манчаары его содержание увеличивается до 40-50%. Такие составы характерны для ксенокристаллов хромшпинелидов, попавших в кимберлитовую магму вследствие дробления и дезинтеграции мантийных алмазоносных перидотитов [6].

Таким образом, обобщенная схема последовательности кристаллизации микрокристаллических оксидов следующая: хромшпинелид — хромсодержащий титаномagnetит (хромовая ульвошпинель) указывает на значительную глубину магматического очага.

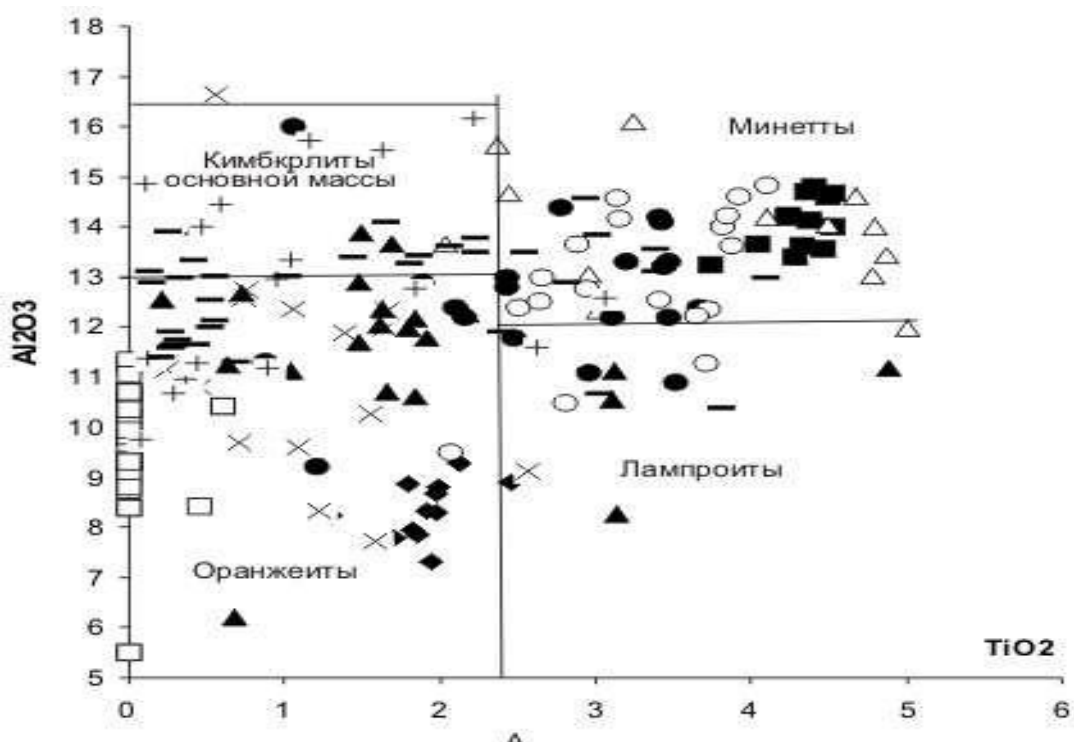


Рис. 1. Графики соотношений TiO_2 — Al_2O_3 в слюдах кимберлитовых пород из трубок Манчары Удачная, даек и трубок Восточно-Укукитского, Дюкенского полей, Архангельской алмазоносной провинции, включений ультрамафитов в кимберлитовых брекчиях Якутии.

1 — 4 — Восточно-Укукитское поле: 1, 2 — аномалия 181 — кимберлит дайки (1), включение слюдита (2); 3 — кимберлит дайки, аномалия УУК-5; 4 — кимберлитовая брекчия трубки, аномалия УУК-20; 5 — Дюкенское поле, кимберлит штока, аномалия 3363; 6, 7 — массивные кимберлитовые брекпии трубок: Удачная: западное тело (6), восточное (7); Манчары (8). 9 — включения ультраосновных пород в кимберлитах трубках Якутии; 10 — кимберлиты Архангельской алмазоносной провинции.

Ферришпинели из кимберлитовых пород трубки Манчаары отличаются магнизальным составом. По содержанию Cr_2O_3 они сопоставимы с оксидами из алмазоносной трубки Удачная-Западная. Исследованиями установлено, что основной эволюционный тренд изменения составов микрокристаллических шпинелидов кимберлитовой матрицы выражается в увеличении содержаний Ti^{4+} , Fe^{3+} , суммарного железа и отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ на фоне падения содержаний Cr^{3+} и, в меньшей степени, Al^{3+} , что объясняется кристаллизационной дифференциацией кимберлитовой магмы, в результате которой по мере кристаллизации оливина и пикрохромитов остаточная магма прогрессирующе обогащается окислами титана и железа. типоморфных компонентов.

Самородная медь цинкистая присутствует в основной массе и составе тяжелой фракции. Содержание Zn составляет 14.75-15.71; Cu — 88.97-90.05. О мантийной природе ранних медных фаз говорит их присутствие в ксенолитах неизмененных ультрабазитов, а также обнаружение самородной меди в алмазе совместно с цинксодержащим шпинелидом.— одна из самых распространенных металлических фаз [7].

Андрадит. Среди минералов основной массы широкое распространение имеют мелкие зерна титанистого андрадита — шорломита. Химический состав граната характеризуется высоким содержанием (мас.%) TiO_2 (1, 77—5, 04), MgO (0,93—5,10).

Исследования состава гранатов в других породах показывают, что гранаты богатые андрадитовой составляющей в качестве другого компонента чаще всего содержатgrossуляр, Эти два компонента образуют типичную грандитовую серию. Меланитовая и шорломитовая разности, как правило, характерны для весьма различных парагенезисов, но особенно часто они встречаются в щелочных изверженных породах типа нефелиновых сиенитов и иолитах, а также в эффузивных аналогах этих пород.

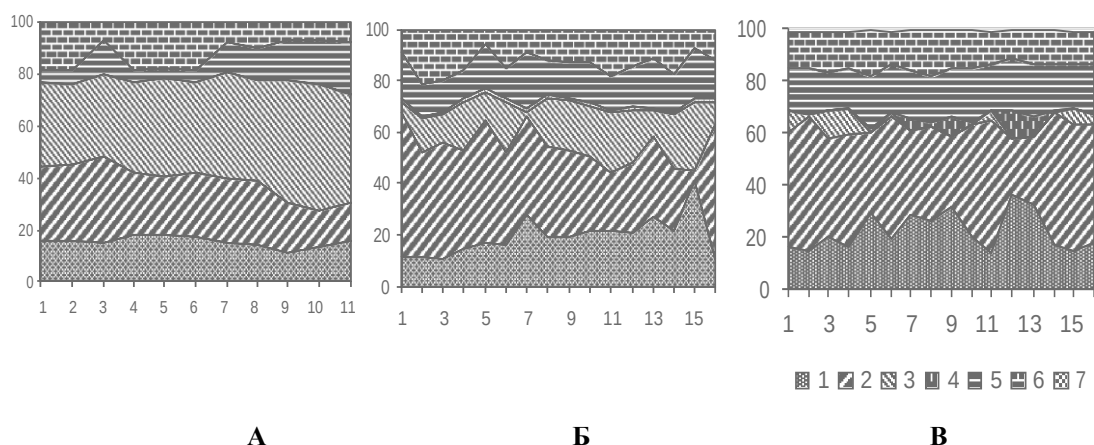


Рис.2. Соотношение минералов в составе хромита из кимберлитовых пород трубок Манчаары (А), Удачная-Западная (Б), дайки аномалии 181 Восточно-Укукитского поля (В).
Минералы: 1 — магнетит (Fe_3O_4); 2 — хромит (FeCr_2O_4); 3 — магнезиохромит (MgCr_2O_4); 4 — магнезиоферрит (MgFe_2O_4); 5 — марганцовистая ульвошпинель (Mn_2TiO_4); 6 — магнезиальная ульвошпинель (Mg_2TiO_4); 7 — шпинель (MgAl_2O_4).

Циркелит замещает центральные части зерен перовскита и шорломита. Его состав определяется относительно постоянными величинами содержаний (мас.%) ZrO — 37,31—38,98; CaO — 27,15—28,62, FeO — 12,10—15,02; SiO_2 — 7,03—8,50 и Al_2O_3 — 7,58 — 8,19.

По минеральному составу порфировый слюдястый кимберлит трубки Манчаары относится к лампрофировому ряду кимберлитовой формации. Характерной особенностью такого типа пород является присутствие крупных пластинок (макрокристов) флогопита и преимущественно слюдястый состав основной массы с высоким содержанием мелких зерен оксидных минералов. Результаты изучения состава мантийных включений и макрокристов главных породообразующих минералов свидетельствуют о том, что кимберлитовая магма образовалась по всей вероятности путем частичного плавления предварительно метасоматически преобразованной породы оливин-флогопит-ильменитового состава. На архейских кратонах такие породы, как правило, залегают на глубинах 35-40 км в основании консолидированной коры непосредственно на вершине мигрирующего к дневной поверхности купола диапира. В этом процессе на низкую степень плавления пород диапира указывают интенсивная резорбция мелких включений серпентинитов, взаимосвязи этих включений и крупных (макрокристов) минералов, а также отсутствие идиоморфных зерен оливина позднемагматического происхождения. Обозначенные особенности расплава обусловлены декомпрессионно-диссипативным механизмом его происхождения [7]. Максимальному плавлению подверглись пластинки флогопита, на что указывает распространение округлых, удлинённых макрокристов и мелких идиоморфных пластинок более поздней слюды, образование которой происходило из остаточного расплава. Присутствие в основной массе породы кальциево-железистого граната — шорломита, бариевого флогопита и циркелита возможно обусловлено частичной ассимиляцией кимберлитовым расплавом субстрата карбонатитового массива расположенного в земной коре. (по геофизическим данным) в пределах Якутского погребенного поднятия.

Литература

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекчии Якутии. Якутск, 1990. 218 с.
2. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. С.34-64.
3. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. Москва: Наука, 1990. 272 с.
4. Алтухова, Зайцев А.И. Фациальные особенности и возраст магматических пород Восточно-Укукитского поля (Якутия) // Система: коренной источник – россыпь: конференция к 100-летию рождения И.С. Рожкова и Ю.Н.Трушкова, 27-29 октября 2008 г., Якутск: [сб. материалов]. Якутск: Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. 2009. С.7.
5. Архангельская алмазоносная провинция. М.: Изд-во МГУ. 2000. 521с.
6. Foley P.S. The Oxidation Steit of Lamproitic Magmas // Miner. Petrogr. Mitteilungen. 1985. № 34. P. 217—238.
7. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
8. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В АНОРТОЗИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

И.В. Бучко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН г.Благовещенск

Большинство стабилизированных структур земной коры или кратонов является ареной проявления значительного по объемам базит-ультрабазитового магматизма, зафиксированного стратиформными расслоенными интрузиями и массивами автономных анортозитов. Последние, по своим геохимическим особенностям и возрасту разделяются на архейские «мегакристовые анортозиты» и протерозойские «massif type anorthosite» [12]. В пределах юго-восточной части Северо-Азиатского кратона известны и довольно хорошо исследованы два этапа проявления автономных анортозитов: неоархейский [1, 5, 7] и палеопротерозойский [2, 6, 8]. В то же время в составе значительной части стратиформных интрузий, расположенных в пределах указанной структуры, также установлены анортозиты, как докембрийского, так и более молодых возрастов. Однако их геохимические особенности не изучены.

В данной работе представлены результаты исследований распределения редких элементов в анортозитах автономных массивов Хорогочинского, Каларского, Джугджурского, Баладек, Кенгурак-Сергачинского и расслоенных интрузивов Маристого, Лукинда, Чек-Чикан, расположенных в юго-восточной части Северо-Азиатского кратона. Типичным представителем архейских «мегакристовых анортозитов» является неоархейский (2.63 млрд. лет [1]). Хорогочинский массив, анортозиты которого характеризуются умеренными содержаниями Rb (7-9 г/т), низкими Th (0.14-2.54 г/т), U (0.01-3.22 г/т), Nb (0.24-2.61 г/т), Ta (0.41 г/т), Hf (0.01-0.28 г/т), Y (1-4 г/т), Ni (1-3 г/т), Cr (29-51 г/т), высокими Ba (80-289 г/т) и Sr (185-328 г/т). Близкие спектры распределения редких элементов (рис.1) в анортозитах наблюдаются и для другого массива неоархейского возраста (2.62 млрд. лет (5, 7)) – Каларского. Для описываемой группы пород свойственны содержания Rb (3 г/т), Th (0.01-0.8 г/т), U (0.06-0.22 г/т), Nb (0.45-1.80 г/т), Ta (0.18 г/т), Hf (0.21-1.06 г/т), Y (6-8 г/т), Ba (230-455 г/т) и Sr (510-685 г/т), Ni (25-42 г/т), Cr (22-175 г/т). В группе палеопротерозойских автономных анортозитовых массивов, традиционно относимых к «massif type» анортозитам [8], рассматриваются Джугджурская, Кенгуракская ассоциации и массив Баладек. Джугджурские анортозиты (1.74 млрд. лет [6]) характеризуются максимальными содержаниями Rb (1-42 г/т), Sr (199-964 г/т), Th (0.11-4 г/т), Hf (0.21-1.3 г/т), Ta (0.04-1.62 г/т), Sc (1-38 г/т) (рис.1, 2) относительно аналогичных пород из других автономных массивов и стратиформных интрузий. В то же время свойственны умеренные количества U (0.02-0.71 г/т), Nb (0.38 г/т), Y (6-8 г/т), Ba (230-455 г/т), Ni (2-252 г/т) и Cr (51-923 г/т). Максимальные содержания Ba (до 2627 г/т) наблюдаются в анортозитах палеопротерозойской Кенгуракской ассоциации (1.86 млрд. лет [2]). Кроме этого для данных пород установлены следующие содержания редких элементов: Rb (4-28 г/т), Th (0.4-0.99 г/т), U (0.09-0.32 г/т), Nb (1-3 г/т), Ta (0.08-0.29 г/т), Hf (0.1-0.6 г/т), Y (2-13 г/т), Ni (17-36 г/т), Cr (35-150 г/т) и Sr (253-339 г/т). Содержания редких элементов в анортозитах расслоенных массивов неоархейского возраста (2.64 млрд лет [3]) Маристого и пермского уровня Лукиндинского (285 млн. лет) близки и характеризуются однотипными спектрами распределения редких элементов (рис.1). Для рассматриваемых пород обоих массивов свойственны содержания Rb (1-2 г/т), Ba (до 129-706 г/т), Sr (10-568 г/т), Th (0.03-0.08 г/т), U (0.01-0.03 г/т), Nb (0.2-0.5 г/т), Ta (0.02-0.12 г/т), Hf (0.1-0.5 г/т), Y (1-10 г/т), Ni (38-891 г/т) и Cr (68-717 г/т). Особое место занимают анортозиты из массива Чек-Чикан. Несмотря на мезозойский возраст габброидов (228 млн. лет [4]), рассматриваемых в составе единого с анортозитами интрузива, содержания в последних редких элементов - Rb (2 г/т), Ba (351-383 г/т), Sr (984-1018 г/т), Th (0.09-0.13 г/т), U (0.02-0.03 г/т), Nb (4-5 г/т), Ta (0.18-0.24 г/т), Hf (0.3-0.5 г/т), Y (15-17 г/т), Ni (2-3 г/т), Cr (16 г/т) и характер их распределения (рис.1) наиболее близки палеопротерозойским «massif type anorthosite», что ставит под сомнение отнесение габброидов и анортозитов к единому массиву. Анализ содержаний редких элементов, нормированных по примитивной мантии [16] в анортозитах как автономных, так и стратиформных массивов выявил их сходство, а именно аналогичный характер распределения и деплетирование в отношении HFS и обогащение LILE (рис.1). В тоже время уровни концентраций указанных элементов отличаются в различных группах анортозитов, так же как и содержания элементов группы железа. Максимально обогащены LILE и HFSE автономные «massif type» анортозиты (рис.1, 2), для которых свойственны умеренные содержания Ni и Cr. Минимальные концентрации LILE и HFSE с максимальными Ni и Cr установлены для анортозитов стратиформных интрузий (рис.1, 2). Средние количества LILE и HFSE с минимальным уровнем Ni и Cr присутствуют в архейских «мегакристовых анортозитах». Различия в содержании редких элементов в автономных и в стратиформных анортозитах обусловлены условиями их формирования.

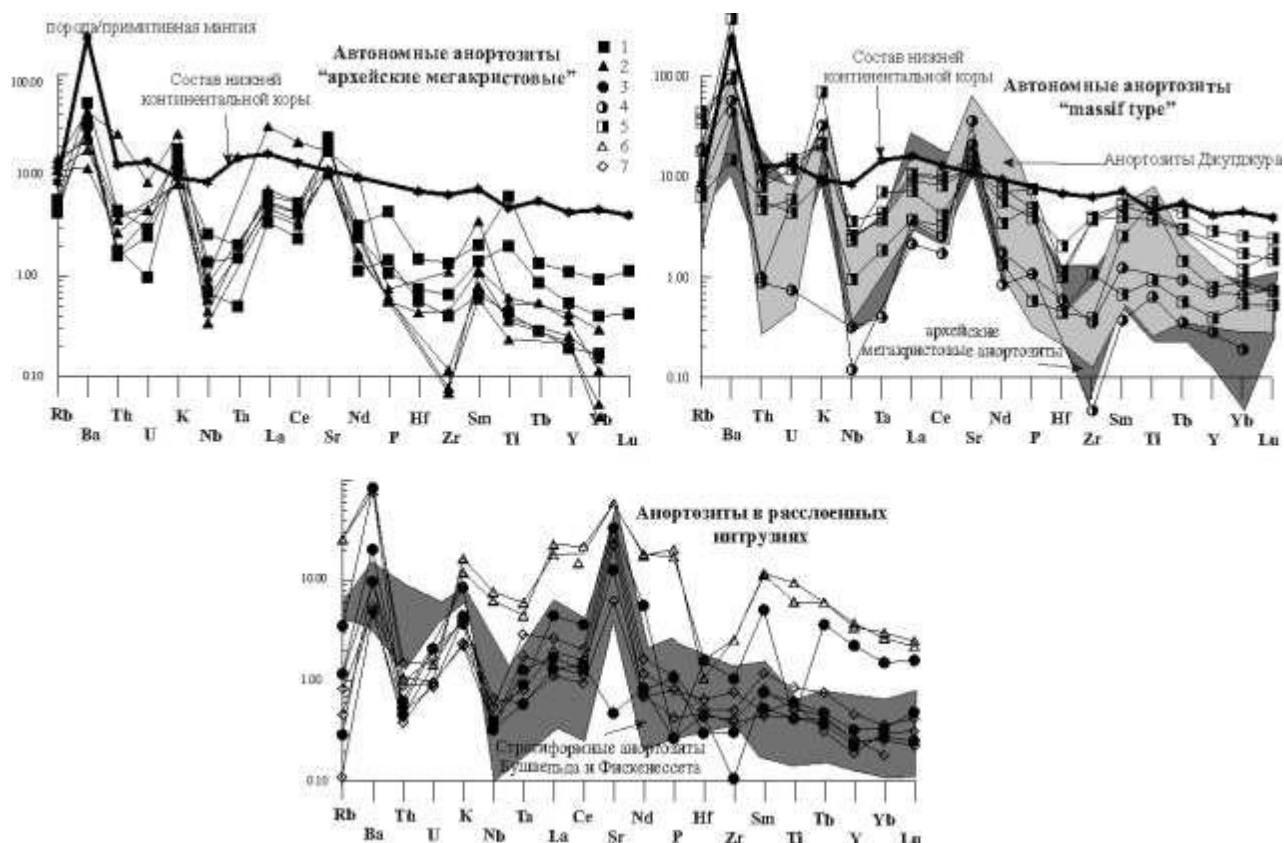


Рис.1. Распределение редких элементов, нормированных по примитивной мантии (16) в анортозитах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Условные обозначения анортозитов из массивов: 1 – Каларского, 2 – Хорогочинского, 3 – Маристого, 4 – Баладек, 5 – Кенгурак, 6 – Чек-Чикан, 7 – Лукиндинского

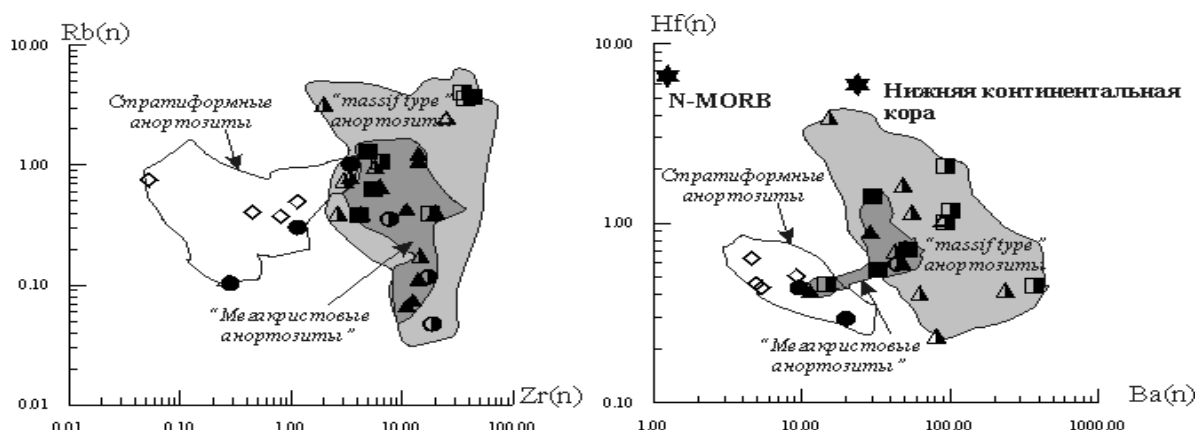


Рис. 2. Соотношения редких элементов, нормированных по примитивной мантии (16) в анортозитах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Условные обозначения см. рис.1

Так, происхождение автономных анортозитов, согласно существующим моделям [11, 12, 13], связано с литосферным растяжением, которое приводит к выплавлению толеитов и внедрению их в основании горячей мантии. В результате этих процессов формируются высокоглиноземистые базальтоидные магмы габбро-анортозитового состава с обособлением оливин-ортопироксеновых расплавов. Кристаллизация плагиоклаза и его флотация в верхние части магматических камер приводит к диапирическому всплыванию «анортозитовой каши» в более верхние коровые уровни [12, 14], которые при контаминации вещества нижней коры создают составы близкие к известково-щелочным сериям анортозитов. Применяя эту модель, для определения условий формирования автономных анортозитов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, следует отметить, что архейские анортозиты, обеднены относительно палеопротерозойских «коровыми» элементами Rb, Ba, Sr, Th и U. Это обусловлено значительно меньшей мощностью континентальной коры в архее и, как следствие, незначительно проявленными процессами её контаминации исходными расплавами. Обоеднение высокорядными элементами неоархейских и палеопротерозойских автономных анортозитов может быть

обусловлено присутствием в источнике окисных Ti-фаз или амфибола, а Y – наличием в нем граната. Смена анортозитового магматизма в истории Земли с типа «мегакристовых анортозитов» в архее на «massive type anorthosite» в раннем протерозое практически совпадает с резким скачкообразным изменением состава мантийных расплавов (появление континентальных базальтов, аналогичных фанерозойским) и характера геодинамических процессов (2.3-2.0 млрд. лет) в масштабах всей Земли. По данным Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова [10] суперплюмы первого поколения (архея-первой половины палеопротерозоя) с магматизмом бонинитоподобной серии сменяют суперплюмы современного типа. Образование анортозитов в стратиформных интрузиях связывается с внутрикамерной дифференциацией [15] или ранней кумуляцией меланократовых силикатов в магматической камере [9]. В связи с чем, практически все редкие элементы, за исключением Ba, K, Sr входят в состав пироксенов, и, соответственно, остаточный расплав ими обедняется. Довольно наглядно различия содержаний редких элементов в автономных и стратиформных интрузивах проиллюстрированы на рис.2. При этом содержания Rb, Zr, Hf во первых, выше таковых в примитивной мантии, что обусловлено различными степенями коровой контаминацией. В то время как содержания этих же элементов в анортозитах расслоенных интрузий значительно меньше и находится на более низком уровне, чем в примитивной мантии. Таким образом, установленные закономерности в распределении редких элементов в анортозитах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона обусловлены особенностями формирования, сложенных ими массивов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты 09-II-CO-08-007, 09-I-ON3-09).

Литература

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст и тектоническое положение Хоргочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // ДАН. 2008. Т.423, № 2. С.238-242.
2. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино - Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // ДАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 502-505.
3. Бучко И.В., Сорокин А.А. Неоархейский ультрамафит-мафитовый магматизм Джугджуро-Станового супертеррейна // Геология и минералогия Забайкалья, Чита, 2010 (в печати).
4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Триасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. - 2010 (в печати).
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т.14, № 1. С.4-24.
6. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джугджурских анортозитов // ДАН. 1992. Т.323, № 4-6. С.514-518.
7. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т 12, №3. С. 3-11.
8. Суханов М.К., Богданова Н.Г., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В. Редкоземельные элементы в породах Геранского анортозитового массива // ДАН СССР.1990. Т.310, №3. С.694-698.
9. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
10. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Тектономагматическая эволюция Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 449-454.
11. Anderson J.L., Bender E.E. Nature and origin Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States Of America // Lithos. 1989. Vol.23. P.19-52.
12. Ashwal L.D. Anorthosites. Springer-Verlag, Berlin. 1993. 422 p.
13. Emslie R. F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // Precambrian Research. 1978. №7. P. 61-98.
14. Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J. Petrogenesis of mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) complexes: Isotopic and Chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // J. Geol. 1994. Vol. 102, №5. P. 539-558.
15. Polat A., Appel P.W.U., Fryer B. et al. Trace element systematics of the Neoarchean Fiskenasasset anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: evidence for a magmatic arc origin // Precambrian Research. 2009. № 175. P. 87-115.
16. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Sp. Pub. № 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P.313-346.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

И.В. Бучко¹, С.В. Палесский²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН г. Благовещенск

² Институт геологии и минералогии СО РАН г. Новосибирск

В пределах Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона установлены два этапа проявления автономных анортозитов (Бучко): неоархейский (2.63-2.62 млрд. лет) [1, 5, 10] и палеопротерозойский (1.86-1.74 млрд. лет) [2, 8]. К первому относятся Каларская ассоциация и Хорогочинский массив, а типичными представителями второго являются Джугджурская и Кенгуракская ассоциации, и массив Баладек. В последние годы появились многочисленные публикации, освещающие минералогические, петролого-геохимические и геохронологические особенности вышеперечисленных образований [1, 2, 5, 8 и др.], по результатам которых установлены вероятные геодинамические обстановки и модели формирования интрузивов. В тоже время за рамками этих исследований остались не изученными особенности распределения ЭПГ в бессульфидных образованиях автономных анортозитов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Следует отметить, что поведение всех макро- и микрокомпонентов в расплавах зависит от геодинамических обстановок формирования интрузий и моделей их кристаллизации. Определяющую роль при формировании массивов автономных анортозитов [14-17] играют процессы взаимодействия мантийных Fe-Ti расплавов толеитового состава, которые генерировались над плюмами первого поколения [13], с веществом нижней коры. Следует отметить, что в составе последней элементы платиновой группы, за исключением Pd не установлены [12]. Эти данные позволяют считать, что содержания и особенности распределения ЭПГ в анортозитах автономных массивов обусловлены составом исходных мантийных расплавов.

Согласно существующим на настоящий момент представлениям [7] магматический расплав состоит из двух несмешивающихся «жидкостей» - силикатной и сульфидной, кристаллизация каждой из которой происходит по собственным «законам». Наиболее ранним продуктом кристаллизации сульфидного расплава является моносульфидный твердый раствор $[(Fe, Ni)_{1+x}S](mss)$. При этом высокие температуры при его кристаллизации способствуют концентрированию Ni, Fe, S, Ru и Rh в твердой фазе, а Cu и Pd оттесняются в расплав [11]. Присутствие троилита (mss) в составе древней мантии обусловлено высоко восстановительными условиями её существования, отвечающие значениям f_{O_2} , близкими к условиям равновесия с участием металлической Fe-Ni фазы [3, 4].

По экспериментальным данным [6] установлен высокотемпературный ряд платиноидов, приведенных в порядке возрастания их способности входить в состав пирротина (троилита) – Pt-Os-Ru-Pd-Ir-Rh. Следует отметить, что ЭПГ образуют с серой стехиометрические соединения и, вследствие этого, наиболее легко замещают железо в составе троилита и пирротина. С усилением окислительной обстановки сокращается возможность рассеивания ЭПГ в пирротине, что благоприятствует выделению их в самородном виде [7].

Для анортозитов из автономных массивов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона установлены следующие ряды ЭПГ в порядке убывания их нормированных содержаний: Хорогочинский – Pt-Os-Pd-Ru-Ir-Rh, Каларский Pt-Os-Pd- Rh-Ir- Ru, Кенгуракский - Pt-Os-Pd-Ir-Ru (рис.1). Приведенные ряды элементов практически совпадают с экспериментальными данными [6] за исключением Pd, что обусловлено концентрированием последнего в остаточном растворе [11]. Стоит заметить, что наиболее древние архейские «мегакристовые» анортозиты характеризуются более высокими Pt, Os и меньшими Rh, Ir, что связано с их входением в состав троилита (пирротина).

В отличие от архейских анортозитов спектры распределения ЭПГ в их палеопротерозойских «massif type» аналогах отличаются (рис.1). Прежде всего, это связано с резким скачкообразным изменением состава мантийных расплавов и характером геодинамических процессов (2.3-2.0 млрд. лет) в масштабах всей Земли [13]. Кроме того, образование исходных расплавов данного типа автономных анортозитов связывается со значительной их контаминацией веществом нижней коры, что должно привести к снижению температур в магматической камере. Следует отметить, что с течением времени и мантия становилась всё более окисленной [3, 4].

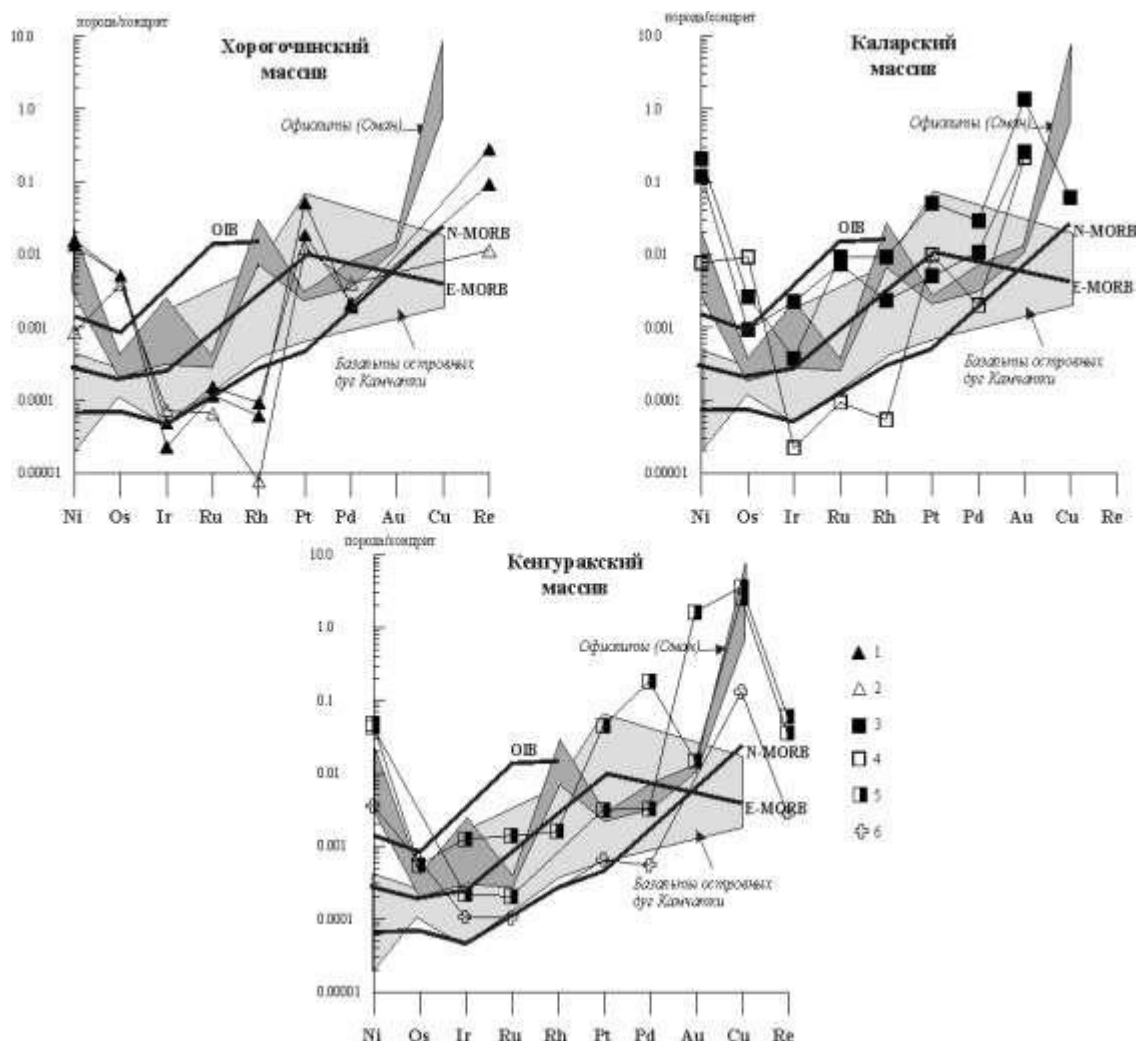


Рис.1. Распределение элементов платиновой группы, нормированных по хондриту C_1 (18) в автономных анортозитах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Условные обозначения: 1 – 2 – породы Хорогочинского массива «архейских мегакристовых анортозитов»: 1 – ультрабазиты, 2 – анортозиты; 3 – 4 – породы Каларского массива «архейских мегакристовых анортозитов»: 3 – ультрабазиты, 4 – анортозиты; 5 – 6 – породы Кенгуракского массива «massif type anorthosite»: 5 – габброиды, 6 – анортозиты.

Содержания ЭПГ в анортозитах Кенгуракского массива максимально приближены к базальтам островных дуг, для которых установлено обогащение Pt, Pd и Re [9]. В то же время характер их спектров распределения наиболее соответствует офиолитовым образованиям (рис.1), что подтверждает принятые модели формирования для «massif type» анортозитов [14-17].

Таким образом, распределение ЭПГ в анортозитах архейских Хорогочинского и Каларского массивов обусловлены «законами» кристаллизации высокотемпературного mss, которые приводят к концентрированию Ni, Fe, S, Ru и Rh в твердой фазе, а Cu и Pd в расплаве. Характер спектров ЭПГ в палеопротерозойских анортозитах Кенгуракского массива связан с более низкими температурами кристаллизации mss и близок к породам из офиолитовых комплексов. В тоже время абсолютные содержания ЭПГ типичны таковым в базальтах островных дуг.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проекты 09-I-ОНЗ-09, 09-II-СО-08-007).

Литература

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // ДАН. 2008. Т.423, № 2. С.238-242.

2. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // ДАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 502-505.
3. Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродо-насыщенных флюидов в верхней мантии Земли // Вестник ОГТГН РАН. 1999. № 4 (10). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kadik.htm#begin
4. Kadik A., Pineau F., Litvin Yu., Jendrzewski N., Martinez I., Javoy M. Formation of carbon and hydrogen species in magmas at low oxygen fugacity // Goldschmidt 2000, September 3-8, 2000. Journal of Conference Abstracts, UK: Cambridge Publications, 2000. Vol. 5. P.564.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т.14, № 1. С.4-24.
6. Малевский А.Ю., Лапутина И.П., Дистлер В.В. Поведение платиновых металлов при кристаллизации пирротина из сульфидного расплава // Геохимия. 1977. №10. С.1534-1542.
7. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука. 1979. 264 с.
8. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джугджурских анортозитов // Докл. РАН. 1992. Т.323, № 4-6. С.514-518.
9. Палесский С. В. Определение редких и рассеянных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой: дис.... канд. хим. Наук / Новосибирск, 2008.
10. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т 12, №3. С. 3-11.
11. Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Колонин Г.Р. Исследование поведения главных рудообразующих металлов и примесей Pt, Pd, Rh и Ru при направленной кристаллизации расплавов системы Fe-Ni-Cu-S // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, 2006. С.204-205.
12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир. 1988. 384 с.
13. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Тектономагматическая эволюция Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 449-454.
14. Anderson J.L., Bender E.E. Nature and origin Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States // Lithos. 1989. Vol.23. P.19-52.
15. Ashwal L.D. Anorthosites. Springer-Verlag, Berlin. 1993. 422 p.
16. Emslie R. F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // Precambrian Research. 1978. №7. P. 61-98.
17. Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J. Petrogenesis of mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) complexes: Isotopic and Chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // J. Geol. 1994. Vol. 102, №5. P. 539-558.
18. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120 Is. 3-4. P. 223-253.

ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ХИНГАНО- ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

И. М. Дербеко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН г. Благовещенск

К первым открытиям оловоносности Приамурья относится «четко проявленная минерализация» восточной окраины Монголо-Охотского орогенного пояса: Эзопский, Верхне-Буреинский, Ям-Алинский [9]. Но за прошедшее время, более 70 лет изучения региона на предмет оловоносности, в этих районах не установлены сколько-нибудь значимые месторождения олова. Более богатыми и перспективными территориями явились отроги Малого Хингана и сопредельные с ним территории. Все эти данные позволили М.И. Ицксону выделить в 1947 г. Хингано-Охотский оловоносный пояс, который по своим параметрам и структурному положению соответствует одноименному вулканогенному поясу.

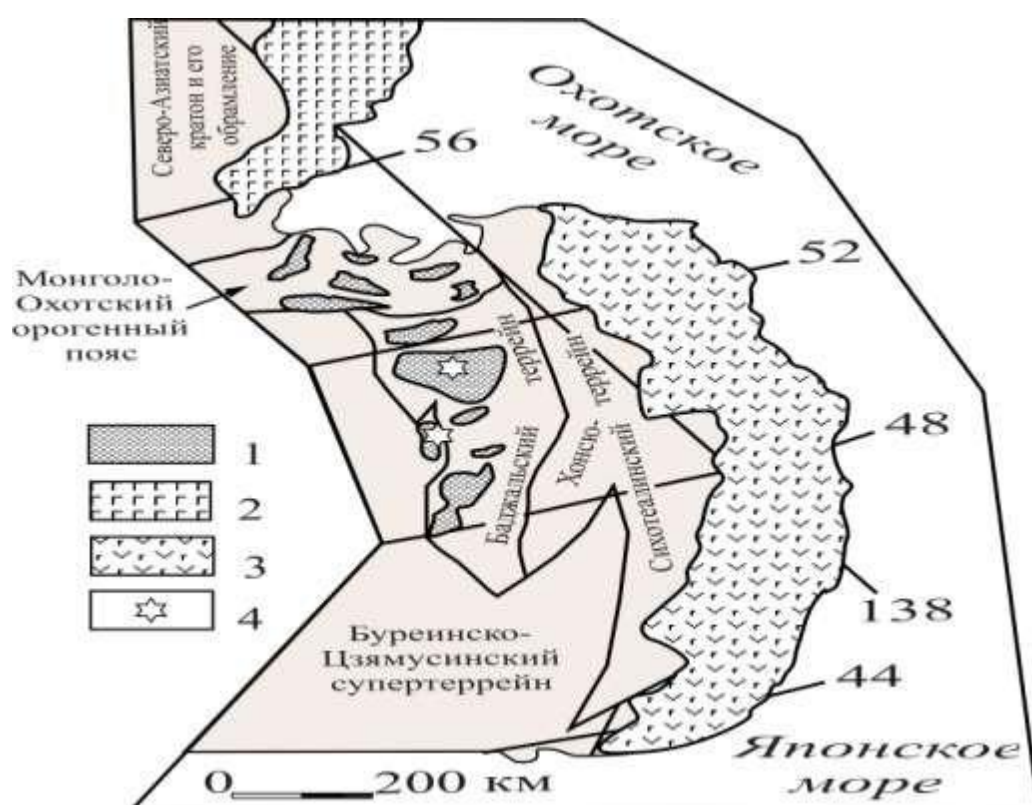


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема размещения вулканических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса и его положение относительно главных геологических структур восточной окраины Азии. Вулканогенные пояса: 1 — Хингано-Охотский; 2 — Охотско-чукотский; 3 — Сихотэ-Алинский. 4 — вулканические зоны, где установлены промышленные месторождения олова. Схема составлена по (7) с дополнениями.

Хингано-Охотский вулканогенный пояс [10] одна из крупных мезозойских структур восточной окраины Азии. В составе пояса, среди других зон: Баджалская, Комсомольская и т. д., выделяются Эзоп — Ям-Алинская на его северо-западном фланге и Хингано-Олонойская — на южном [4; 8; 11]. Эзоп — Ям-Алинская зона представлена двумя вулканическими полями: *Эзопским полем* (120 x 3-30 км), в строении которого почти 60% принадлежит субвулканическим образованиям, присутствуют туфы, игнимбриты, лавы (трахириолиты, риолиты, трахириодациты), туфотерригенные породы. *Ям-Алинским полем* (50 x 5-20 км²), где субвулканическая составляющая не превышает 20%. Покровная фация представлена туфами, игнимбритами и лавами дацитов и риолитов, вулканогенно-терригенными образованиями. В пределах обоих полей интрузии гранит-лейкогранитового состава, комагматичные

вулканитам, слагают многочисленные тела. Позднемеловое время формирования пород зоны подтверждено данными, полученными Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами, соответствует 95 — 90 млн. лет [11]. Породы Эзоп — Ям-Алинской вулканической зоны по соотношению SiO_2 (66-77 мас.%), суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.0-8.3$ мас.%) и K_2O (2.57-5.70 мас.%) соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии при Al_2O_3 до 16.29 мас.% и $\text{ASI}=1.1-1.3$. Графики распределения редкоземельных элементов вулканитов и гранитоидов характеризуются незначительным преобладанием LREE над HREE — $(\text{La}/\text{Yb})_n=4.5-9.2$ и хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией — $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0.1-0.5$. Для их составов характерно умеренное обогащение $\text{Rb}=84-268$ ppm, $\text{Ba}=240-881$ ppm, $\text{K}=21300-44400$ ppm, $\text{Th}=10.5-17.9$ ppm, REE, при деплетировании в отношении $\text{Nb}=5-12$ ppm, $\text{Ta}=0.5-1.2$ ppm, $\text{Sr}=70-303$ ppm, $\text{Zr}=71-175$ ppm.

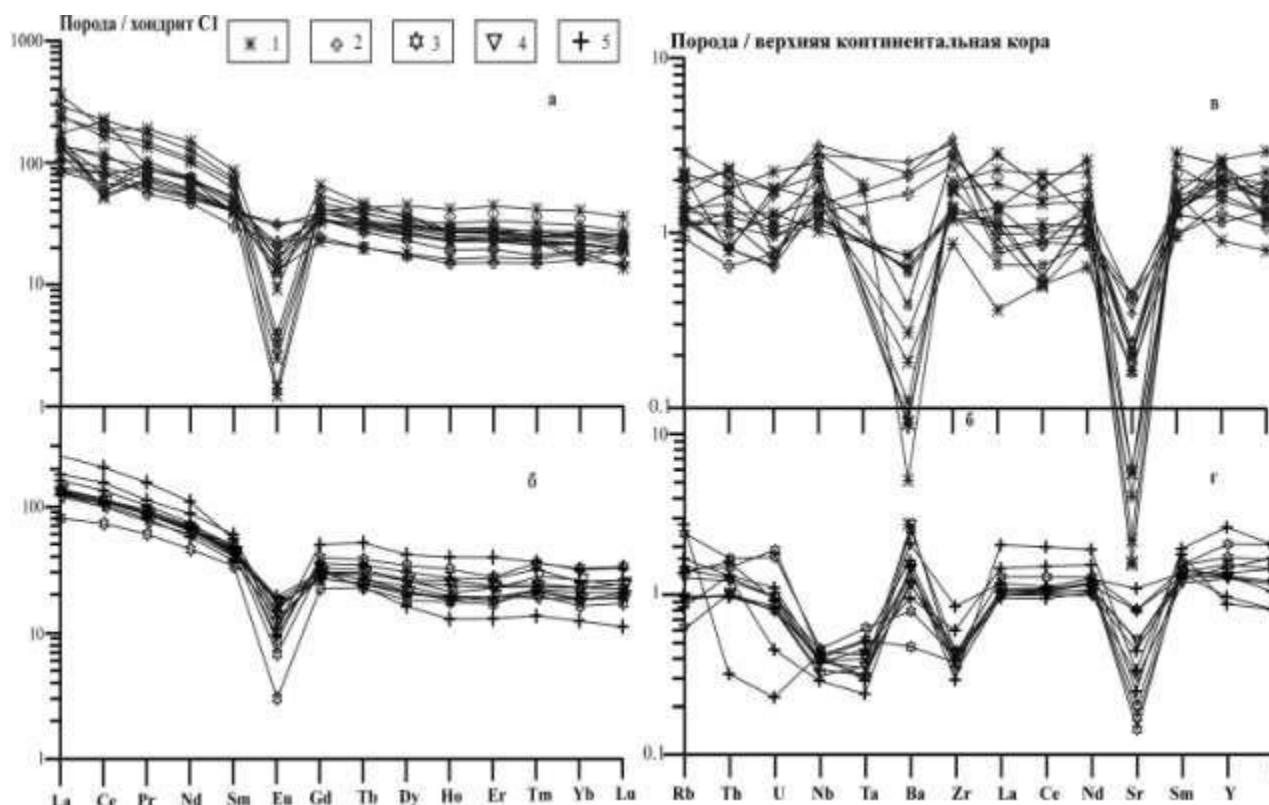


Рис. 2. Отличия в концентрациях редких элементов в кислых магматических породах — Хингано-Олонойской вулканической зоны (вулканиты-1, гранитоиды-2); Эзопской (вулканиты-3), Ям-Алинской (вулканиты-4) вулканических зон, гранитоиды эзопского комплекса — (5), нормализованных к составу хондрита (а, б), к составу континентальной коры (в, г). Состав хондрита по [13]; состав континентальной коры по [14]. Составы пород по [5; 8].

Хингано-Олонойская вулканическая зона сложена двумя раннемеловыми комплексами: андезитовым вулканическим и риолитов — щелочных трахидацитов вулcano-плутоническим [8; 11]. С кислыми — умеренно кислыми разновидностями связана оловянная минерализация зоны. Это породы от кислых высокремнеземистых и ультракислых ($\text{SiO}_2=75-80$ мас.%, $\text{CaO}<0.25$ мас.%) умеренно-щелочных — нормального ряда, с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.02-0.77$ при $\text{ASI}=0.9-1.8$ до низкремнеземистых кислых, щелочных ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 10.4 мас.%) и $\text{CaO}=0.88-2.08$ мас.%, при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.70-1.17$. Графики REE этих вулканитов характеризуются изменением Eu минимума: от глубокого — $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0.02-0.12$ до слабо проявленного — $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0.73-0.84$. Преобладание LREE над HREE от $(\text{La}/\text{Yb})_n=2.6-16.4$. Все породы обогащены Rb (131-320 г/т), Th (5.0-25.0 г/т), Nb (28-80 г/т), Hf (6-19 г/т), Zr (230-660 г/т) и обеднены Sr (4-124 ppm); Ba (12- 630 ppm), который в вулканитах с низким содержанием SiO_2 может возрасти до 1740 ppm. Время формирования кислых образований зоны, определенное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом соответствует 101-99 млн. лет [8; 11]. На дискриминационных диаграммах, используемых соотношения элементов для установления геодинамических обстановок формирования пород: $\text{Rb}-\text{Y}+\text{Nb}$ и $\text{Nb}-\text{Y}$ (12), $F_{(c-w)2}-F_{(c-w)2}$ [2 и др.] вулканиты Эзоп — Ям-Алинской зоны соответствуют образованиям островных дуг или активных континентальных окраин, а кислые вулканиты Хингано-Олонойской зоны — постколлизийным, внутриплитным образованиям. Это подтверждается значениями соотношений La/Ta : для пород Хингано-Олонойской зоны $\text{La}/\text{Ta} = 8-17$, что соответствует внутриплитным образованиям; для пород Эзоп — Ям-Алинской — $\text{La}/\text{Ta} = 23-115$, что сопоставимо вулканитам активных континентальных

окраин. По соотношению Rb/Sr породы Эзоп-Ям-Алинского ареала располагаются в верхней части поля вулканитов Андийского краевого вулканического пояса и сопоставимы породам, магма которых сформирована на глубине 25-30 км, а вулканиты Хингано-Олонойской зоны — на глубине 30 и более км. В пределах этих двух вулканических зон выделяются одноименные рудно-магматические системы [4]. Эзоп — Ям-Алинской зона характеризуется оловянной минерализацией, представленной рудопроявлениями (более 30) и месторождениями различного генетического типа. По имеющимся данным, содержания олова низки, а месторождения принадлежат к разряду малых или непромышленных объектов [6]. На территории Хингано-Олонойской вулканической зоны известно 11 месторождений олова, среди которых крупное — Хинганское и среднее — Березовское [6].

Геохимические особенности кислых вулканитов и гранитов Хингано-Олонойской зоны с возрастом 101-99 млн. лет говорят о постколлизийных рифтогенных условиях их формирования. Аналогичные геодинамические условия установлены и для наиболее продуктивных оловянных рудно-магматических систем Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса: Баджалской и Комсомольской [4]. Магматические образования Эзоп — Ям-Алинской зоны с возрастом пород 95 — 90 млн. лет имеют геохимические признаки пород субдукционного происхождения [11]. По данным трансекта [1] вдоль восточной окраины Монголо-Охотского пояса рассчитана зона Беньюфа с углом наклона в 35°. Значительное присутствие кислых вулканитов в строении Эзоп — Ям-Алинской зоны говорит об интенсивном вовлечении корового материала. Эти характеристики указывают на условия субдукции «малайского типа» по [3]. Там же [3], как металлогеническая характеристика данного процесса, упоминается сопутствующая оловянная минерализация. Безусловно, немаловажная роль в формировании оловоносных рудно-магматических систем принадлежит характеристикам фундамента. Это отражается в магматическом процессе, результатом которого является формирование рудно-магматических систем. Хингано-Олонойская рудно-магматическая система сформирована на гранито-гнейсовом фундаменте Цзямуси-Буреинского супертеррейна, Эзоп — Ям-Алинская — на терригенном основании Монголо-Охотского пояса. Таким образом, несмотря на кажущуюся сопоставимость вещественного состава пород, сопутствующих формированию оловоносной минерализации, можно предположить, что становление оловянной рудно-магматической системы в условиях субдукции будет менее продуктивной для формирования месторождений, значимых по содержанию олова, чем рудно-магматические системы, сформированные в условиях пост- или синколлизийного рифтогенеза.

Литература

1. Абрамов В.А. Глубинные элементы плитной тектоники и палеовулканизма Алданского щита, Монголо-Охотской и Верхоянской орогенных областей // Глубинное строение Тихоокеанического обрамления. Благовещенск: АмурКНИИ. 1990. Vol. 3. P.142-149.
2. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // ДАН. 2005. Т. 401, № 2. С.213-216.
3. Гатинский Ю.Г., и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГН РАН. 2000. №2(12). URL: <http://www.scgis.ru/russian/>
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 298 с.
5. Дербек И.М., Сорокин А.А., Агафоненко А.Г. Геохимические неоднородности кислого магматизма Хингано-Охотского вулканогенного пояса (Эзопская, Ям-Алинская и Хингано-Олонойская вулканические зоны) // Вулканизм и геодинамика: III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. 5-8 сентября 2006. Улан-Удэ: [сб. материалов]. Улан-Удэ: Бурятский научный центр. 2006. Т.1. С. 170-175.
6. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск. 2000. 217с.
7. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, №6. С. 7-41.
8. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Геохронология и геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т.13, №3. С. 63-78.
9. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра. 1973. 235 с.
10. СССР и сопредельные страны [Карты]: тектоническая карта. 1:5 000 000 / под ред. Н.С.Шацкого и А.П.Богданова. М.: Госгеолтехиздат. 1957.
11. Derbeko I.M., A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, et al. Geochronological Data on Felsic Lavas from the Ezop–Yamalin Volcanoplutonic Zone, Khingan–Okhotsk Volcanogenic Belt // Doklady Earth Sciences. 2008. Vol. 419, № 2. P. 231–234.

ЛАМПРОФИРЫ ПРИАМУРЬЯ (С. АРИАДНОЕ): ПЕТРОГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Л.Л. Петухова, В.С. Приходько

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

Находки алмазов в россыпях и породах меймечит-пикритового комплекса, выходы которых установлены вдоль линии северо-восточного направления, совпадающей, в целом, с направлением Центрально-Сихотэ-Алинского разлома [1], вызывают повышенный интерес исследователей к этим магматическим образованиям и, естественно, стимулируют поиски потенциально алмазоносных пород (кимберлитов, лампроитов и лампрофиров) в регионе. Выходы собственно меймечитов фиксируются примерно от широты среднего течения р. Анной до широты п. Глубинное. Южнее, вблизи с. Ариадное, располагаются специфические магматические образования, первоначально отнесенные также к этому комплексу, а именно к слюдястым пикритам [2]. При более детальном исследовании обнаружены существенные отличия от последних.

Нами эти породы были изучены на левом борту долины р. Малиновка, между руч. Падь Малая Пожига и Падь Тодохова, где они слагают маломощную субвертикальную дайку северо-западного простирания и небольшую трубку взрыва среди вмещающих терригенных отложений (песчаники и алевролиты) юрского возраста. Вблизи контакта изученного тела с вмещающими породами (левый борт р. Малиновки) развиты брекчиевые образования, в которых обломки представлены преимущественно песчаниками. Центральная часть дайки сложена относительно массивными разностями с крупными (иногда гигантскими) вкрапленниками амфибола и слюд, а также карбонатными глобулями. Породы интенсивно биотитизированы, окварцованы, карбонатизированы и пронизаны маломощными баритовыми прожилками.

Слюдистые пикриты представляют собой серовато-зеленоватые породы порфировой структуры и глобулярной текстуры. Вкрапленниками являются амфибол, флогопит, клинопироксен, редко хромшпинель; основная масса сложена спутановолокнистым агрегатом керсутита, флогопита, ильменита и магматического карбоната. Оливин в этих породах не обнаружен.

По химическому составу они принадлежат ультраосновной группе (низкое содержание $\text{SiO}_2 < 41$), характеризуюсь высоким содержанием суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,67-3,11$) в дайке, повышенными содержаниями щелочей в трубке взрыва (1,02-0,83) и относятся к калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,34-0,99$). Обращают на себя внимание высокие концентрации CaO , $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, TiO_2 , Al_2O_3 и пониженные содержания MgO (13,74-18,09) по сравнению с пикритами.

Изученные породы демонстрируют высокую обогащенность легкими РЗЭ при несколько пониженном уровне накопления тяжелых элементов, редкоземельный спектр этих пород имеет сравнительно пологий отрицательный наклон при слабо выраженной аномалии Er . Значения параметра La/Yb варьирует в пределах 33-58. Суммарные содержания РЗЭ в слюдястых пикритах довольно высокие (775-1017 г/т) и соизмеримы с суммарными содержаниями в лампрофирах косвожского комплекса Полярного Урала [3], но, как правило, в десятки раз выше, чем в типичных пикритах и кимберлитах. Геохимической особенностью слюдястых пикритов являются также повышенные концентрации высоkozарядных литофильных элементов - Ti , Sc , Ta , Nb , Zr , Hf , вследствие чего имеем высокие значения отношений Zr/Hf (43-47), Nb/Ta (14-22), что характерно для щелочных пород и кимберлитов.

Когерентные элементы Cr , Co , Ni имеют окологларковые (Co) или более низкие концентрации и занимают промежуточное положение между ультрабазитами и базитами. Отношение Ni/Co варьирует в интервале 4,7 — 6,5, тогда как в гипербазитах отношения средних содержаний никеля и кобальта колеблется в гораздо большем диапазоне 10-25, а в лампроитах - 6-16 [4]. В рассматриваемых породах концентрации ванадия очень близки или немного ниже, чем содержания хрома, отношение Cr/V изменяется незначительно - от 2,4 до 1,0. Такие значения отношений свойственны породам основного состава. По довольно низким значениям элементов группы железа описываемые породы сопоставимы с лампрофирами Полярного Урала и альнеитами [3].

Особенности минерального состава описываемых пород также свидетельствуют об их отличии от пикритов — во вкрапленниках отсутствует оливин, основной типоморфный пороодообразующий минерал ультрамафитов. *Клинопироксены* представлены низкоглиноземистыми диопсид-салитами и эгиринсодержащими разностями. Содержание эгириновой молекулы в пироксене может достигать 10%. Мелкие зерна клинопироксен (иголки в основной массе) характеризуются наиболее высокими содержаниями железа и титана, в крупных кристаллах они существенно ниже. *Кальциевые амфиболы* в рассматриваемых породах представлены титанистым паргасит-магнезиогастингситом, а также

магнезиально-железистыми и актинолитовыми роговыми обманками. Последние развиваются по клинопироксенам и паргаситу. Микрозондовыми исследованиями установлено, что в мегакристаллах амфибола при переходе от центра к краям возрастает содержания титана и магния, а уменьшается — алюминия, железа и калия. Слюды по содержанию Al_2O_3 и TiO_2 близки к флогопитам кимберлитов и лампроитов [3], существенно отличаясь от них направлением изменения составов. Такой тренд вариаций составов флогопитов свойственен лампрофирам [3]. Точки составов титансодержащих хромшпинелидов ложатся на тренд хромшпинелидов меймечитов Сихотэ-Алиня. Ильмениты основной массы пикритов содержат незначительные количества магния, алюминия и хрома ($< 0,25$ вес. %) при высоком содержании пирофанитовой молекулы ($MnO = 5,86$ вес.%). Рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, а акцессорные — апатитом, сфеном, монацитом, ортитом.

Таким образом, рассматриваемые породы, которые первоначально были отнесены к слюдистым пикритам, имеют специфические особенности, в частности обогащены слюдой и амфиболом, имеют порфировую структуру, что позволяет отнести их к семейству лампрофиров [5], а по химическому составу к ультраосновным щелочным породам. Эти породы нельзя считать лампроитами, поскольку от последних они отличаются по химическому и минеральному составу вследствие пониженного содержания калия, отсутствием калиевых фаз, повышенных содержаний железа и кальция, более низких концентраций Zr, Cr, Ni. Как отмечалось выше, данные породы не соответствуют и пикритам. Изученные породы обладают некоторыми чертами сходства с кимберлитами, но отличаются от них отсутствием оливина, барофильных акцессорных минералов, а также высокими содержаниями титана, железа, кальция, повышенными концентрациями редкоземелов, при пониженных содержаниях MgO, Cr, Ni. Эти породы обнаруживают большое сходство с лампрофирами косвожского комплекса Полярного Урала [3].

Таким образом описываемые породы наиболее близки щелочному ряду семейства лампрофиров типа альнеитов, а возможно его карбонатизированной разновидности — айкиллиту.

Литература

1. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И., Акаткин В.Н., Молчанова Г.Б., Нечаев В.П. Находка алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // ДАН. 2005. Т. 404. № 1. С.72-75.
2. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.:Наука, 1983. 165с.
3. Соболева А.А., Шишкин М.А., Романова Н.В., Филиппов В.Н., Котельникова Е.А. Ультраосновные лампрофиры западного склона Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 3. С. 2-7.
4. Богатилов О.А., Рябчиков Д.И., Кононова В.А. и др. Лампроиты. — М.: Наука. 1991.-300с.
5. Woolley A.R., Bergman S.C., Edgar A. D. et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // The Canadian Mineralogist. 1996. Vol. 34. P. 175-186.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин¹, Е.Б. Сальникова², Н.М. Кудряшов³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. С.-Петербург

³Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Основной структурный план Центрально-Азиатского пояса определяется сочетанием многочисленных континентальных массивов и разделяющих их разновозрастных складчатых поясов. В пределах восточной части пояса к числу наиболее крупных массивов (террейнов) относятся Аргунский, Буреинский (Туранский), Малохинганский (Цзямусинский), Ханкайский. В рамках существующих схем геолого-структурного районирования три последних обычно рассматривается в качестве составных частей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. Выяснение происхождения этих террейнов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса является одним из кардинальных вопросов геодинамической эволюции пояса. Согласно одному тектоническому сценарию все указанные террейны [1, др.] или только Буреинско-Цзямусинский [2, 3] представляют собой фрагменты Гондваны. Альтернативная модель предполагает обособление указанных террейнов от южной окраины Сибирского континента, последовательное их продвижение вдоль этой окраины с запада на восток и последующую аккрецию в результате косой субдукции [4]. Не более определенным является и вопрос времени закрытия Монголо-Охотского палеобассейна и формированием на его месте орогенного пояса – одной из ключевых структур в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса. Палеомагнитные данные для рассматриваемых террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса немногочисленны и достаточно противоречивы и не могут внести определенность в решение указанных вопросов.

Одним из наиболее рациональных подходов к решению этой сложной и многогранной проблемы является целенаправленные геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования "реперных" палеозойских и раннемезозойских магматических комплексов, слагающих рассматриваемые террейны. Их результаты позволят сопоставить этапы и характер проявления корообразующих процессов крупных структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и существенно уточнить геодинамическую модель его формирования.

В данной работе обсуждаются вопросы геохронологии и геодинамической позиции раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна как его "основания" обычно рассматриваются метаморфические комплексы амурской серии, которым вплоть до недавнего времени приписывался раннедокембрийский возраст. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связано не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [5-7]. Кроме того установлено, что возраст габбро амурского комплекса, также относимого к раннему докембрию, имеет раннепалеозойский возраст [8]. Как предполагается более высокое стратиграфическое положение занимает хинганская серия. В ее состав включаются верхнерифейские (?) – нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, выделяемые в составе игинчинской, мурандавской, рудоносной, лондоковской свит и кимканской толщи [9, 10].

К раннепалеозойскому этапу относится и традиционно выделяемая в структуре Малохинганского террейна интрузивная серия в составе: гранодиорит-гранитового биробиджанского и гранит-лейкогранитового бирского комплексов [11]. Следует отметить, что критерии различия пород всех упомянутых комплексов нельзя признать убедительными, притом, что надежные геохронологические данные для них практически отсутствуют. Это лишний раз подчеркивает, что хронология и закономерности формирования раннепалеозойских гранитоидов, слагающих весьма значительный объем рассматриваемого террейна остаются до конца не расшифрованными.

Поздне-палеозойские и раннемезозойские интрузии, относимые к габбро(?)–гранодиорит-гранитному тырмобуреинскому и лейкогранитовому харинскому комплексам [10, 11] пользуются существенно меньшим распространением. Наконец перекрывающие образования представлены юрскими терригенными толщами и меловыми образованиями Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса. Объектами данного исследования являются гранитоиды Сутарского, Каалинского и Дуриловского массивов. U-Pb геохронологические исследования выполнены в институте геологии и геохронологии докембрия РАН (С.-Петербург) и Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты).

Сутарский массив - один из самых крупных массивов, сложенных раннепалеозойскими гранитами, гранодиоритами, относимыми к биробиджанскому комплексу. Он прослеживается от левобережья р. Амур до верховий р. Сутара в близмеридиональном направлении почти на 100 км при ширине 10-30 км. Вмещающими для него являются терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. Согласно выполненным исследованиям возраст микроклиновых гранитов Сутарского массива составляет 480 ± 4 млн. лет.

Гранитоиды Дуриловского массива слагают фрагмент одноименного хребта в междуречье Сутары и Биджана. Массив площадью около 15 км^2 незначительно вытянут в меридиональном направлении, имеет достаточно замысловатую форму, обусловленную сочетанием интрузивного контакта с породами хинганской серии и тектонического условно раннепалеозойскими гранитоидами с востока. Наибольшим распространением в строении массива пользуются субщелочные лейкограниты, при подчиненной роли кварцевых монцонитов, кварцевых сиенитов, субщелочных гранитов, отнесенные [10] к пермотриасовому харинскому комплексу. Однако, проведенные исследования свидетельствуют о том, что возраст кварцевых сиенитов Дуриловского массива составляет 461 ± 5 млн. лет. Кабалянский массив расположен в бассейне р. Биджан в междуречье ее левых притоков Кайлан - Кабала. Он вытянут в близ широтном направлении на 10 км при ширине до 4 км. Он сложен лейкогранитами, субщелочными лейкогранитами которые, так же как и гранитоиды Дуриловского массива, были отнесены [10] к пермо-триасовому возрастному уровню. Лейкограниты рассматриваемого массива прорывают отложения хинганской серии. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что возраст лейкогранитов Кабалянского массива составляет 471 ± 10 млн. лет.

В целом, можно констатировать, что полученные данные надежно фиксируют раннепалеозойское орогеническое событие. Важно отметить, что это событие следует за этапом гранулитового метаморфизма ~ 500 млн. лет [5], проявленного в пределах Малохинганского (Цзямусинского) террейна. При этом наиболее приближены к основному этапу метаморфизма граниты Сутарского и лейкограниты Кабалянского массивов, которые по своим геохимическим особенностям близки к синколлизонным гранитоидам. Кварцевые сиениты и субщелочные граниты Дуриловского массива более оторваны во времени как от возраста метаморфизма, так и от внедрения гранитоидов указанных выше массивов, при этом их геохимические особенности указывают на возможно участие в магмогенерации обогащенного мантийного источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-00147, 10-05-00172), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-08-007, 09-I-ON3-09).

Литература

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С.3-32.
2. Wilde S.A., Dorsett-Bain H.L., Lennon R.G. Geological setting and controls on the development of graphite, sillimanite and phosphate mineralization within the Jamusi Massif: an exotic fragment of Gondwanaland located in North-Eastern China? // Gondwana Res. 1999. Vol.2. P. 21-46.
3. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России / Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.5-34.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С.7-41.
5. Wilde S.A., Wu Fuyuan, Zhang Xingzhou. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. Vol.122. P.311-327.
6. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центральнo-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центральнo-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Вып. 5, Т. 1. С. 118-119.
7. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центральнo-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2009. Т.428, № 5. С.637-640.
8. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центральнo-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т.424, №5. С.644-647.
9. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, 1994.
10. Российская Федерация [Карты]: геологическая карта. 1:200 000 // под ред. Атрашенко А.Ф., Жевержеева М.К. Издание второе. Бурейнская серия. Лист М-52-(XXXV), XXXVI. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

А.А. Сорокин¹, В.А.Пономарчук², А.В.Травин², Е.Б.Сальникова³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Апатиты

³Институт геологии и геохронологии РАН, г. С.-Петербург

Умлекано-Огоджинский вулcano-плутонический пояс [1-5 и др.] является одной из наиболее крупных мезозойских структур Восточной Азии. Согласно существующим представлениям он прослеживается в виде обширных вулканических полей и интрузивных тел в субширотном направлении более чем на 500 км вдоль границы Амурского супертеррейна и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Достаточно распространена точка зрения, согласно которой Умлекано-Огоджинский вулcano-плутонический пояс является продолжением Большехinganского, образуя единый Восточно-Азиатский вулcanoгенно-плутогенный мегаареал [3, 6 и др.]

В составе рассматриваемого пояса обычно выделяются две зоны (или фланга) - западная (Умлеканская) и восточная (Огоджинская) [7 и др.]. Магматические образования западного фланга наложены на условно докембрийские метаморфические, палеозойские и раннемезозойские интрузивные и терригенные комплексы Аргунского террейна, а восточного - на близкие по составу комплексы Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, иногда перекрывая складчатые структуры восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Закономерностям проявления магматизма этого пояса посвящена обширная литература [1-3, 5-8 и др.], при этом вопросы корреляции магматических комплексов двух указанных зон вплоть до недавнего времени оставались не решенными, что было обусловлено, в первую очередь, отсутствием надежных геохронологических, геохимических данных.

В данном сообщении приведены геохронологические результаты, полученные за последние годы в процессе целенаправленных исследований мезозойского магматизма Восточной Азии коллективом ученых из Института геологии и природопользования ДВО РАН, Института геологии и минералогии СО РАН, Института геологии и геохронологии докембрия РАН. Кроме того, мы попытались синтезировать материалы, приведенные в опубликованных работах и посвященных этой тематике. Первоначально предполагалось, что возраст "маркирующего" андезитового вулканизма западной и восточной зон Умлекано-Огоджинского пояса близок. Однако, в последние годы получены геохронологические данные, опровергающие указанное предположение. В частности, возраст андезитов, базальтовых андезитов талданского вулканического поля одноименного комплекса западного фланга пояса составляет 124-126 млн. лет [9]. Далее на восток возраст вулканитов, выходящих из-под кайнозойских осадков Амуро-Зейской впадины на левобережье р. Зей и также относимых к этому комплексу, существенно моложе. В частности для них выявляется два пика вулканической активности 119-115 млн. лет и 108.5 ± 1.5 млн. лет [10]. Наконец, возраст андезитов и базальтовых андезитов унериканского и бурундинского вулканических комплексов восточного фланга пояса находится в интервале 108-102 млн. лет [11, 12]. Существенное несоответствие по возрасту формирования наблюдается и для гранитоидного магматизма. Так гранитоиды верхнеамурского и бурундинского комплексов западного фланга Умлекано-Огоджинского пояса характеризуются значениями возраста 140-127 млн. лет [9], а возраст гранитоидов бургалинского комплекса восточной части пояса составляет 101 ± 3 млн. лет.

Таким образом, полученные данные ставят под сомнение существовавший вариант корреляции магматических комплексов Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса и, вероятно, соответствующий ему вариант районирования мезозойского магматизма региона. Они подчеркивают асинхронность формирования вулканических комплексов, включаемых в состав западного и восточного флангов Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса. Для объяснения такой асинхронности надо либо привлекать весьма сложные механизмы, обусловившие явно выраженное омоложение магматической деятельности с запада на восток в пределах одного пояса или признать необходимость пересмотра существующих представлений о его формировании. В качестве одного из возможных вариантов можно допустить, что Умлекано-Огоджинский пояс представляет собой близширотное "сечение" серии разновозрастных близмеридиональных вулcano-плутонических поясов, субпараллельных тихоокеанской окраине (Большехinganского, Нижнезейского, Хингано-Охотского). Для обоснования такого сценария необходимо обратиться к анализу хронологии проявления позднемезозойской магматической активности в пределах прилегающих структур.

В настоящее время значительный объем геохронологических данных получен для позднемезозойских магматических комплексов, наложенных на разновозрастные структуры восточной

части Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах КНР, а также Кореи и Японии. Анализируя эти данные, следует иметь в виду, что, наряду с результатами, полученными с помощью прецизионных исследований (U-Pb-TIMS, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), в выборках присутствуют результаты и полуколичественных методов (SHRIMP, LA-ICP-MS). Тем не менее, обзор геохронологических данных, опубликованных за последние 10 лет, свидетельствует как о дискретности проявления мезозойского магматизма, так и об отчетливом его омоложении по направлению к тихоокеанской окраине Азии. В частности, в пределах северо-восточного Китая, прилегающей части Кореи, Японии выделяется следующая последовательность магматических комплексов, которая может рассматриваться в качестве системы субпараллельных поясов (по направлению к окраине континента): 160-140 млн. лет, 130-120 млн. лет, ~100 млн. лет, ~80 млн. лет [13]. Практически такой же диапазон возрастов отмечается и для магматических комплексов российского Дальнего Востока: от включаемых в состав Умлекано-Огоджинского пояса (~140 млн. лет), до Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (~70 млн. лет). В этой генерализованной латеральной зональности (с запада на восток) находят свое место: гранитоиды вехнеамурского и бурундинского комплексов (140-127 млн. лет) [9]; вулканические породы талданского комплекса (126-124 млн. лет) [9] и практически разновозрастные им андезиты восточного обрамления Амуро-Зейской впадины [9]; базальтовые андезиты, участвующие в выполнении упомянутой впадины (118-117 млн. лет) [14] и представленные в пределах ее северного обрамления, выходящие из-под кайнозойских осадков на левобережье р. Зей (119-115 млн. лет) [10]; андезиты и базальтовые андезиты унериканского и бурундинского вулканических комплексов (108-102 млн. лет) [11]; кислые вулканические породы Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса (~100 млн. лет) [5, 15]; широкая гамма пород, объединяемых в составе Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (до 70 млн. лет) [5]. Справедливости ради, следует отметить, что в такой интерпретации неизбежно встает проблема прослеживания этих поясов в северном направлении в пределах восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Этот вопрос требует самостоятельного исследования, однако не вызывает сомнения, что если и проводить корреляцию мезозойских магматических комплексов восточной части Аргунского и Буруинско-Цзямусинского террейнов, то их аналоги следует искать среди комплексов Удско-Мургаляской и Охотско-Чукотской магматических дуг.

Широкое распространение позднемезозойского магматизма вдоль тихоокеанской окраины Азии не может не указывать на связь его формирования с взаимодействием на границе океан-континент, однако, характер этого взаимодействия был и остается предметом острых дискуссий. Подробный анализ различных представлений рассмотрен в работах [4, 5, 16 и др.]. Так, одной из наиболее вероятных обстановок, обусловивших проявление раннемелового магматизма, может считаться обстановка активной континентальной окраины, как предложено в [6, 17-18]. В тоже время следует обратить внимание на то, что среди большого разнообразия магматических ассоциаций этого региона, проявлены образования, несвойственные этой геодинамической обстановке. Среди них можно отметить граниты А-типа [19-22], карбонатиты [23], комплексы метаморфических ядер [24-26 и др.], вулканы бимодальной серии в ассоциации с субщелочными гранитоидами [9, 27], вулканы с отчетливыми геохимическими признаками внутриплитного происхождения [15]. Что касается пород известково-щелочных серий, казалось бы однозначно связанных с обстановкой активной континентальной окраины, то по своим геохимическим особенностям они близки к породам несубдукционных этапов развития островных дуг и континентальных окраин [10, 11, 28]. Следует также учитывать и результаты глобальных реконструкций, которые предполагают трансформный режим на границе океан-континент в течение раннего мела [29, 30 и др.]. На основании вышеприведенных данных, можно предположить, что формирование меловых магматических ареалов Приамурья связано с чередованием субдукционных этапов и трансформных режимов вдоль тихоокеанской окраины Азии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-00643), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-08-007, 09-I-ON3-09).

Литература

1. Сухов В.И. Региональные рудно-магматические системы Приамурья / Магматогеннорудные системы. Владивосток: ДВНЦ СССР, 1979. С.45-60.
2. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192с.
3. Приамурье и сопредельные территорий [Карты]: геологическая карта. 1: 2 500 000 // С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С.7-41.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / под ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1. 572 с.

6. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т.41, № 12. С.1655-1669.
7. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
8. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
9. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12, № 6. С.38-54.
10. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т.17, №6. С.90-104.
11. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т.51, №4. С. 473-485.
12. Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В и др. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ и К-Аг датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Российская конф. по изотопной геохронологии, 25-27 ноября 2003г. С.-Пб.: [сб. матер.] С.-Пб: Центр информационной культуры, 2003. С.410-413.
13. Wang F., Zhou X-H., Zhang L-C. et al. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth. Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 251. P. 179-198.
14. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Базальтовые андезиты аптского возраста Амурско-Зейской депрессии: первые геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические данные // ДАН. 2008. Т.421, №4. С.525-529.
15. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербeko И.М., Сорокин А.П. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2005. Т.13, №3. С. 63-78.
16. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. №5. С.62-82.
17. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. №5. С.3-23.
18. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С.84-97.
19. Wei C-S., Zheng Y-F., Zhao Z-F. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China // Tectonophysics. 2000. Vol.328. P.205-227.
20. Jahn B-M., Wu Fu-Y., Capdevila R., et al. Higly evolved juvenile granites whith tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Moutains in the NE China // Lithos. 2001. Vol.59. P.171-198.
21. Wu Fu-Y., Sun D-Y., Li H., Jahn B-M., Wilde S. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chemical Geology. 2002. Vol.187. P.143-173.
22. Liu W., Siebel W., Li X., Pan X. Petrogenesis of the Linxi granitoids, Northern Inner Mongolia of China: constraints on basaltic underplating // Chem. Geol. 2005. Vol. 219. P. 5-35.
23. Ying J., Xhou X., Zhang H. Geochemical and isotopic investigations of the Laiwu-Zibo carbonatites from Western Shandong Province, China, and implications for their petrogenesis and enriched mantle source // Lithos. 2004. Vol. 75. P. 413-426.
24. Zheng Y., Wang S., Wang Y. As enormous thrust nappe and extensional metamorphic complex newly discovered in Sino-Mongolian boundary area // Sci. China. 1991. Vol. 34. P. 1145-1152.
25. Zhang X., Li T., Pu Z. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of two ductile shear zone from Yiwulushan, West Liaoning Region: age constraints on the Mesozoic tectonic events // Chin. Sci. Bull. 2002. Vol. 47. P. 1113-1118.
26. Davis G.A., Zheng Y., Wang S., et al. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold belt and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning Provinces, Northern China, in M.S. Hendrix, G.A. Davis (Eds.), Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of Central Asia: from continental assembly to intercontinental deformation // Geol. Soc. Am. Mem. 2001. Vol. 194. P. 171-198.
27. Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A. Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2002. Vol.66. № S1. P.A728
28. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2001.335 с.
29. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т.40, №11. С. 1635-1645.
30. Marruyama S., Iozaki Y., Kimura, Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 ma to the present // Island Arc. 1997.№6. P.121-142.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ДАЕК ОЛИВИНОВЫХ ДИАБАЗОВ НИЖНЕТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА

К.К. Стручков, Е.Д. Акимова

Якутский государственный университет, г. Якутск
struchkov-konstantin@rambler.ru

Процессы вторичных изменений магматических пород, в частности базитов, недостаточно изучены. Многие исследователи в петрографических описаниях довольствуются лишь перечислением вторичных минералов: карбоната, альбита, актинолита хлорита, эпидота. И при этом они оговариваются, что никакой закономерности в процессах вторичных изменений не существуют [1]. Остается неясным, как и каким образом протекают эти процессы, какие минералы при этом являются более ранними, какие более поздними. И какие термодинамические условия диктуют и влияют на кристаллизацию магмы, и что влияет на образование тех или иных ассоциаций вторичных минералов.

При интерпретации петрографических исследований двух даек нижнетриасового возраста нами установлена эволюция сложного процесса кристаллизации магмы и условия кристаллизации вторичных минералов.

Дайки нижнетриасового возраста расположены на правом берегу реки Лена в 30-ти км ниже поселка Тит-Ары, находящегося на территории Булунского улуса.

Первая дайка находится в поле развития атырдахской свиты нижнего карбона, недалеко от устья ручья Кысам. Вторая дайка прорывает осадочные толщи сахаинской свиты нижней перми и прослеживается в 1,6 км выше устья ручья Кубалах, вблизи контакта отложений нижней и верхней перми. Дайки представляют собой стенообразные тела с почти вертикальным падением. Протяженность даек — 3-5 км, мощность первой дайки — 5,1 м, второй дайки — 6 м.

Атырдахская свита (C_{1a}) представлена чередующимися между собой спонголитами, кремнистыми аргиллитами, алевролитами, среди которых изредка наблюдаются линзы светло-серых известняков, конгломератов и гравелитов.

В породах содержатся остатки раковин фораминифер, пелиципод, брахиопод.

Мощность свиты 250м.

Сахаинская свита (P_{1ch}) начинается пачкой светло-серых песчаников (мощность — 24 м), залегающих согласно на подстилающих нижнепермских породах. Выше следуют ритмично чередующиеся известковистые аргиллиты, слабоизвестковистые (содержание кальцита — 5-10 %) , известковистые (содержание кальцита — 30-50 %) алевролиты. Находка в них остатков спириферид *Lichaevia* рода, а также двустворок, близких к роду *Kolumbia* позволяет отнести эту свиту по возрасту к верхней перми.

Мощность свиты — 230м.

Микроскопические описания первой дайки

В центральной части дайки диабазы менее изменены и имеют офитовые, участками переходящие в пойкилоофитовые микроструктуры. Текстура пород массивная. Породы сложены хаотично расположенными, длиннопризматическими кристаллами лабрадора (PL₅₅, содержание — 45-50%) в интерстициях которых заключены призматические кристаллы буроватого авгита (с:Ng=52, двупреломление = 0,023 нм, 2V = + 57-60, содержание 25-30%), редкие (до 10-15 %) зерна бесцветного оливина (прямое погасание, яркая интерференционная окраска второго порядка) и чешуйчато-волоконистые агрегаты светло-зеленого хлорита-пеннина (с:Ng=0 двупреломление = 0,009 нм). Размер зерен лабрадора — 0,7-0,9 мм, авгита, оливина — 0,5-0,7 мм

Из второстепенных минералов отмечаются зерна магнетита неправильной формы и шестоватые зерна титаномагнетита, окаймленные буроватым лейкоксеном. Содержание магнетита и титаномагнетита меняется от 1-2 % до 5-10 %.

От центра дайки к эндоконтакту постепенно увеличивается содержание вторичных минералов (хлорита, кальцита, лейкоксена) от 10 до 45 и более %. Содержание пирита спорадически меняется от единичных зерен до 1-2%. Участками наблюдается частичное замещение зерен лабрадора микрочешуйчатыми агрегатами серицита (прямое погасание , яркая интерференционная окраска второго порядка) и псевдоморфное замещение мелких катаклазированных, трещиноватых зерен плагиоклаза кальцитом. Структура пород постепенно меняется на микроапофитовую. Здесь же наблюдается полное замещение авгита и оливина агрегатами хлорита, реже кальцита. Титаномагнетит замещается лейкоксеном, магнетит — пиритом. Содержание вторичных минералов приближается к 100%.

В эндоконтакте дайки структура породы переходит от апомикродиабазовой к микрогранолепидобластовой. Первичные породообразующие минералы полностью исчезают и замещаются карбонат-хлоритовыми агрегатами. Наблюдаются пылевидные вкрапленники лейкоксена и

спорадически отмечаются микро и макрожилки кальцита, появляется пирит размером до 1,0-1,3 мм. В микропрожилках агрегаты кальцита имеют гранобластовые структуры.

Таблица

Микроописания оливиновых диабазов второй дайки

Название минерала	Размер зерен в мм	Содержание в %
Альбит	0,05-0,1	5-10
Кальцит	0,03-0,05	15-20
Хлорит	0.03-0,05.	3035
Биотит	0,03-0,05	3-5
Лейкоксен	0,02-0,03	10-15
Пирит	1,0-1,3	3-5

В центральной части дайка сложена неизменными оливиновыми диабазами с офитовой микроструктурой. Размер зерен плагиоклаза лабрадора (PL₅₅₋₇₀) — 0,6-1 мм, диопсида (с:Ng=27, двупреломление = 0,027) — 0,3-0,7 мм и оливина — 0,3-0,7мм. Содержание минералов в %: лабрадор — 35-40, диопсид — 30-35, магнетит — 3-5, хлорит — 5-10, оливин — 5-10.

От центральной части к эндоконтакту наблюдается резкое изменение структуры и состава пород. Микроструктура породы меняется на апоофитовую иногда переходит в апоинтерсертальную. Диопсид и оливин замещаются тонкозернистыми агрегатами кальцита. Некоторая часть оливина сохранилась в виде реликтовых, едва диагностируемых, корродированных, изометричных зерен (размером до 0,1-0,3 мм), выделяющейся на фоне тонкозернистой кальцитовой массы. Плагиоклаз кристаллизован в двух генерациях. Плагиоклаз первой генерации кристаллизован в виде мелких микролитов размером от 0,03-0,2 мм, и представлен андезин- олигоклазом (PL₂₀₋₃₀), который характеризуется узкими полосками полисинтетического двойникования. Плагиоклаз второй генерации выделяется более крупным размером от 0,5 до 0,9 мм и по составу соответствует лабрадору, который чаще слагает широкие полосы полисинтетического двойникования. Участками лабрадор замещен тонкочешуйчатыми агрегатами серицита. Спорадически в породах наблюдаются микропрожилки кальцита мощностью 0,1 мм, и кубики пирита. Иногда содержание пирита повышается до 3-5%.

В эндоконтакте структура породы полностью меняется на апоинтерсертальную. Состав породы: плагиоклаз — 40-45%, карбонат — 50-55%. Состав плагиоклаза в крупных (0,1-0,5 мм) зернах лабрадор, в мелких зернах (0,01-0,05мм) — андезин-олигоклаз.

Апофиза дайки (мощностью 0,1 м) сложена неизменным диабазом гломеропорфировой и интерсертальной структуры. Диабаз сложен беспорядочно расположенными лейстами и микролитами плагиоклаза (лабрадора), погруженных в черное, изотропное вулканическое стекло (50-55%). Участками вулканическое стекло и более крупные лейсты лабрадора (размером 0,3-0,7 мм) частично замещены тонкозернистыми агрегатами кальцита.

Вмещающие породы первой дайки, сложенные кремнистыми алевролитами и спонголитами явились химическими неактивными и поэтому здесь процессы ассимиляции. не происходили. Активность процессов ассимиляции отмечается при кристаллизации магматического расплава второй дайки. Здесь химически активный Са мигрировал из известковистых алевролитов в диабазы и способствовал карбонатизации пород.

Вследствие.влияния петрогенных элементов на кристаллизацию магмы структуры диабазов в дайках изменчивы по латерали и по вертикали (рис.1 и рис.2).

В заключении на основе анализа петрографических описаний можно сделать следующие выводы:

- 1) По ассоциации вторичных минералов и текстурно-структурным особенностям пород вторичные изменения оливиновых диабазов можно отнести к процессам аутометасоматоза.
- 2) Кристаллизация магмы в дайках происходила последовательно от эндоконтакта к центру.
- 3) Структурные особенности пород и минеральные ассоциации вторичных минералов зависят от следующих факторов:
 - от гипсометрического уровня кристаллизации магмы.
 - химической активности вмещающих пород.
 - от состава и влияния петрогенных элементов.

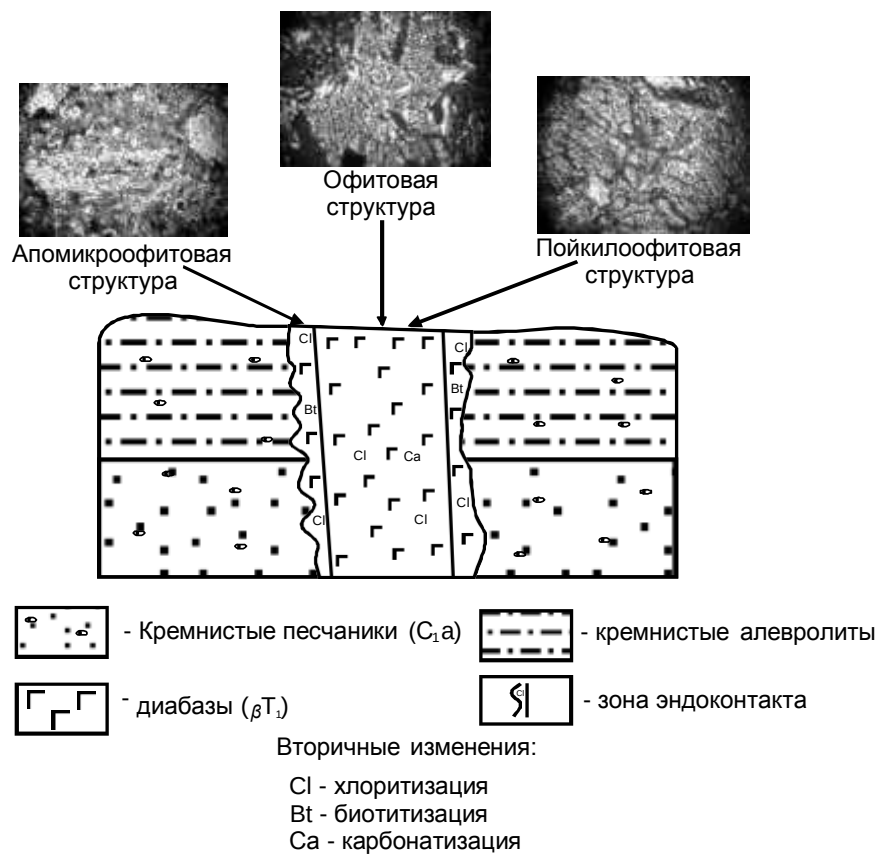


Рис.1. Постмагматические изменения первой дайки

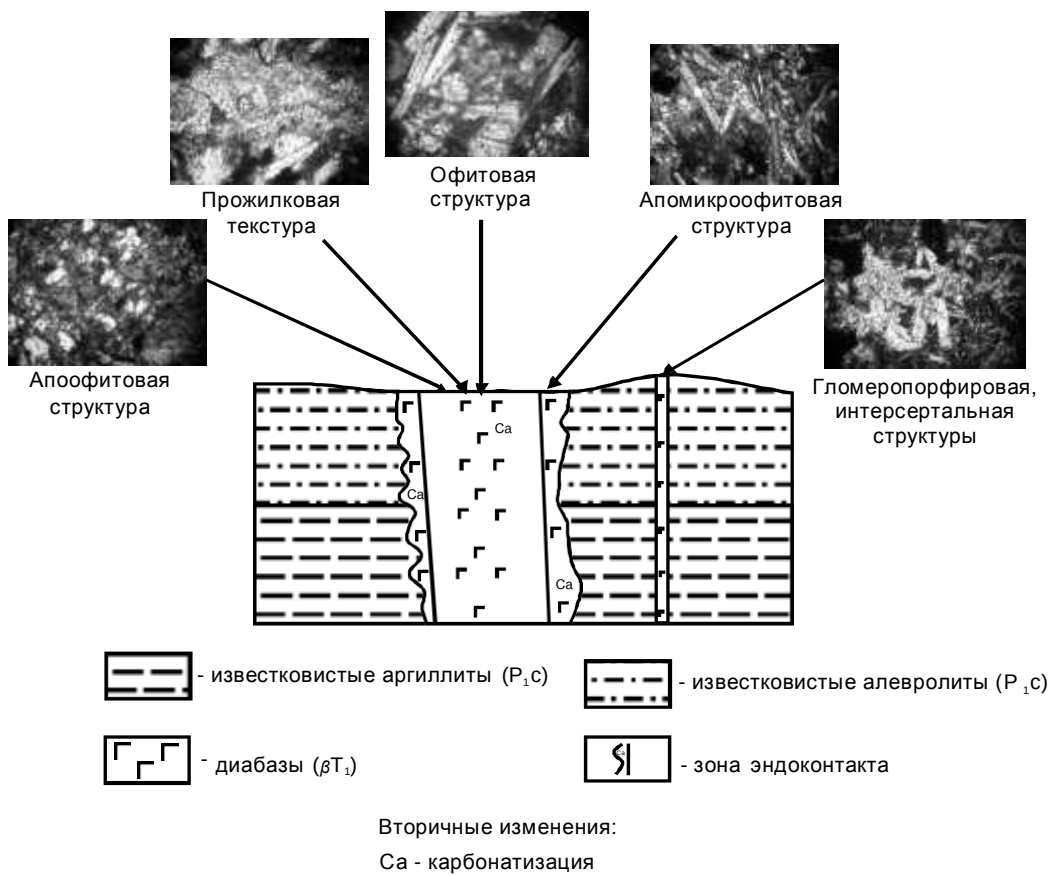
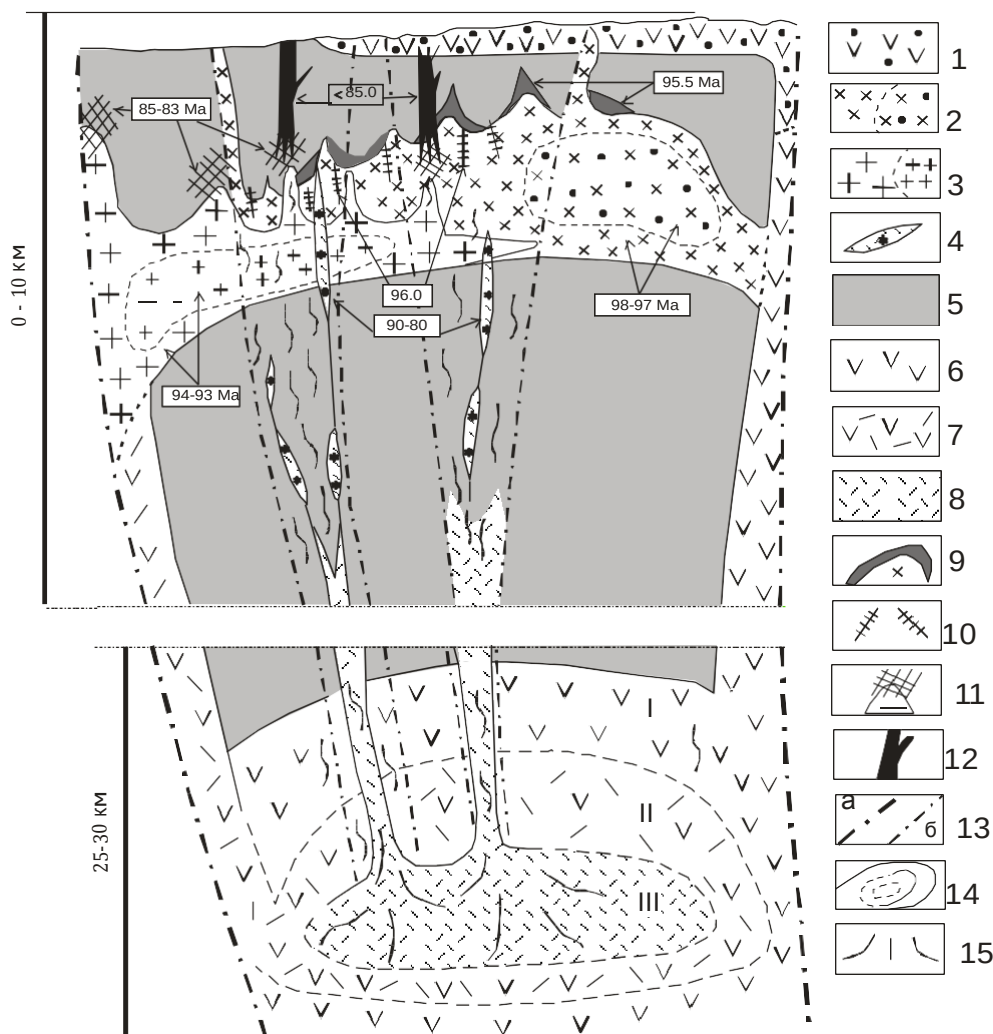


Рис.2. Постмагматические изменения второй дайки



4) При продвижении магмы в более высокие горизонты происходит повышение парциального давления и повышение содержания воды, углекислого газа. Вследствие чего диабазы приобретают эффузивный облик и при активном участии процессов ассимиляции, девитрификации вулканического стекла и деанортизации плагиоклазов произошли вторичные изменения в виде карбонатизации пород.

5) При кристаллизации магмы в более абиссальных условиях преобладает хлоритизация, карбонатизация пород.

6) В связи с малой мощностью даек экзоконтактовые изменения и процессы магматической дифференциации незначительны.

Литература

1. Колодезников И.И., Сурнин А.А.,. Рукович В.Н. Петрография вулканогенных и интрузивных пород // Базитовый вулканизм Восточной Якутии. Иркутск ИГУ, 1988. С.119-127.
2. Кузнецов А.А. Соотношение петрогенных и летучих компонентов в силикатных расплавах // Тектоно - магматический процесс. Ленинград: Недра, 1977.С. 70.

ПРИРОДА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И КАРБОНАТИТОВ

В.С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.Якутск

Полученные в последние десятилетия данные о горячем образовании планет земной группы и существовании на них океанов магмы глубиной во многие сотни километров [4, 6] объясняют происхождение и главные особенности размещения кимберлитов и карбонатитов. По разработанной модели [3], после завершения аккреции на Земле существовал магматический океан глубиной около 240 км. Вследствие расслоенности по составу затвердевание его происходило сверху вниз. В результате кристаллизации кислого верхнего слоя в раннем докембрии сформировалось большинство пород кристаллической коры континентов. Фракционирование нижних пикритового и перидотитового слоев океана, в соответствии с экспериментальными данными [5], привело к образованию карбонатитовых (при отношении CO_2 к $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ более 60 мол. %) и лампроитовых (при меньшей величине этого отношения) остаточных расплавов. При давлении менее 2,0 – 2,6 ГПа фракционирование пикритового слоя сопровождалось разделением силикатной и карбонатитовой составляющих расплавов вследствие их несмесимости. Это обусловило возникновение карбонатитовых магм. Вследствие полной смесимости при большем давлении силикатной и карбонатитовой составляющих расплавов и более высокой температуры придонного перидотитового слоя его фракционирование привело к формированию переходных по составу кимберлитовых расплавов карбонатитовой и лампроитовой магматических серий [3]. Такое происхождение кимберлитовых и карбонатитовых магм объясняет главные особенности состава и размещения сформированных ими пород.

Только медленное фракционирование в течение большей части истории Земли глубинных слоев магматического океана объясняет гигантское накопление в остаточных расплавах карбонатитового и кимберлитового состава редких земель (до нескольких тысяч хондритовых норм), воды, углекислоты, щелочей фосфора и других расплавофильных компонентов. Вследствие глобального распространения продуктов фракционирования перидотитового слоя магматического океана под древними платформами все их части перспективны на обнаружение кимберлитов и видимо только слабая изученность некоторых из них является причиной отсутствия здесь выявленных кимберлитовых тел.

Нижняя часть континентальной литосферы на глубине образования большинства карбонатитовых и кимберлитовых расплавов (при давлении 1,8 – 7 ГПа) в настоящее время имеет температуру 600 – 1400°С, что в среднем выше температуры солидуса богатых водой карбонатитовых расплавов (600 – 700° [3]). Следовательно, эти расплавы до сих пор существуют и формируются в основании континентальной литосферы в результате фракционирования остатков магматического океана. Это подтверждается увеличением интенсивности кимберлитового и карбонатитового магматизма в течение фанерозоя и постепенным повышением в карбонатитах содержания наиболее низкотемпературных расплавофильных компонентов [3]. Остаточные расплавы, видимо, размещаются в виде линз, прослоев и жил, сопоставимых по объему с телами кимберлитов и карбонатитов. Поэтому для внедрения магм этих пород в земную кору необходимы лишь процессы тектонических деформаций континентальной литосферы, которые приводили к выжиманию и всплыванию остаточных расплавов вдоль формировавшихся зон наиболее интенсивного растяжения. Генетическая связь с такими деформациями объясняет главные особенности размещения кимберлитов и карбонатитов на платформах.

Под океанами и участками платформ, сформированных поздними геологическими процессами, отсутствуют нижние части континентальной литосферы с фракционирующими остатками перидотитового слоя магматического океана. Это объясняет отсутствие здесь кимберлитов и природу правила Клиффорда.

Многие исследователи [1] отмечали пространственную связь кимберлитов и карбонатитов с рифтами и авлакогенами на древних платформах. Большинство карбонатитов располагается в осевой части рифтов, а кимберлитов – в удалении на 200 – 300 км от них. Это обусловлено растяжением литосферы над областями всплывания и растекания горячего мантийного вещества. Выжимание карбонатитовых и более мафических остаточных расплавов из бывшего пикритового слоя магматического океана по зонам интенсивного растяжения привело к образованию карбонатитосодержащих магматических комплексов преимущественно в рифтах и в их ближайших окрестностях. Блоки самого нижнего перидотитового слоя перемещались в дальние окрестности рифтов растекавшимися струями астеносферного вещества. Поэтому выжимавшиеся из них кимберлитовые расплавы формировали кимберлитовые тела чаще всего в некотором удалении от этих отрицательных структур. С этим же связана значительная сопряженность во времени процессов образования карбонатитов и кимберлитов и обычно на миллионы лет более позднее формирование кимберлитов [1].

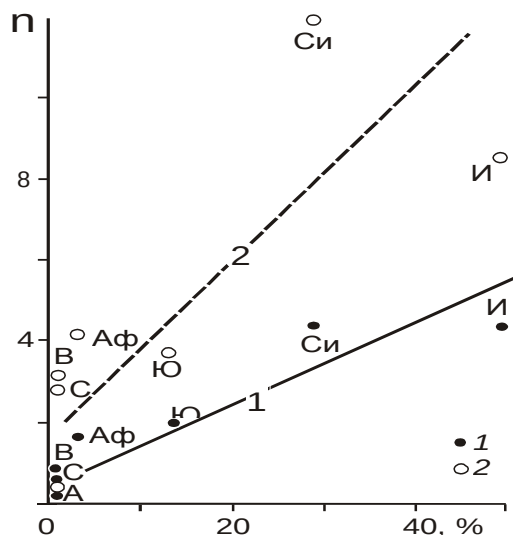


Рис. 1. Прямая зависимость количества n кимберлитовых полей (1) и карбонатитосодержащих комплексов (2) на 1 млн. км от доли площади, занятой траппами, на Австралийской (А), Африканской (Аф), Восточно-Европейской (В), Индийской (И), Северо-Американской (С), Сибирской (Си) и Южно-Американской (Ю) платформах. Построен по данным [1].

Огромное снижение давления в поднимающихся струях горячего вещества должно было приводить к плавлению наиболее легкоплавких пород мантии, эклогитов, с образованием основных магматических очагов в астеносфере и траппов на платформах. Чем больше сформировалось траппов, тем более интенсивным деформациям подвергалась континентальная литосфера и тем больше в ней должно было образоваться кимберлитов и карбонатитов. Выполненные подсчеты для всех главных древних платформ на основании опубликованных данных [1] подтвердили существование такой прямой зависимости (рис. 1). Больше всего, 4 кимберлитовых поля и 12 и 8 карбонатитосодержащих комплексов на 1 млн. км², содержится на Сибирской и Индийской платформах, на которых соответственно около 30 и 50 % поверхности покрыто траппами.

Анализ опубликованных данных [1] показал, что из 308 установленных тектонических нарушений, контролирующих размещение алмазонасных кимберлитов на различных континентах, 119 (39 %) являются субмеридиональными, 87 (28 %) имеют северо-западное простирание, 85 (27,6 %) – северо-восточное и лишь 17 (5,4 %) – субширотное. Алмазонасность кимберлитов, контролируемых северо-восточными нарушениями, составляет в среднем 306 условных единиц, меридиональными – 268, северо-западными – 236 и субширотными – 124 [3].

Эти зависимости иллюстрируют связь платформенного магматизма с субмеридиональными линияментами. Такие сквозьструктурные ленияменты протяженностью в тысячи километров были выявлены с учетом космических данных на Русской и Сибирской платформах. Карбонатитовые массивы располагаются в местах пересечения этих ленияментов с рифтами и авлакогенами, кимберлитовые поля – на этих ленияментах в удалении от данных отрицательных структур [1].

Преимущественная связь кимберлитов и карбонатитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями и ленияментами, а также повышенная алмазонасность кимберлитов в этих нарушениях вполне закономерны и хорошо объясняются существованием медленного западного дрейфа земной литосферы. Причины такого дрейфа обсуждаются в геологической литературе уже более ста лет [2]. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость его оценена в 0,11° за миллион лет [7]. Существование такого дрейфа связано с влиянием силы Кориолиса на мантийную конвекцию [3]. Возникновение этой силы обусловлено вращением Земли вокруг своей оси. Всплывающее вещество под влиянием инерции покоя стремится сохранить свою небольшую линейную скорость вращения, присущую внутренним частям Земли, и поэтому отклоняется к западу. Под его воздействием большинство плит Тихого океана движется на запад, островодужные зоны субдукции и тыловые окраинные моря в настоящее время размещаются только в западной части этого океана, а срединно-океанический хребет – в восточной. Влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию и сильный наклон конвективных потоков объясняют отсутствие в мантии по данным сейсмической томографии четко выраженных вертикальных колонн разогретого и холодного вещества.

Вследствие западного дрейфа континентальные литосферные плиты во многих районах Земли скользят по астеносфере. Сцепление выступов в подошве этих плит с астеносферой приводит к возникновению в нижних частях континентальной литосферы перпендикулярных к направлению движения зон растяжения, особенно в передовой части литосферных корней. Такие зоны растут снизу вверх и поэтому являются наиболее удобными путями для выжимания самых глубинных и алмазонасных кимберлитовых остаточных расплавов и продуктов их частичной кристаллизации. Это является причиной преимущественной связи кимберлитов с субмеридиональными тектоническими разломами и ленияментами и их наиболее высокой алмазонасности в зонах таких нарушений.

Известно, что континентальная литосфера на древних платформах имеет различную мощность. К окраинам платформ она обычно уменьшается, видимо, под влиянием эродирующего воздействия на нее конвективных потоков астеносферного вещества. Из этого следует, что на окраинах платформ обычно отсутствуют нижние части континентальной литосферы, содержащие кимберлитовые по составу остаточные расплавы и субстраты. Поэтому края платформ не благоприятны для образования кимберлитов, особенно высокоалмазоносных. Карбонатитовые магмы формировались путем ликвации остаточных расплавов пикритового слоя магматического океана на значительно меньшей глубине, чем кимберлитовые магмы. Следовательно, на краях древних платформ карбонатитосодержащие комплексы должны возникать значительно чаще, чем кимберлиты. На этих краях континентальная литосфера обычно подвергалась интенсивным тектоническим деформациям под воздействием окружающих плит. Поэтому карбонатитовые и другие остаточные расплавы пикритового слоя здесь наиболее часто выжимались в земную кору и формировали карбонатитсодержащие комплексы. Это подтверждает рис. 2, который показывает, что максимальное их количество располагаются в интервале 0 – 200 км от края древних платформ и контролируется перикратонными поясами разломов. С удалением от края количество карбонатитовых тел постепенно уменьшается. Кимберлитовые поля на краях платформ встречаются значительно реже, максимальное количество их располагаются в полосе 200 – 400 км от краев, где континентальная литосфера имеет большую мощность.

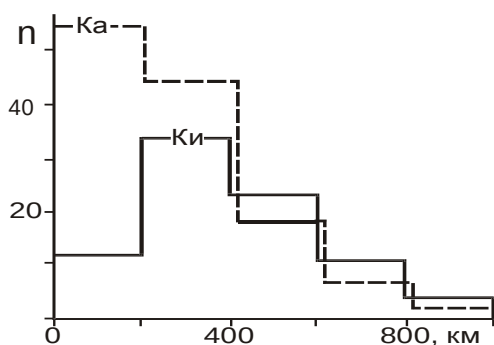


Рис. 2. Распределение количества **n** карбонатитовых комплексов (Ka) и кимберлитовых полей (K) на главных древних платформах в зависимости от расстояния до их ближайшего края. Построен по данным [1].

Большая глубина зарождения алмазоносных кимберлитовых магм по сравнению с неалмазоносными и особенно с карбонатитовыми и утонение континентальной литосферы к краям платформ за счет эрозии ее глубинных частей являются причиной чаще всего уменьшения алмазоносности кимберлитов и смены их карбонатитами в этом направлении.

Литература

1. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогенез, прогноз). М: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
3. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. – Якутск: ОАО «Медиа-Холдинг Якутия», 2009. 352 с.
4. Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys. Res. 1983. Vol. B 88, № 6. P. 4963–4983.
5. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // J. Petrol. 1975. Vol. 16. N 3. P. 520–548.
6. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press, 2000. P. 361–395.
7. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B3. P. 1049–1061.

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЬЮН (В.ЯКУТИЯ)

Г.С. Анисимова¹, Р.И. Протопопов²

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

² ЗАО «Янская ГДК», г. Якутск

В условиях экономического кризиса малотоннажные месторождения с богатыми рудами, примером которых является объект исследования, представляют особый интерес. Золоторудное месторождение Вьюн является составной частью Эльгенджинского рудного узла Адычанской золотоносной зоны и представлено минерализованной зоной протяженностью до 1,0 км, образованной стержневой дайкой гранодиорит-порфиров [1]. Она контролирует позицию золото-кварцевых жил, лежащих параллельно вдоль обоих контактов, иногда пересекающих дайку. Крутопадающая (60–80°) рудная зона имеет северо-восточное простирание, с азимутом 40–50°, и переходящее на 70° на северо-восточном фланге. По падению рудная зона прослежена на 200 м от наиболее высокой гипсометрической отметки, и на 100 м от наиболее низкой. Мощность дайки 2–8 м. Рудные жилы на северо-восточном фланге дайки удаляются от нее на 30–40 м. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами, реже глинистыми сланцами някуньинской свиты верхнего триаса.

Руды месторождения представлены в основном полосчатой, вкрапленной, гнездово-вкрапленной, прожилково-вкрапленной, реже брекчиевидной и массивной текстурами. Жилы преимущественно образованы матово-белой и серовой разновидностями кварца полосчатой текстуры, которая обусловлена многочисленными включениями реликтов углеродистого материала глинки трения, песчаников и глинистых сланцев.

Особенности минерального состава. Минеральный состав руд довольно простой. Главным жильным минералом является кварц. Другие жильные минералы представлены альбитом, карбонатами, серицитом, хлоритом.

Сульфиды в рудных телах распределены неравномерно и в количественном отношении не превышают 1–3%. Среди рудных минералов преобладает арсенопирит, который по существу является сквозным минералом. Реже отмечаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, а блеклая руда представлена тетраэдритом, фрейбергитом, аргентитом и встречается спорадически. В незначительном количестве отмечается бурнонит.

Арсенопирит является одним из главных рудных минералов со сквозным распространением. В окварцованных алевролитах арсенопирит образует рассеянную вкрапленность идиоморфных призматических кристаллов. Нередко кристаллы катаклазированы и тогда по трещинкам нередко проникают более поздние сульфиды и золото. Состав арсенопирита Вьюнского месторождения, как и минерал всех золотоносных месторождений, характеризуется высокой сернистостью и низкой мышьяковистостью. Среди элементов-примесей доминируют сурьма, свинец, цинк, никель, что соответствует минеральным парагенезисам с галенитом, сфалеритом, бурнонитом. Никель всегда преобладает над кобальтом. Постоянные примеси алюминия, магния, титана и натрия объясняются приуроченностью выделений арсенопирита к углисто-пелитовому материалу. Для минерала характерна высокая золотоносность, достигающая сотен г/т, что позволяет рассматривать арсенопирит в качестве положительного минералогического критерия оруденения.

Пирит встречается повсеместно, но реже чем арсенопирит. Сульфид Fe присутствует во всех структурно-морфологических и минеральных типах руд, образуя разнообразные по морфологии выделения в кварце, а также во вмещающих осадочных породах. Во вмещающих осадочных породах преобладает пирит кубической, пентагон-додекаэдрической и глобулярной форм. Жильный пирит имеет, в основном, неправильную форму.

С пиритом в данном месторождении ассоциирует самородное золото (электрум) серебристо-белого цвета, иногда низкопробное Au образует мирмекитовые выделения в пирите. Обычно по трещинкам в пирит проникают более поздние минералы.

По составу пирит месторождения Вьюн соответствует стехиометрическому. Из примесей присутствуют As, Sb, Pb, Zn, Ni и Co. Причем Ni несколько преобладает над Co, что характерно для гидротермальных месторождений.

Халькопирит является распространенным рудным минералом после арсенопирита и пирита. В некоторых рудах является основным рудным минералом. Наблюдается он в кварце в виде выделений

неправильной формы. При микроскопическом исследовании отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. Иногда мирмекитовые скопления халькопирита и сфалерита заполняют пустотки в скелетных кристаллах арсенопирита. В ассоциации с самородным золотом проникает по трещинкам катаклазированного арсенопирита или находится в нем в виде выделений округлой формы.

Сфалерит встречается реже, чем халькопирит. Минерал встречается в кварце в виде выделений неправильной формы и разрозненных монокристаллов. Часто в сфалерите отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Иногда в ассоциации с самородным золотом сфалерит заполняет трещины в пирите.

По составу сфалерит месторождения Вьюн относится к умеренножелезистому (до 3,31%) типу. Из примесей в значительных количествах присутствует медь (до 1,21%), что возможно объясняется эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Кадмий и индий в сфалерите отмечаются sporadически.

Галенит — второстепенный минерал. Встречается в кварце в виде аллотриоморфных выделений в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, бурнонитом и самородным золотом. Часто как более поздний минерал проникает по трещинкам в ранние сульфиды — пирит и арсенопирит, нередко в тесном сочетании с халькопиритом и самородным золотом. В галените наблюдаются скелетные кристаллы арсенопирита, аллотриоморфные выделения сфалерита и халькопирита, халькопирита и самородного золота. Галенит в пирите иногда образует мирмекитовые скопления. В тесном парагенезисе с бурнонитом отмечается в кварце.

По химическому составу галенит месторождения Вьюн стехиометричен. Несколько необычна постоянная примесь железа, что вероятно объяснимо парагенезисом с арсенопиритом. В некоторых пробах в виде примеси отмечаются Bi, Cu, Zn. По данным полуколичественного спектрального анализа элементы-примеси: Sb, Cu, Zn, Fe, As, Au, Ag — находятся в повышенных концентрациях, что свидетельствует о тесной ассоциации галенита с арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, бурнонитом и самородным золотом.

Таблица

Химический состав блеклых руд месторождения Вьюн

№ пп	Минерал	Содержание элементов, мас. %						Сумма
		Ag	Cu	Fe	Zn	Sb	S	
1	Аргентотетраэдрит	36,99	13,93	1,58	1,63	25,03	20,04	99,2
2		35,54	14,96	1,52	2,13	24,10	19,12	97,37
3		29,61	17,30	2,12	3,17	24,13	20,75	97,07
4		33,67	16,33	1,50	2,69	22,87	21,09	98,15
5		31,42	15,14	1,81	2,21	27,68	21,09	99,35
6		29,84	17,58	2,27	3,00	25,02	21,24	98,95
7	Тетраэдрит	2,62	36,91	3,07	4,41	28,59	25,35	100,95
8		3,19	34,46	3,09	5,24	29,19	25,16	100,33
9		2,9	36,86	2,86	4,98	27,87	24,15	99,62
10		2,72	36,16	2,77	4,81	28,23	24,19	98,88
11	Фрейбергит	25,13	18,43	3,82	0,34	26,65	22,94	97,32
12		24,93	19,32	3,82	0,33	26,69	23,41	98,50
13		23,91	18,79	4,39	0,33	26,83	23,60	97,85
14		23,86	19,62	4,12	0,36	26,96	22,53	97,45

Блеклая руда — в рудах месторождения встречается sporadически. По результатам микрозондового рентгеноспектрального анализа и по содержанию Ag блеклая руда описываемого месторождения представлена тетраэдритом, фрейбергитом и аргентотетраэдритом (таблица).

Тетраэдрит образует ксеноморфные вкрапленники, прожилки и зернистые агрегаты в кварце в ассоциациях с халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В виде изометричных включений в блеклой руде находятся халькопирит, сфалерит, арсенопирит.

Содержание серебра в тетраэдрите колеблется в узких пределах от 0 до 3,19% (таблица). Примесь железа находится до 3,07%, наиболее высоких концентраций достигает цинк (до 5,24%).

Тетраэдрит, как правило, окислен с образованием тонких каемочек, просечек малахита, азурита, халькозина и ковеллина.

Фрейбергит (тетраэдрит с содержанием Ag — 10-29%) встречается во вкрапленном типе руды. Минерал образует тесные сростания с халькопиритом и в виде включений содержит галенит и арсенопирит. С ним часто ассоциирует низкопробное самородное золото и галенит.

По результатам рентгеноспектрального микрозондового анализа содержание серебра в фрейбергите колеблется в пределах 23,86-25,40% (таблица). В составе минерала в отличие от тетраэдрита железо существенно преобладает над цинком.

Аргентотетраэдрит (тетраэдрит с содержанием серебра >29%) отмечается совместно с тетраэдритом в руде прожилково-вкрапленной текстуры. Минерал образует аллотриоморфные выделения в тесном парагенезисе со сфалеритом и халькопиритом. В кварце, где наблюдается высокосекребристый тетраэдрит, встречаются также гипидиоморфные кристаллы арсенопирита.

По данным микрозондового рентгеноспектрального анализа содержание серебра в минерале колеблется от 29.61 до 36.99% (таблица). Другие примеси представлены железом (2,27%) и цинком (до 3,17%).

Бурнонит обнаружен впервые в рудах месторождения Вьюн. Минерал в виде микроворстков с галенитом и в тесном парагенезисе с халькопиритом, галенитом и самородным золотом отмечается в руде вкрапленной текстуры. Состав бурнонита, определенный на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-misgo» соответствует стехиометрическому и стерилен в отношении примесей.

Типоморфные особенности самородного золота . По морфологии самородное золото месторождения характеризуется, в основном, комковидными и комковидно-ветвистыми разностями, реже отмечаются пластинчатые вкрапления и чешуйки, наблюдаются также комковидные частицы, скелетные сростки, клиновидные и неправильные выделения с отпечатками кристаллов других минералов. Спорадически встречаются округло-ограниченные золотины.

Преобладающая масса самородного золота месторождения Вьюн ассоциирует с сульфидами. Причем, в основном, отмечается в раннем пирите и арсенопирите, с поздними галенитом, халькопиритом, сфалеритом, бурнонитом и очень редко с блеклыми рудами благородный металл образует тесные парагенезисы. В то же время следует отметить, что по результатам технологического испытания до 87 % самородного Au находится в свободном состоянии и его извлекаемость из руд составляет 70-75 % при гравитационном обогащении. В свободном виде самородное золото приурочено, преимущественно, к реликтам углефицированных глинистых пород. Установлена широкая вариация состава самородного золота месторождения Вьюн от электрума до высокопробного. Доминируют золотины со средней пробностью (800-899 ‰). Электрум отмечается спорадически и по трещинкам катаклаза проникает в пирит, иногда в тесном парагенезисе с халькопиритом и галенитом. Низкопробные (700-799 ‰) золотины обнаружены среди полосчатых и высокосульфидных прожилково-вкрапленных текстур руд. Мирмекитовые выделения низкопробного золота наблюдаются в пирите, ассоциирующем с арсенопиритом и галенитом. Среднепробные золотины, которые доминируют над всеми остальными, ассоциируют со всеми сульфидами, блеклыми рудами и сульфосолями, встречаясь в различных типах руд. Во всех золотилах ртуть преобладает над медью. Ртуть по существу является постоянной типоморфной примесью. Максимальные концентрации ртути (до 0,6 %) присущи электруму, т.е. низкопробные золотины более ртутоносны.

Выявлены довольно высокие концентрации Au в сульфидах в целом по месторождению [1]. Высокая золотоносность сульфидов, выдерживающаяся с глубиной месторождения Вьюн, является благоприятным признаком перспективности оруденения. Постоянная ртутистость самородного золота и парагенезис Ag сульфосолей в ассоциации с электрумом являются индикаторами телескопированной эпитеpmальной минерализации Au, Ag, Hg, сближенного с этими рудоносными зонами Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса. Промышленная золотоносность руд определяется Au-пирит-арсенопиритовым, Au-халькопирит-галенитовым и Au-блеклорудным парагенезисами.

Литература

Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. Геологическое строение и состав руд нового золото-кварцевого месторождения Вьюн // Руды и металлы. 2009. №5. С.59-69.

СОСТАВ И СТЕПЕНЬ АНОМАЛЬНОСТИ ПЕРТИТОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Е.В. Богомазова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Полевые шпаты широко распространены во многих магматических и осадочных породах и занимают ведущее положение среди минералов в строении верхней литосферы. Они широко представлены в пегматитах и жильных образованиях, являются важными породообразующими минералами метаморфических и осадочных пород, кристаллизующихся в широком интервале температур и давлении [1]. В связи с этим представляет большой научный и практический интерес решение вопросов связанных с проблемами структурного типоморфизма этой группы минералов.

Пертиты — закономерные вроски альбита в калиевом полево шпате, представляющие собой продукты распада или замещения. Переход гомогенного полевого шпата в пертит постепенный. При спинодальном распаде продукты распада различаются только по составу при одинаковых параметрах ячейки. При укрупнении продуктов распада образуются когерентные пертитовые срастания, в которых решетки различаются по величине параметра a , но имеют одинаковые параметры b и c и искаженные углы ячейки. Пертитовые срастания могут быть видны макроскопически или под микроскопом, а особенно тонкие из них оказываются за пределами разрешающей способности микроскопа и определяются лишь рентгеновскими методами [2].

Согласно Д.Стьюарту и Т.Райту, около одной трети природных калишпатов со структурной точки зрения являются аномальными, т.е. не обладают полным соответствием параметров ячейки, фазового состава и упорядоченности. Аномальный характер изменения параметров элементарной ячейки в полевых шпатах может быть вызван различными причинами. Одной из них является возникновение упругих напряжений на границе раздела двух фаз при распаде твердого раствора. Другой возможной причиной напряженности ячеек калишпатов является присутствие в решетке катионов с большими ионными радиусами [3].

Цель данной работы состоит в исследовании особенностей структурной аномальности K-Na ряда полевых шпатов Верхнего Приамурья с помощью дифрактометрических и ИК-спектрометрических данных.

Согласно дифрактометрическим данным установлено, что все объекты исследования представляют собой смесь калиевой и натриевой фаз, кристаллизующихся в триклинной сингонии с аномальными значениями параметра a [4].

Аномальность полевошпатовых соединений проявляется в присутствии на рентгендифракционном спектре двух дифракционных максимумов с индексами 201, соответствующих калиевой и натриевой фазам. Данный эффект объясняется возникновением упругих напряжений в плоскости срастания фаз при когерентном характере границ и свидетельствует о структурной аномальности исследуемых соединений.

Согласно Франк-Каменецкому В.А. [5], оценка степени аномальности проводится на основе аномальных изменений периодов решетки b и c , которые лежат в плоскости срастания сосуществующих фаз в пертитах, с использованием формулы:

$$Or_{204-060}^{аном} = \Delta Or_{204-060}^{изм} - \Delta Or_{204-060}^{быч}$$

где значения $\Delta Or_{204-060}^{изм}$ и $\Delta Or_{204-060}^{быч}$ определяются из графиков [5] по углам $2\theta_{204}$ и $2\theta_{060}$.

Содержание алюминия в тетраэдрах определяется методом Д.Стьюарта и Т.Райта [5] по следующим формулам:

$$t_1(K) = 7.88 - 0.790 \cdot \Delta 2\theta_{204-060}$$

$$t_1(Na) = 7.50 - 0.755 \cdot \Delta 2\theta_{204-060}$$

Данные по Al-Si- распределению представлены в таблице.

Минусовые значения степени аномальности свидетельствуют об уменьшении параметров, вызванном когерентным срастанием фаз.

Анализ полученных данных представленных в таблице, в сопоставлении с источником [5] и рентгенофазовым анализом, позволяет сделать вывод о том, что все исследуемые образцы являются ортоклазами.

Установлено [4], что параметр a не зависит от Al-Si-упорядоченности, следовательно, он может быть использован для определения полевошпатового состава [5].

Состав сосуществующих фаз в пертитах определяется по положению дифракционного максимума 201 по формуле:

$$Or = -92.18 \cdot 2\theta_{201} + 2030.05$$

Точность определения состава (Or, %) составляет $\pm 2\%$ [5]. Результаты представлены в таблице.

В результате проведенной работы сформулированы следующие выводы:

Образцы обладают значительной напряженностью ячейки, которая не зависит от Al-Si упорядоченности и своими значениями, при сопоставлении с дифракционными данными, свидетельствует о принадлежности исследуемых образцов к микропертитам.

При сопоставлении рентгенографических и ИК-спектроскопических данных установлено, что зависимость угла оптических осей ($2V$) от степени аномальности не наблюдается.

Таблица

Степень аномальности соединений К-На ряда

№	$\Delta Or^{изм}$	$2\theta_{204}$	Or, %	$t_1(K)$	$\Delta Or^{выч}$	$Or_{204-060}^{ан}, \%$	$2V, град.$
1	85.0	20.98	96	0.83	93.5	-8.5	73.92
2	86.4	21.03	92	0.79	87.0	-1.0	83.41
3	86.0	21.04	91	0.77	86.0	0.0	83.88
4	84.0	21.04	91	0.77	86.0	-2.0	84.83
5	90.0	21.04	91	0.82	93.5	-3.5	88.15

Литература

1. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 208с.
2. Минералы: Справ. Т.5: Каркасные алюмосиликаты. Вып.1: Фельдшпатоиды / под. ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. М.: Наука, 2003.379с.
3. Кумеев С.С. Полевые шпаты-петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 208с.
4. Астапова Е.С., Богомазова Е.В., Моисеенко В.Г. Al-Si-упорядоченность и степень аномальности пертитов Верхнего Приамурья // ДАН. 2009.Т.429, №1.С.94-96.
5. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / под ред. В.А. Франк Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359с.

СЕЛЕН, ВИСМУТ И РТУТЬ, КАК КРИТЕРИЙ ТИПИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ

А.Е. Будяк, Н.Н. Брюханова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Черносланцевые формации осадочно-метаморфических комплексов за счет обогащения как рудными так и сопутствующими компонентами, в большинстве случаев, являются геохимически аномальными образованиями. В отложениях черносланцевых формаций различных регионах мира, обнаружено большое количество месторождений золота, урана, платиноидов, полиметаллических руд и других полезных ископаемых различного масштаба и генезиса.

Месторождения золота, локализованные в углеродистых осадочно-метаморфогенных толщах, объединяемые многими исследователями в единое «черносланцевое семейство» [1 и др.], зачастую имеют различный источник рудного компонента и различаются по типу формирования.

Целью проведенного исследования является выявление закономерностей поведения группы элементов-тиофилов (Hg, Bi, As, Se, Te) при образовании золоторудных месторождений различного генезиса, приуроченных к черносланцевым отложениям.

Объектами исследований были выбраны месторождения метаморфогенно-гидротермального типа — «Сухой Лог», «Голец Высочайший» расположенные в Бодайбинском районе Восточной Сибири [2], а также метаморфогенно-магматогенного (плутоногенного) гидротермального типа — месторождение «Ветвистое», находящееся в Муйской структурно-формационной зоне, и месторождение «Погромное», расположенное на территории Шилкинского района Читинской области [3].

Определение микроэлементов в породах осуществлялось: Se — флуориметрическим методом с 2,3-диаминонафталином (предел обнаружения (ПО) 0,04 г/т, прецизионность (s_r) 50%); Bi — атомно-абсорбционной спектроскопией (ААС) (ПО 0,1, s_r 60%); As — ААС с генерацией гидридов; Hg — ААС с методом "холодного пара" (ПО 0,002 г/т, s_r 20%); Au — ААС (ПО 0,0005 г/т, s_r 25%); Ag — ААС (ПО 0,001 г/т, s_r 25%).

Средние содержания микроэлементов в породах исследованных месторождений представлены в таблице.

Как следует из представленных данных, в месторождениях метаморфогенно-гидротермального типа (**Сухой Лог и Голец Высочайший**) содержания Se, Bi, Au, Ag от неизменных пород к минерализованным и рудоносным сланцам увеличивается, а Hg понижается.

Селен и теллур зачастую являются элементами спутниками благородных металлов на эпitherмальных Au-Ag и колчеданных месторождениях, где золото и серебро присутствуют в виде теллуридов и селенидов. В нашем случае, наблюдается увеличение содержаний селена более чем в 10 раз, но концентрация теллура при этом не изменяется, оставаясь на уровне предела обнаружения. Увеличение концентрации висмута в 10 — 20, а мышьяка в 2 — 5 раз в черных сланцах, как правило сопровождается ростом содержания S [4]. Характерным для месторождений Сухоложского типа, является резкое уменьшение концентраций Hg в рудной зоне рассматриваемых месторождений (от 0,п до 0,0п г/т).

Для выявления связей элементов был применен корреляционный анализ. На его основе были получены следующие результаты: в образцах из *вмещающих пород* выделяются 2 группы элементов, коррелирующих между собой: Se, Bi, Au и As, Hg, Ag. В зоне *околорудной минерализации* всякие корреляционные связи распадаются, за исключением селена и висмута, связь между которыми сохраняется (коэффициент корреляции (КК) 0,67). Золото коррелирует только с мышьяком (КК 0,58). В рудной зоне вся группа рассмотренных элементов имеет высокую положительную корреляционную связь (КК от 0,60 до 0,86) между собой, за исключением ртути, поведение которой резко изменяется. Корреляция Hg с остальными элементами носит отрицательный характер КК Se -0,7, Bi, Au -0,6; As, Ag -0,5.

На месторождении Голец Высочайший корреляционная связь предложенных для рассмотрения элементов вмещающих пород повторяет аналогичную зону месторождения Сухой Лог. В зоне *околорудной минерализации* ситуация так же идентична, за исключением положительной корреляции Au и Hg (КК 0,52). Однако в *рудной зоне* никаких отличий в корреляции рассматриваемых элементов от месторождения Сухой Лог не отмечается. Ртуть так же отрицательно коррелирует как с основными рудными компонентами месторождения (КК Au -0,48, Ag -0,44), так и с сопутствующими рудообразованию элементами (КК от -0,63 до 0,71).

При изучении поведения выделенной группы элементов на месторождениях метаморфогенно-магматогенного генезиса (**Ветвистое, Погромное**) получены следующие результаты: содержание Se и Bi в неизменных породах месторождений Ветвистое и Погромное не превышает фоновых значений. В

зонах метасоматических преобразований, несмотря на усиление сульфидной минерализации и повышение содержания золота, концентрация, как селена, так и висмута остается в пределах местного фона (см. табл.). Отсутствие дополнительного поступления этих элементов в рудообразующую систему, тем не менее, сопровождается, усилением корреляционной связи с рудными компонентами, что свидетельствует об их перераспределении на стадии рудообразования.

Таблица

Содержание элементов в породах месторождений Сухой Лог, Голец Высочайший, Ветвистое и Погромное

Тип месторождения	Название	Порода	Содержание микроэлементов (г/т)					
			Se	Bi	As	Hg	Au	Ag
Метаморфогенно-термальный	Сухой Лог	Черные сланцы (безрудные)	0,37	0,12	16,6	0,19	0,09	0,192
		Черные сланцы (минерализованные)	0,65	0,58	13,1	0,22	0,52	1,039
		Черные сланцы (рудные)	1,49	1,67	25,6	0,033	10,23	3,048
	Голец Высочай-ший	Черные сланцы (безрудные)	0,37	0,12	16,0	0,19	0,01	0,15
		Черные сланцы (минерализованные)	1,7	0,63	3,17	0,13	0,04	0,500
		Черные сланцы (рудные)	4,1	2,74	11,13	0,019	53,6	9,21
Метаморфогенно-магматогенного гидро-термального	Ветвистое	Метасоматиты (пропилиты)	0,17	0,12	6,72	0,021	0,04	0,18
		Метасоматиты (березиты)	0,19	0,07	3,75	0,021	7,0	7,31
	Погромное	Метасоматиты (пропилиты)	0,24	0,15	18,9	0,023	0,2	0,078
		«кварцевые альбитофиры»	0,25	0,15	181,5	0,011	0,54	0,12
		«вторичные кварциты»	0,25	0,28	538,5	0,029	1,26	0,196

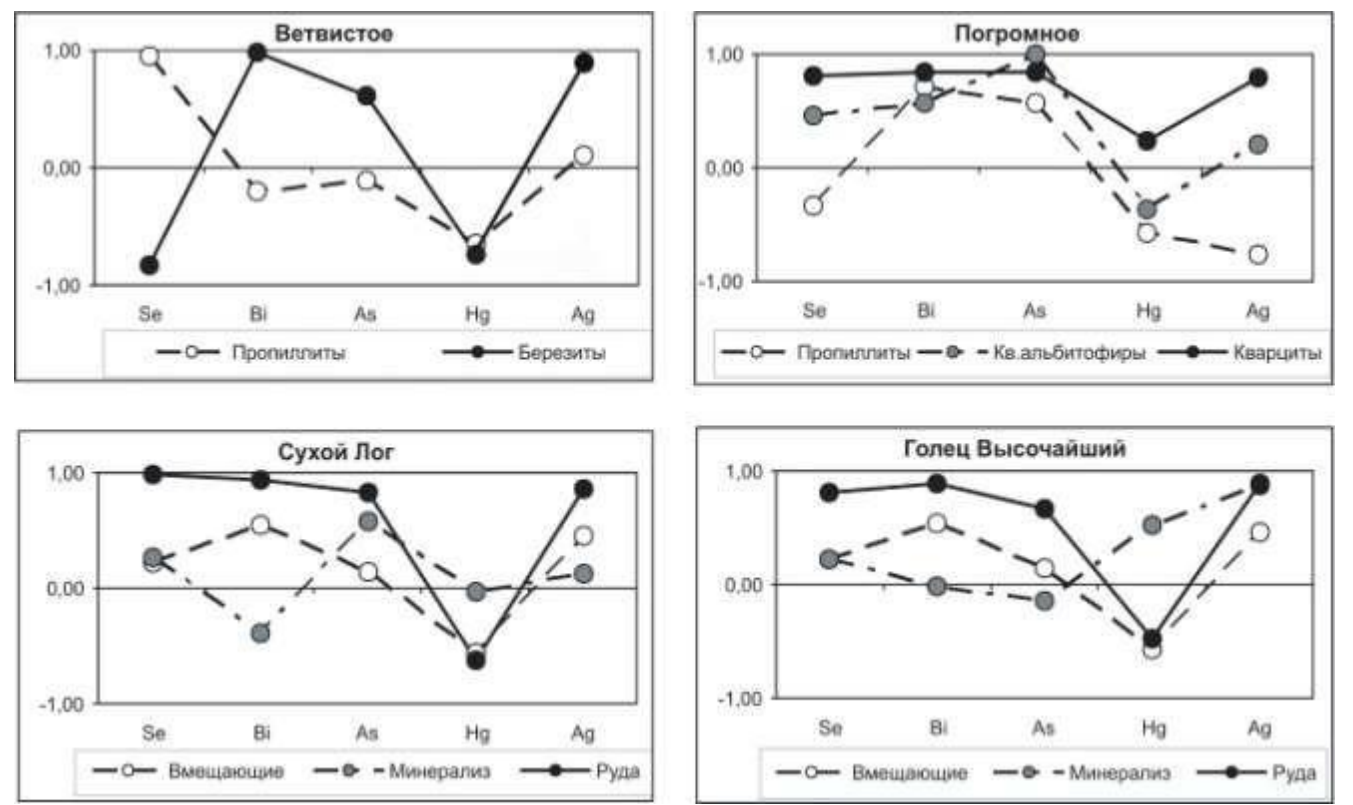


Рис. 1. Корреляционная зависимость Au с элементами-тиофилами. По оси ординат КК Au с элементами, по оси абцисс — элементы.

Интерпретация полученных геохимических данных по Те на изученных объектах осложняется низкими ($\leq 0,2$ г/т) содержаниями этого элемента, независимо от степени метаморфизма, минерализации и содержания золота.

Результаты корреляционного анализа элементов-тиофилов на месторождениях метаморфогенно-магматогенного (плутоногенного) типа так же свидетельствуют о зависимости процесса рудообразования от химии рудообразующего флюида спровоцированного гранитоидным интрузивом. На месторождении **Ветвистое** в зоне площадной *пропилитизации* элементы-тиофилы практически не имеют корреляционных связей друг с другом. Исключение составляет корреляционная пара (Se — Au, с КК 0.9). Мышьяк, содержание которого на месторождении не превышает кларка в осадочных породах (7.6 г/т, (6)), имеет отрицательную корреляцию со всеми элементами группы тиффилов.

В рудной зоне распространения метасоматоза *березитового* типа, выделены 2 группы коррелирующих между собой элементов: Bi, As, Au, Ag и Se, Hg, между собой же эти группы проявляют резкий антагонизм. Учитывая факт, что увеличения концентраций Bi, As, Se, Hg в процессе рудообразования не происходило, можно предположить о рудомобилизующей функции гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса из вмещающих пород келянской и водораздельной свит обладающих аномальной сидеро-халькофильной специализацией (Будяк, 2009р), без дополнительного привноса этих элементов флюидом эндогенного генезиса. Золото вероятнее всего имеет комбинированное происхождение: 1) эндогенный источник золота; 2) ассимилированное из вмещающих пород эндогенным флюидом и перераспределённое в зоне рудообразования на заключительной стадии формирования месторождения.

На месторождении **Погромное** были выделены 3 стадии метасоматических преобразований. На первой стадии *площадной пропилитизации* Au имеет положительную корреляцию с Bi (КК 0,72) и As (КК 0,57), и отрицательную корреляцию с Ag и Hg (КК -0.76 и -0.57, соответственно). На предрудном этапе образования *кварцевых альбитофиров* в группу рудных элементов, коррелирующих с золотом, добавляется Se (КК 0,45). Ртуть же, сохраняет отрицательную корреляцию со всеми рассмотренными элементами за исключением серебра. На *рудной* стадии минерализации с образованием «вторичных кварцитов», вся выделенная группа элементов имеет положительную корреляционную связь друг с другом. Это в сочетании с увеличением содержания As и Hg, однозначно свидетельствует о дополнительном источнике рудного компонента на завершающем этапе формирования месторождения.

Полученные данные по распределению в исследуемых месторождениях, элементов-тиофилов (особенно Se, Bi и Hg), отчетливо указывают на различный генезис месторождений сухоложского типа (Сухой Лог и Голец Высочайший) и месторождений в формировании которых решающую роль в качестве источника тепла и рудоносного флюида играл сопряженный с зоной глубинных разломов гранитоидный магматизм (Ветвистое и Погромное).

На основе представленных результатов, можно сделать вывод, что Se, Bi и Hg могут служить индикаторами при определении генетической типизации месторождений золота в черносланцевых толщах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: грант 08-05-00644.

Литература

1. Вихтер Б.Я. Основные характеристики терригенных формаций, вмещающих золоторудные месторождения бакайричского семейства // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 58 - 68.
2. Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А., Матель Н.Л., Будяк А.Е., Станевич А.М. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17-24.
3. Будяк А.Е. Геохимические особенности золоторудных месторождений парагенетически связанных с черносланцевыми толщами (Восточная Сибирь): автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2009. 24 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304с.
5. Григорьев Н.А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2002. №1. С. 61-71.

ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА «ПОГРОМНОЕ» (ВОСТ. ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Е. Будяк, А.М. Фёдоров, Н.Н. Брюханова

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Месторождение «Погромное» входит в состав Апрельковско-Пешковского рудного узла находящегося на территории Шилкинского района Читинской области. Сложное геологическое строение территории обусловлено нахождением ее в зоне коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов и отличается разнообразием осадочных, метаморфических и магматических комплексов. Месторождение приурочено к одной из чешуй листрического Монголо-Охотского разлома. Рудовмещающими в пределах месторождения являются юрские вулканогенно-осадочные образования буторовской свиты (J_{2-3bt}) представленные песчаниками, алевролитами, углеродистыми сланцами, базальтами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и риодацитами, относящейся к шадоронской серии (J_{2-3sd}). Первичные породы претерпели все стадии динамометаморфизма от будинажа до флюидажа. Геолого-геохимические исследования сосредоточены на двух типах пород, несущих золотое оруденение в пределах рудного поля: метасоматиты по вулканитам среднего-кислого состава и метасоматиты по углеродсодержащим алевропелитам.

Метасоматоз по вулканитам проявлен в виде окварцевания, серицитизации, карбонатизации и альбитизации пород. Тонкая прожилковая минерализация представлена окварцеванием, сульфидизацией, турмалинизацией. На начальной стадии метасоматических преобразований, образуются *кварцевые альбитофиры*, которые развиваются по риолитам-дацитами, кластолавам и туфам риолитов-дацитов буторовской свиты. В ходе преобразований кварцевых альбитофиров формируются *метасоматиты альбит-карбонат-серицит-кварцевого состава* («вторичные кварциты»). Метасоматоз проявляется в виде окварцевания, серицитизации и карбонатизации. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в метасоматитах с большим количеством прожилков кварца и сульфидной минерализацией, где создавались наиболее благоприятные условия для проникновения гидротермальных растворов. Рудная минерализация в тектоносланцах и метасоматически измененных породах представлена неокисленными арсенопирит-пиритовыми рудами. В отдельных пробах присутствуют вольфрамит и шеелит. Процесс рудообразования сопровождается устойчивыми тенденциями роста, главным образом двух петрогенных компонентов SiO_2 и MnO . Схожие тенденции поведения отмечаются у Fe_2O_3 общ. и P_2O_5 . Для MgO и CaO наблюдается противоположная картина (рис. 1а). Устойчивое повышение значений кремнезема свидетельствует, что доминирующий процесс окварцевания вулканитов происходил на всех стадиях гидротермально-метасоматической деятельности.

В золотоносных метасоматитах наблюдается рост содержаний MnO и Fe_2O_3 , что объясняется присутствием анкеритовой и сульфидной минерализации. Концентрации группы железа: Ni , Co , Cr наоборот заметно снижаются.

Метасоматиты по углеродсодержащим алевропелитам распространены на юго-западном фланге рудного поля, вдоль южной тектонической границы и представлены интенсивно дислоцированными алевропелитами, алевролитами и песчаниками. Насыщенность пород углеродистым веществом варьирует от 0,2 до 1,1%, составляя в среднем 0,8%. Максимальные содержания $C_{орг}$ связаны с наименее измененными породами (рис. 1б). Состав сланцев представлен тонкодисперсным углеродистым веществом, серицитом, кварцем, гётитом и гидрогётитом. Корреляционный анализ показал, что в безрудных «исходных» сланцах наиболее проявлена группа халькофильных элементов, относящиеся к рудной ассоциации. Это говорит о том, что сланцы даже минимально измененные, тем не менее, подвергнуты наложенным рудным процессам. Менее выразительна группа элементов ассоциирующих с $C_{орг}$: $[C_{орг}, Zn]^{06}Co, Cu]^{03}$. Судя по составу элементов, в бассейн осадконакопления по разломам поступали термальные воды, влиявшие на формирование геохимической специализации осадков. Ведущим рудным процессом, также как в метасоматитах по вулканитам является окварцевание [1,2]. Прожилки кварца секут породу несогласно сланцеватости. Кварцевые линзы, кроме гранулированного кварца содержат пирит, пирротин, гидрооксиды железа, самородное золото. По данным опробования Г.Ф. Ильиной [3] содержания золота в рудных телах, локализованных в углеродистых сланцах изменяются от 0,1 до 27,3 г/т. Из попутных компонентов, отмечается Ag , W , As . Метасоматически измененные углеродсодержащие сланцы характеризуется пиритовой и пирит-марказитовой минерализацией. Примесь других сульфидов — халькопирита, сфалерита, пирротина и арсенопирита, колеблется в пределах сотых долей процента. В распределении редких элементов (рис. 3) отмечается общая тенденция: 1) одновременно с рудной ассоциацией — Au , As , Sb , Ag в рудоносных окварцованных сланцах увеличиваются содержания — Pb и Zn ; 2) уменьшаются значения Cr ; 3) W — выделяется повышенным фоновым содержанием во всех породах.

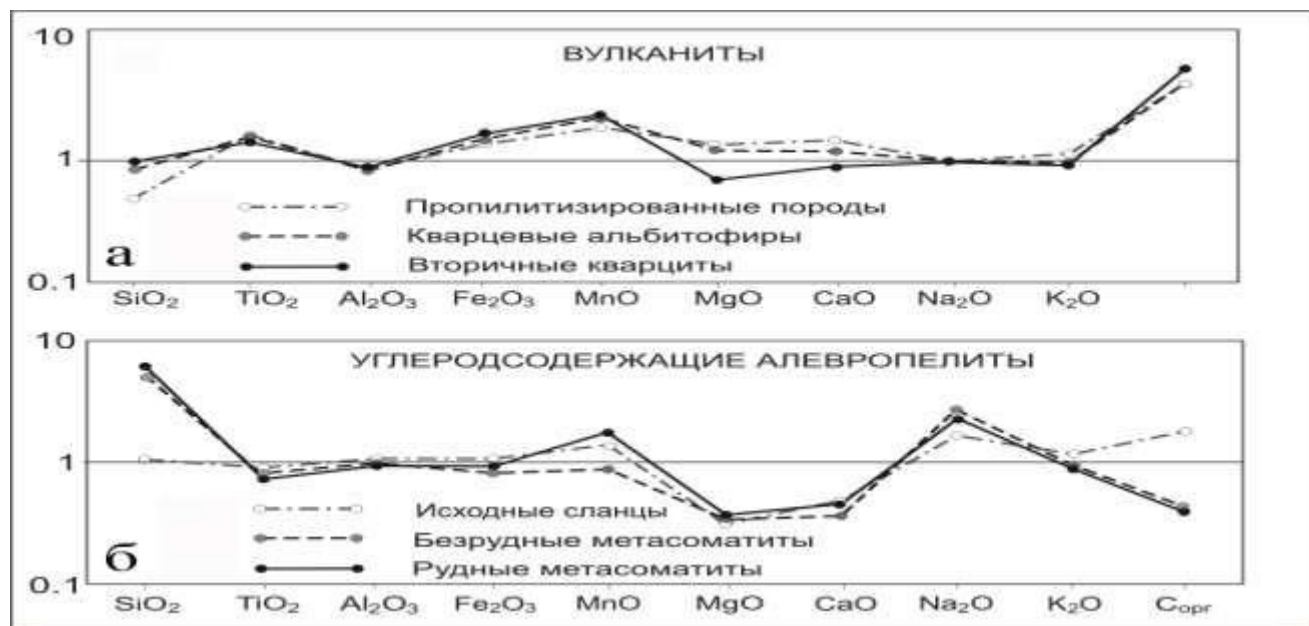


Рис.1. Распределение петрогенных компонентов в: а) метасоматитах по вулканитам буторовской свиты, в разной степени преобразованных метасоматическими и рудными процессами (содержание компонентов нормированы по дацитам [1]); б) углеродсодержащих алевропелитах буторовской свиты, в разной степени преобразованных метасоматическими и рудными процессами. (Содержание компонентов нормированы по стандартному образцу черных сланцев «SCHS-1» [2]).

Содержащие МПГ (Pt — 0.04-0.06 г/т, Pd — 0.003-0.01г/т) устанавливаются в интервалах с проявленной рудной минерализацией, но с невысокими содержаниями золота. Корреляция Pt с Au отсутствует. Таким образом, золотое оруденение месторождения «Погромное» приурочено, главным образом, к метасоматитам альбит-карбонат-серицит-кварцевого состава, развитым как по вулканитам среднего — кислого составов, так и по черносланцевым образованиям. Максимум рудной минерализации тяготеет к микротрещинам в наиболее окварцованных разновидностях пород, это объясняется избирательностью процесса по отношению к механическим свойствам пород. Роль углеродистого вещества в рудообразовании весьма ограничена. Его наличие в первично осадочных породах могло создавать дополнительные условия для рудообразования в качестве благоприятной восстановительной и сорбционноспособной вмещающей среды. Как следует из геохимических построений, процесс рудообразования наиболее устойчиво сопровождался концентрированием SiO_2 и MnO . В целом, стадийность процессов гидротермально-метасоматической деятельности и рудообразования выстраивается в последовательность: окварцевание + альбитизация → окварцевание + серицитизация + карбонатизация + пиритизация + турмалинизация + рудная минерализация (W) → окварцевание + карбонатизация (анкерит-?) + рудная минерализация арсенопирит, сульфосоли, Au, Ag, As, Sb. В золоторудных интервалах минерализация вольфрама обладает высокими положительными корреляционными связями с золотом и серебром, тем самым представляя интерес, как сопутствующая золотому оруденению. Характер гидротермально-метасоматических процессов в пределах развивавшейся рудно-магматической системы был примерно одинаков. Имеющиеся же отличия объясняются разнообразием состава исходных пород и меняющимися термодинамическими условиями на всем протяжении гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: грант 08-05-00644.

Литература

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 336 с.
2. Petrov L.L., Kornakov Y.N., Korotaeva I.I. et. al. Multi-Element Reference Samples of Black Shale // Geostandards & Geoanalytical Res. Vol. 28, №1. P. 89-102.
3. Ильина Г.Ф., Красников В.И., Саитов Ю.Г. и др. Геологические особенности золоторудного месторождения Погромное (Восточное Забайкалье) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд, 3-7 окт. 2005 г., Иркутск: [сб. материалов науч. конф.]. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2005. Т.1.С. 62-64

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТИНСКОЕ

Ир.В. Бучко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Единственное в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна Моготинское месторождение серебро-полиметаллических руд расположено в междуречье рр. Могот и Ср.Могот и было выявлено при проведении поисковых работ Е.П.Расточным в 1957 г.[8]. Оно находится в пределах одноименного серебро-золоторудного узла Апсакано-Нагорненского района Олекмо-Становой минерагенической провинции [6]. В геологическом плане месторождение локализовано в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Месторождение расположено в зоне влияния крупнейшего трансформного Станового разлома, обеспечивавшего интенсивную магматическую активность региона [1]. Согласно существующим на настоящий момент представлениям о геодинамическом режиме юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, в поздней юре-раннем мелу (154-105 млн. лет) на востоке протоконтинента на его границе с палео-Тихим океаном формировалась Удско-Мургальская дуга, для которой свойственно развитие гранитоидного магматизма и вулканоплутонических структур, которая к юго-западу в глубь континента сменялась Становым поясом гранодиоритовых батолитов [2; 7]. Месторождение серебро-полиметаллических руд Моготинское расположено в эндоконтакте позднемеловых (?) гранитоидов Станового пояса, что позволяет предполагать его формирование в обстановке трансформной континентальной окраины. Наиболее древними стратифицированными образованиями района месторождения являются образования кудуликанской свиты, условно нижнепротерозойского возраста, установленные в виде ксенолитов в более поздних гранитоидах. Магматические образования в пределах месторождения представлены условно раннепротерозойскими (?) гранитами и поднемезозойскими гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами. Гидротермально-метасоматические изменения пород выражены брекчированием, окварцеванием, сульфидизацией, калишпатизацией, лимонитизацией и аргиллизацией. Основными типами разрывных нарушений площади являются ортогональные: субширотные и субмеридиональные. Кроме этого установлены разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Субширотные разломы сопровождаются массивными кварцевыми, кварц-баритовыми метасоматитами светло-серого, почти белого цвета. Местами с зеленоватым и буроватым оттенками. В них указываются признаки –залеченного|| катаклаза, иногда- брекчирования и субпараллельные контактам линзовидные (0.3-3мм) просечки мелкозернистого до сливного кварца (1-2%). В наиболее мощных просечках по центру наблюдаются щелевидные пустоты с очень мелкими щетками кварца. Пустоты выщелачивания, размером до 5мм, составляют до 2% от объема породы и частично выполнены бурыми охрами. Разломы имеют крутые падения 70-80° как в южных, так и в северных румбах. Разломы субмеридионального простирания установлены в западной части площади. Они сопровождаются зонами окварцевания, сульфидизации, аргиллизации и лимонитизации различной степени интенсивности. Разломы северо-западного направления, вероятнее всего, представляют собой серию нарушений со сбросовой составляющей, разделяющими месторождение на несколько блоков. При этом южный (юго-западный) блок месторождения Моготинское по геохимическим данным, является поднятым относительно северного (северо-восточного). Следует отметить, что установленное серебро-полиметаллическое оруденение связано с гидротермальными кварцевыми и кварц-баритовыми жилами, залегающими в зонах дробления субширотного простирания, состоящих из серии мелких тектонических зон и локализовано в зоне северного эндоконтакта позднемеловых гранодиорит-порфиров с метаморфическими породами. Согласно данным Е.П.Растопчина [6] в пределах месторождения выделено две рудные зоны Северная и Южная. Содержания серебра в них колеблется от 10 до 7305 г/т, при среднем содержании 250 г/т на мощность 12м [5; 6]. Однако интерпретация геохимических данных составов образцов, отобранных из рудных зон автором, а именно, соотношения характеризующие: $Ba/Sn(n)$ - предполагаемые надрудный и подрудный срезы [3; 4]; $Pb/Zn(n)$ - уровень эрозионного среза оруденения; мультипликативным показателем: а - $AgxZnxPbxCu/AuxBixMoxSn$ – определяющий долю полиметаллической составляющей или близость к гранитоидной материнской интрузии, б – $AsxPbxCuMoxSuxBaxCd/NaAl$ – в числителе – элементы со значимыми положительными коэффициентами корреляции с Ag, в знаменателе - элементы со значимой отрицательной корреляцией с Ag позволило выделить в пределах Северной и Южной зон месторождения пять рудных тел с различным уровнем эрозионного среза.

Рудные тела №1, №2 и №3 расположены в северной части месторождения и приурочены к зонам дробления аз. пад. 160-175°, углам падения 80-85° в меловых гранодиорит-порфирах с ксенолитами

образований кудуликанской свиты. Установленная мощность метасоматических залежей с пиритом, галенитом, сфалеритом, магнетитом, баритом, кварцем, амфиболом, гранатом составляет соответственно не менее 16м, 1м и 10м. Отсутствие собственных минералов серебра может свидетельствовать о вхождении этого элемента в кристаллическую структуру галенита. Содержания в рудном теле №1 составляют Ag до 392 г/т, Pb до 0.8, Au до 0.64 г/т, Zn до 0.03%, Cu до 0.08% г/т, Mo до 0.01%, Cd до 0.02%, Ba>0.7%. Ранжированный ряд элементов $Ag_{2450}Au_{160}Pb_{111}Mo_{16.7}Zn_{10}Cu_{2.5}$, с относительно не высокими содержаниями Ba, отношениями, нормированными к составу нижней континентальной коры [10] $Ba/Sn(n)-1.25-10$, $Pb/Zn(n)-0.02-0.32$ (рис.1) позволяет предполагать средний уровень эрозионного среза рудного тела. Содержания в рудном теле №2 составляют Ag до 13.33 г/т, Pb до 0.07%, Au до 0.16 г/т, Zn до 0.02%, Mo до 0.005%, Ba<0.3%. Ранжированный ряд элементов $Ag_{125}Mo_{56}Au_{50}Pb_{18.5}$, с низкими количествами Ba, отношениями $Ba/Sn(n)-1.25-10$, $Pb/Zn(n)-2.1-145.2$ (рис.1) позволяет предполагать средний уровень эрозионного среза. По геохимическим данным РТ№2, может являться восточным продолжением РТ№1. Содержания в рудном теле №3 составляют Ag до 336 г/т, Pb до 0.15%, Au до 0.12 г/т, Zn до 0.05%, Cu до 0.03%, Ba до 0.08%. Ранжированный ряд элементов $Ag_{2100}Pb_{56}Au_{50}Cu_{10.7}Zn_3Mo_{3.3}$, с низкими Ba, отношениями $Ba/Sn(n) - 1.0-4.0$, $Pb/Zn(n) -8.3-139.0$ (рис.1) позволяет предполагать среднерудный эрозионный срез. Рудное тело №4 расположено в южной части месторождения и приурочено к зоне дробления аз. пад. 150°, угол падения 70° в меловых гранодиорит-порфирах. Установленная мощность метасоматической залежи с пиритом, галенитом, сфалеритом, бисмутитом, аргентитом, баритом, кварцем, амфиболом, гранатом составляет 13м. Содержания Ag до 5286 г/т, Pb до 1.9970 %, Au до 0.41 г/т, Zn до 0.08%, Cu до 0.544% г/т, Mo до 0.06%, Cd до 0.01%, Ba>3%. Ранжированный ряд элементов $Ag_{3125}Pb_{1851}Cu_{714}Mo_{667}Ba_{106}Zn_{16}$, с высокими Ba, отношениями $Ba/Sn(n) - 0.6-15$, $Pb/Zn(n) -414.9-16597.5$ (рис.1) позволяет предполагать верхнерудный эрозионный срез. Рудное тело №5 расположено в западной части месторождения и приурочено к зоне дробления аз. пад. 110°, угол падения 70° в меловых гранодиорит-порфирах со значительным количеством гнейсов кудуликанской свиты. Установленная мощность метасоматической залежи с сульфидной минерализацией составляет не менее 4м. Рудные минералы не изучены, предполагаются пирит, галенит, сфалерит. Содержания Ag до 4 г/т, Pb до 0.04 %, Zn до 0.4%, Ba до 0.2%. Ранжированный ряд элементов $Zn_{80}Au_{50}Ag_{25}Pb_{14.8}Ba_{3.6}$, с отношениями $Ba/Sn(n)-1.0-20.0$, $Pb/Zn(n)-1.7-14.5$ позволяет предполагать нижнерудный эрозионный срез. В пределах установленных рудных тел выделено 2 геохимические ассоциации элементов: Au-редкометальная (Au-Bi-Mo-Sn) и Ag-полиметаллическая (полисульфидная Ag-Zn-Pb-Cu). Эти геохимические ассоциации согласуются с минеральным составом руд, и, вероятно, полистадийным процессом рудообразования. Ранней стадии соответствует золото-редкометальная ассоциация, в которой главную роль играют золото и висмут. Возможно, что эта ассоциация отражает близость расположения оруденения к гранитоидной интрузии. Поздней стадии соответствует серебро-полиметаллическая ассоциация, которая сопровождается более низкотемпературными изменениями. В качестве полезных компонентов в рудах присутствуют Au, Pb, Cu, Zn, Mo, вредных – As. По предварительным данным свинцово-серебряное рудопроявление Моготинское может отвечать мелкому месторождению серебра.

Таким образом, формационная принадлежность Моготинского рудопроявления не вызывает сомнения. Это согласно [9] свинцово-серебряный промышленный тип руд в связи с гранит-порфирами, образованными в обстановке активной континентальной окраины. Их форма залегания – метасоматические залежи вдоль зон дробления северо-восточной до субширотной ориентировки и мощность - первые десятки метров.

Как отмечалось выше, характеризуемая площадь расположена в зоне влияния крупнейшего Станового разлома, являющего подводящим каналом для гидротермальных растворов, образующихся при интенсивной магматической активности региона [1]. Формирование серебро-полиметаллических рудных тел месторождения Моготинское вместе с вмещающими их позднемеловыми (?) гранитоидами происходило в обстановке трансформной континентальной окраины. Главными металлогеническими особенностями данной геодинамической обстановки является широкое развитие медно-молибденовых, сереброносных свинцово-цинковых, молибден-свинцово-цинковых, золото-серебряных, золоторудных ртутных месторождений, развитых как в краевых частях гранитоидных батолитов, так и пределах полей развития вулканитов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект 09-II-CO-08-007).

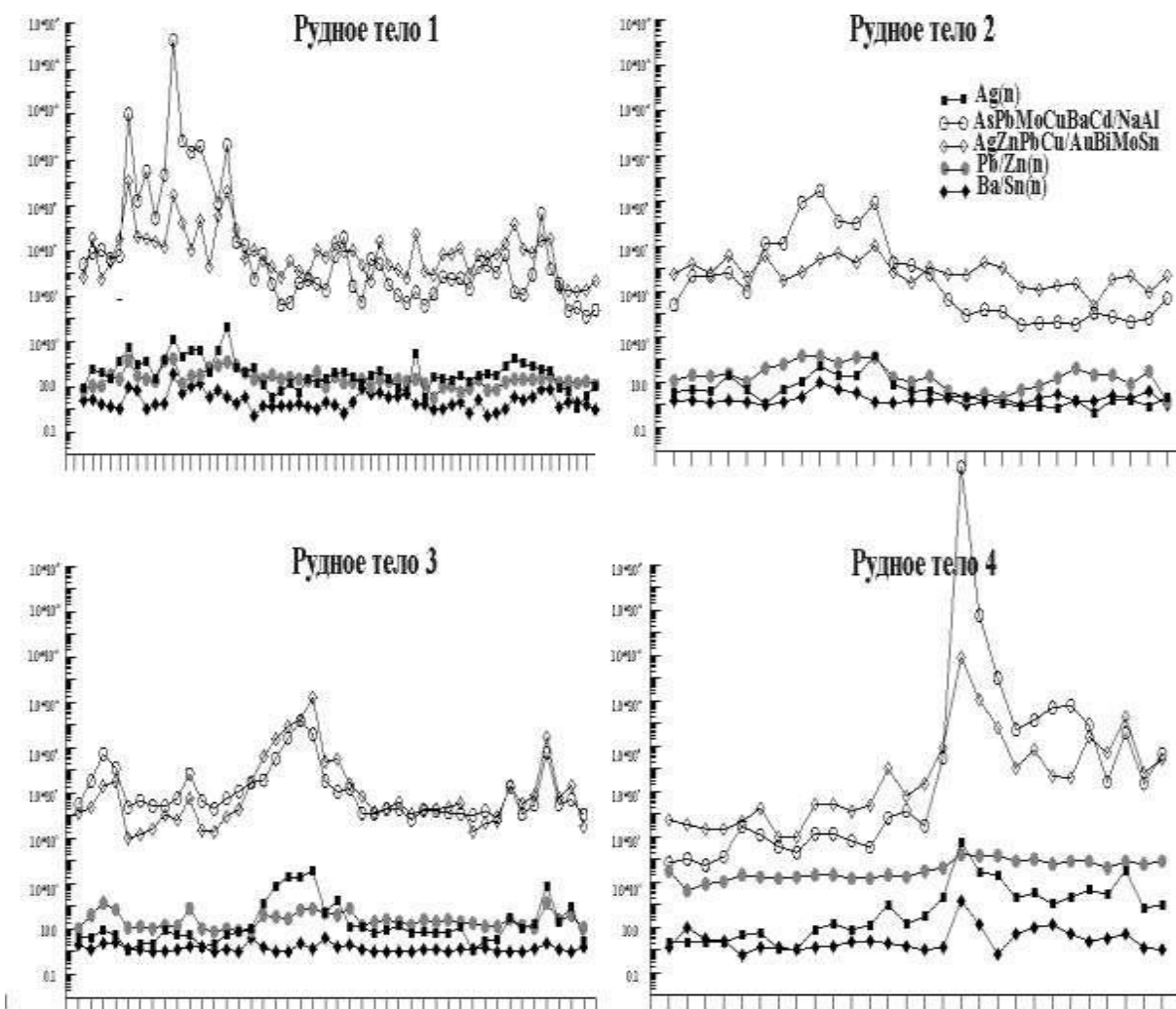


Рис.1. Соотношение нормированных к составу нижней континентальной коры [10] содержаний серебра, отношений Ba/Sn(n), Pb/Zn(n) и мультипликативных показателей в рудных телах месторождения Моготинское.

Литература

1. Приамурье и сопредельные территории [Карты]: геологическая карта. 1:2500000. Объяснит. записка. С.-Пб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987. 408 с.
4. Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. – М.: Наука, 1974. 220 с.
5. Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Минералогия и флюидный режим рудоносных метасоматитов Моготского месторождения серебра // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России, новые технологии переработки благороднометалльного сырья. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 94-97.
6. Лобов А. И., Бражников А. С. и др. Комплексные прогнозно-минерагенические исследования территории Амурской области масштаба 1:500 000 (отчет по объекту ГМК-500 за 1991-1996 гг.): 15 кн. Хабаровск: Таежная ГЭ, 1996. 2913 с.
7. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
8. Сидоров И. Т. Отчет о результатах поисков полиметаллов и серебра в районе верхнего течения р. Могот в 1961 г. (Моготинская поисковая партия). – Хабаровск: ДВГУ, 1962. – 64 с.
9. Справочник Минеральное сырье. Серебро. М.: ЗАО «Геоинформарк», 1998. 43 с.
10. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 384 с.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНКАНО-ДЖАЛИНДИНСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ (ПРИАМУРЬЕ)

Н.И.Белозеров¹, А.А.Колесников²

¹ Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

² ОАО «Амургеология», г. Благовещенск

Рассматриваемые толщи слагают сегмент западной части Тукурингского горст-антиклинория – шовной структуры Монголо-Охотского орогенного пояса. Анализ фондовых и литературных материалов и последовательное изучение характера отложений по простиранию показали, что их стратиграфическое расчленение, проведенное различными авторами в разное время [3, 5, 7 и др.] настолько различается по литологическому составу, мощности, возрастному положению и самому названию свит (часто заимствованному из выделенных на смежных площадях стратотипов), что параллелизовать их просто невозможно. Причиной этому послужила интенсивность дислокационных процессов, в результате которых отложения, наряду с общей сложной изоклинальной складчатостью, приобрели чешуйчато-надвиговое строение, а основные формы практически всех структур нарушены – срезаны, смещены, либо растащены. Однородность состава и отсутствие маркирующих горизонтов не позволяют однозначно стратифицировать отложения, отстраивать их пликативные структуры. В качестве основного критерия при их изучении нами взят формационный состав отложений.

В пределах Янкано-Джалиндинской зоны нами выделено три субформации, отнесенные на геологической карте БАМ [3] к нижней части венд-нижнекембрийских(?) отложений (снизу вверх): 1. Песчанико-алевролитно-карбонатная; 2. Спилито-диабазовая кремнисто-песчанико-сланцевая; 3. Сланцево-алевролитно-песчаниковая. Первая субформация, с определенной долей условности, может параллелизоваться с отложениями бальдижакской толщи шахтаунской подзоны [по 5], вторая – дрепинской и джалиндинской, а третья – крестовской и преображеновской свит янканской подзоны. Состав толщи изучен по шести детальным разрезам, равномерно освещающим территорию рудной зоны. По разрезам выделены литологические разности пород, определены условия их залегания, положение в разрезе, рассчитан процент участия тех или иных пород в составе выделенных субформаций. По результатам опробования определен химический состав как литологических разностей, так и усредненный (средне-взвешенный) состав субформаций. Следует отметить, что разрезы, в силу интенсивных дислокаций, параллелизуются лишь в контурах выделенных субформаций.

Песчанико-алевролитно-карбонатная субформация. Средняя мощность 1120-1200 м., при колебании от 575, до 1475м. Процентное соотношение литологических разностей пород: алевролитистые известняки – 23,4%; карбонатные алевролиты – 45,5; карбонатные песчаники – 9,8%; углистые алевролиты – 1,2%; зеленые сланцы – 20,1%. **Известняки** – серые, темно-серые, до черных, скрытозернистые массивные породы, обычно «загрязненные» углеродистым, а также терригенным (алевролитовым, псаммитовым) материалом. Породы разбиты сетью тонких трещин, выполненных белым среднезернистым кварц-карбонатным веществом. Под микроскопом характеризуются тонко-, иногда мелкочешуйчатой массой кальцита, в которую вкраплен обломочный материал (кварц, полевой шпат).

Песчаники – серые мелко- и среднезернистые разномасштабные породы карбонатно-кварцевого состава. Обломочный материал составляет до 70% объема породы. Плохо сортирован, размеры его 0,1-1,2 мм. Представлен кварцем (до 90%), плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз – sdвойникованный алибит-олигоклаз, часто сосюритизирован. **Сланцы** – серые, зеленовато-серые тонкосланцеватые породы, слагающие линзы и прослои среди известняков. Основная ткань сложена тонкой массой из чешуек серицита, хлорита, карбоната, мелких призм плагиоклаза, зерен кварца. Присутствуют гидроокислы железа, органическое вещество, рудные минералы. Отложения субформации характеризуются темно-серым цветом, существенно известковистым составом, низким содержанием кремнезема, глинозема, окислов магния, серы и железа как по литологическим разностям, так и в целом на массу. В сланцах и песчаниках содержание закисного железа в 2 раза превышает окисное. Содержание микроэлементов, в том числе меди, – невысокое, несколько ниже «кларкового», хотя по данным съемочных работ [5] фон меди в данной толще повышенный.

Спилито-диабазовая кремнисто-песчанико-сланцевая субформация. Средняя мощность – 2100м, при колебании от 1400, до 2500м. Процентное соотношение литологических разностей пород: зеленые сланцы – 65,2%; известняки – 11,0%; углистые алевролиты – 10,5%; алевролиты – 9,4%; высокоуглистые сланцы, с густой вкрапленностью пирита – 1,1%; песчаники – 0,2%. **Зеленые сланцы** – неоднородная по составу группа метаморфизованных пород. Образуют как значительные по мощности слои, так и мелкие прослои и линзы среди песчаников и алевролитов. Отличительная черта – зеленый, зеленовато-серый цвет, придаваемый ей постоянным присутствием хлорита, иногда эпидота и амфибола. Основная масса породы представлена микрозернистой тканью хлорит-серицит-карбонат-кварцевого

состава, в которой отмечаются (0-15%) алевритовые вкрапленники кварца, иногда – плагиоклаза. Часты в породе гнезда и линзочки метасоматических выделений кварца, нередко объединяющиеся в линзы мощностью до 1-2см, прослеживающиеся на 5-10см. Наличие большого количества сегрегаций кварца поднимает общее его содержание в породе до 60-75%, в то время как в основной ткани сланцев его не более 40-60%. На северо-восточном фланге рудной зоны, среди зеленых сланцев встречен литокластический туф основного состава – зеленая мелкообломочная порода, сцементированная мелкоагрегатным скоплением карбонатно-слюдистого вещества. В обломках – плагиоклаз и пироксен, замещенные серицитом, карбонатом, хлоритом. Наблюдаются миндалины радиально-лучистого карбоната. **Углисто-кремнистые сланцы** залегают, обычно, в виде маломощных прослоев среди зеленых сланцев, либо туфопесчаников. Широко распространены в южной части рудной зоны в частой перемежаемости с туфопесчаниками. Это темносерые, до черного, сланцеватые породы, содержащие в своем составе большое количество как бы «пропитывающего» её кварца. Под микроскопом основная микрозернистая ткань породы на 60-80% состоит из изометричных зерен кварца с «зазубренными» очертаниями и неравномерно вкрапленных чешуек серицита. Последние, в ассоциации с углистым веществом и гидроокислами железа образуют вытянутые скопления, придающие породе неравномерно полосчатое строение. Рассеянное непрозрачное углистое вещество присутствует и в кварце. **Алевролиты** – серые, темносерые, зеленовато-серые тонкозернистые породы, состоящие на 40-70% из алевритовых зерен кварца и плагиоклаза, сцементированных серицит-хлорит-карбонат-кварцевой основной массой. Иногда присутствует углистое вещество, придающее породе темносерую окраску. **Песчаники** – серые среднезернистые породы, обломочный материал которых составляет до 60% объема и представлен кварцем (60-80%) и плагиоклазом, между которыми располагаются лейсты серицита, хлорита, кварца, карбоната, иногда, особенно в южной части, – биотита. В центральной части рудной зоны в составе песчаников появляется неравномерно – и неяснозернистое строение, зеленовато-серый цвет. Количество обломочного материала существенно снижается и соотношение кварц-плагиоклаз изменяется в пользу последнего. Плагиоклаз имеет полисинтетические двойники и относится к лабрадору. В цементирующей массе увеличивается количество хлорита, карбоната, эпидота, цоизита. **Известняки** – преимущественно белые, реже серые скрытозернистые породы, залегающие в виде сравнительно мощных (от первым десятков, до 150-200 м), но быстро выклинивающихся линз. Состоят на 90-97% из карбоната. В виде включений отмечаются кварц, серицит, рудные минералы. Отложения характеризуются существенно повышенными содержаниями кремнезема и несколько пониженными – остальных породообразующих окислов. Показательно многократное преобладание закисного железа над окисным, при нормальном его общем содержании. Незначительно повышены содержания свинца, цинка, меди и серебра, по отношению к «ларковому» уровню. **Сланцево-алевролитопесчанниковая субформация** сложена преимущественно мелко – и среднезернистыми песчаниками, образующими монотонную толщу. В виде прослоев и линз встречаются высокоуглистые пелитоморфные сланцы, а также зеленые хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты. Средняя мощность субформации 800-850м. Соотношение литологических разностей пород: песчаники – 77,2%; углисто-кремнистые сланцы с густой вкрапленностью пирита – 13,2%; алевролиты и сланцы – 9,6%. **Песчаники** – массивные монолитные породы серого цвета, обычно, мелкозернистого строения. Обломочный материал их хорошо сортирован, окатан. Составляет он 40-50, редко 60% объема породы. Размер зёрен 0,1-0,5 мм. Представлены зерна кварцем, реже плагиоклазом среднего состава (олигоклаз- андезин). Встречаются чешуйки мусковита. Цементирующая масса представлена тонкозернистым кварц-серицитовым материалом, в составе которого отмечены гидроокислы железа, углистое вещество, иногда – карбонат (наложенный). **Углисто-кремнистые сланцы** – черные тонколистватые породы скрытозернистого неоднородного строения. Неоднородность выражена в тонком (от 1-2, до 2-3 мм) чередовании светлых и темных полос и линз. Светлые полосы сложены тонкими чешуйками серицита и криптокристаллическим кварцем. Темные слои и линзы сложены слабо просвечивающимся углистым веществом, серицитом, гидроокислами железа. Слои не выдержаны по мощности, извилисты по конфигурации и не имеют четких очертаний. В породе часто встречаются линзы и прослои мелкозернистого кремнистого вещества. **Алевролиты и сланцы** – серые, зеленовато-серые тонкосланцеватые породы сложенные кварц-хлорит-серицитовым материалом с незначительным присутствия карбоната. Алевритовые зерна кварца, иногда плагиоклаза, придают породе алевропелитовое, либо алевритовое строение. Верхняя субформация является наиболее кремнистой из всех трех описанных выше. Для неё характерно очень низкое содержание карбоната (окислов кальция и углерода), окислов серы и двуокиси углерода. Содержание микроэлементов – повышенное. С описываемыми метаморфическими толщами структурно тесно ассоциируют магматические образования габбро-плагиогранитовой формации (габбро, габбро-нориты, диабазы, габбро-диориты, диориты) пиканского комплекса [верхняя пермь по 5]. Они выведены на дневную поверхность вдоль линеаментов и субпараллельных им разрывов субширотного прстириания. Диабазы и, частично, габбро подвержены интенсивному рассланцеванию и процессам зеленокаменных изменений, которые приводят часто к

образованию зеленых ортосланцев. Микродиориты, диоритовые порфириды, андезиты, фельзиты, липариты встречаются как в виде единичных тел линзовидной, либо изометричной формы, так и в виде скопления даек – полей, где они довольно густо проявлены. Отмечено два таких дайковых поля – в среднем течении р. Джалинда (Кокразовские) и в междуречье Боковой Джалинды и Уркуна (Малоурканское). Сульфидная минерализация отмечается как в виде рассеянных вкрапленников и мелких скоплений практически во всех литологических разностях пород, так и в виде колчеданных залежей, образующих линзы, прослои, эшелонированные горизонты и линзовидные скопления кварцевых метасоматитов с интенсивной вкрапленностью сульфидов. Завершая анализ формационного состава колчедановых отложений Янкано-Джалиндинской рудной зоны, выделим несколько его характерных особенностей:- Концентрация сульфидов, рассеянных в литологических разностях пород, находится в прямой зависимости от общего количества вулканогенного материала в составе продуктивной формации и от конкретного содержания его в породе. Максимальное количество их (3-5%) содержится в зеленых ортосланцах, туфогенных песчаниках и алевролитах, а также субвулканических интрузиях диабазового и габбро-диабазового состава (до 2,5%)

- Колчеданные залежи, среди которых выделяются серноколчеданные и медноколчеданные [1,7] также залегают в участках пород с наибольшим участием вулканитов в составе отложений, но прямой зависимости от литологического состава вмещающих пород не обнаруживают. Не зависит концентрация сульфидных залежей и от концентрации сульфидов рассеянных во вмещающих породах. Обратной связи между количеством рудного вещества обособленного в сульфидных залежах и уровнем его рассеянной концентрации в продуктивных формациях, установленной на месторождениях Южного Урала [4,6,9] нами не выявлено.

- Линзы и прослои серноколчеданных руд представляют собой тела углисто-кремнисто-сульфидного состава, в которых кремнистое вещество как бы пропитывает углистые сланцы с гнездово-вкрапленными сульфидами. Контурные углисто-кремнистых сланцев и являются контурами рудных тел. Серноколчеданные проявления локализованы на некотором удалении от зон глубинных разломов и сопровождающих их трещинных интрузий. Не исключено [по 4,6,9], что гидротермальные растворы (рассолы), производные подводных вулканитов, не смешиваясь с морской водой, и не отлагая осадка вблизи выводных каналов, стекали по наклону дна моря в пониженные участки, на которых и до и после выпадения сульфидов в осадок, существовали условия осадконакопления генетически не связанные, а иногда и чуждые формированию сульфидных залежей.

- Медноколчеданные залежи сосредоточены в узкой полосе отложений, непосредственно примыкающей к шовной зоне Соловьевского (ответвление Северо-Турунгурского) разлома. Их тела представляют собой линзы кварц-сульфидных метасоматитов в толще зеленых сланцев. Отсутствие палеогидротермальных построек типа «черных курильщиков» [2, 8], своеобразный минеральный состав (избыток кремния, углистого вещества, отсутствие барита и др.) и наличие секущих, по отношению к слоистости пород, контактов, определяют гидротермально-метасоматический характер минерализации вне четкой зависимости от литологических факторов.

Литература

1. Белозеров Н.И. Колчеданные залежи Приамурья. Условия формирования, состав, генетическая модель // Геология и геофизика .1991. №7. С 78-83.
2. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. – М.: Научный мир. 2004. 338с.
3. Вольский А.С., Озерский А.С., Семенов В.С. и др. Геологич. карта региона БАМ. 1:500000. Л.: ВСЕГЕИ.1979.
4. Колчеданные месторождения мира.- М.: Недра. 1979. 284с.
5. Кошеленко В.В., Мавринская С.А., Колесников А.А. ГДП-200 листа N-51-XV11 (Соловьевская площадь). Л.: СПб ВСЕГЕИ. 2010.
6. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра. 1979. 164с.
7. Лонгвичев П.И. Геолого-структурные особенности Янканской колчедановоносной зоны Монголо-Охотского Складчатого пояса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1987. №4. С.77-86.
8. Масленинникова С.П., Масленинников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). – Екатеринбург-Миасс.: Уро РАН, 2007. - 312с.
9. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра. 1972. 216с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЛИЧИНСКОГО УЗЛА

С.И. Бородавкин, Г.И. Неронский

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Иличинский золотоносный узел расположен на восточном обрамлении Желтулинской купольной структуры Становой складчатой области и входит в состав Дамбукинского рудного района Желтулакской металлогенической зоны [5]. Первая заявка на россыпное золото по руч. Дождливому (прииск Дождливый) поступила 5 июня 1885 г. на имя Шанявской Лидии Алексеевны, жены генерал-майора А.Л. Шанявского [4], а в 1895 г. Иликанская компания начала добычу. За три года было добыто 41,77 кг золота [9]. После 1900 г. на приiske Дождливом было добыто ещё 154,346 кг учтённого золота [1], по р.Олонгро — 230 кг и 102 кг — по р.Бургали.

Начало поисков рудного золота было организовано в 1965 г. Е.В.Ялынычевым, а в 1973-75 гг. продолжено Л.П.Безкоровайным в процессе геологических съёмок, но содержание золота в результате штучного опробования оказалось меньше 1 г/т. Лишь на водоразделе руч.Дождливого и р.М.Иликан в штучной пробе по спектральному анализу было установлено 5-10 г/т золота, но вскрытие канавами зоны показали содержания ниже 1 г/т. Литогеохимическое опробование аллювия [В.В.Домчак, 1989 г.] показало наличие непротяжённых потоков золота в верховьях руч. Дождливого и по руч.Олонгро ниже устья руч.Дождливого. Но это не позволило выделить на этой площади перспективные участки. Таким образом, все поисковые работы на рудное золото в бассейне р.Олонгро рудных тел с промышленным содержанием золота не обнаружили, эти площади были признаны бесперспективными.

Изучая самородное золото из россыпей Иличинского узла и характер его распределения в россыпях, нами установлено, что золото в россыпях крайне слабо окатано и содержит до 6% мас. кварца. В сростках с кварцем присутствует от 30 до 50% его зёрен. Указанные признаки являются доказательством того, что россыпи относятся к россыпям ближнего сноса и расположены в непосредственной близости от коренного источника. Для поиска коренных источников в основу положена методика изучения типоморфных свойств золота в россыпях [6]. В Иличинском узле потенциальные рудные поля выделены по увеличению крупности, понижению пробы золота и росту его линейного запаса в россыпи, и оконтурены в соответствии с рельефом местности (рис. 1). Пространственно расположение их контролируется разломами СВ простираения.

Для подтверждения их золотоносности в пределах этих полей проведены поисковые маршруты со штучным опробованием гидротермально изменённых пород в бортах долин и вскрытых шурфами при разведке россыпей. Спектральным анализом в минерализованных породах установлено присутствие Ag, Pb, Cu, Bi и Sb. В протоколках руд минералогическим анализом зафиксировано наличие пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, шеелита, вольфрамита, висмутита, молибденита и мелкие (0,25-0,1 мм) комковидные, дендритовидные, удлинённые и сфероидальные зёрна золота (рис. 2). Пробирным анализом установлена принципиальная золотоносность гидротермально изменённых пород, а в нижнем течении руч.Дождливый в 12 пробах содержание золота составило 1-11,6 г/т. По р.Олонгро шурфами по линии 157 вскрыты кварц-полевошпатовые жилы с вкраплённостью сульфидов, содержащие 1,2-12 г/т золота. Интересной представляется находка развалов белого аморфного кварца с гнездами окислов железа у подножья правого борта р.М.Иликан с содержанием золота 48,2 г/т (табл.). По нашему мнению это связано с меньшим эрозионным уровнем рудных тел в верховьях водотоков. Это подтверждается результатами кристалломорфологического анализа пиритов из протоколов рудных тел по методике Н.З.Евзиковой [3]. Согласно результатам кристалломорфологического анализа пиритов [2] для всех проанализированных проб устанавливается крайне верхний эрозионный срез, но кристалломорфологическая балльность в устье руч.Дождливого составляет от +165 до +178 баллов, в то время как в верховьях р.Бургали, где эрозионный срез меньше, она составляет от +194 до +200 баллов, а проба золота в россыпях — ниже. Слабый эрозионный срез обеспечил формирование и более бедных россыпей с максимальными линейными запасами 150-200 г/м, в то время как в нижнем течении руч.Дождливого и р.М.Иликан, где установлены содержания золота более 1 г/т, линейные запасы достигают 400 г/м [8].

Температурный режим формирования оруденения на этих участках происходил в широком температурном интервале. Максимумы газовыделения на декрептограммах кварца находятся в пределах 330-370°C, редко 375-410°C. Окончание процесса кристаллизации кварца на участке Дождливом варьирует от 75 до 200°C, а в бассейне р.М.Иликан — 140-150°C. Максимумы газовыделения из

* В статье принято название водотоков, использовавшиеся при разведке россыпей.

россыпного золота в верховьях р.Олонгро и Бургали (270-495°C) близки к температурам декрепитации кварца в нижнем течении руч.Дождливый, но значительно отличаются на разных участках россыпей. В россыпи р.М.Иликан этот диапазон максимумов газовой выделения более узкий (355-470°C) и точнее совпадает с температурой максимального газовой выделения из кварца [7].

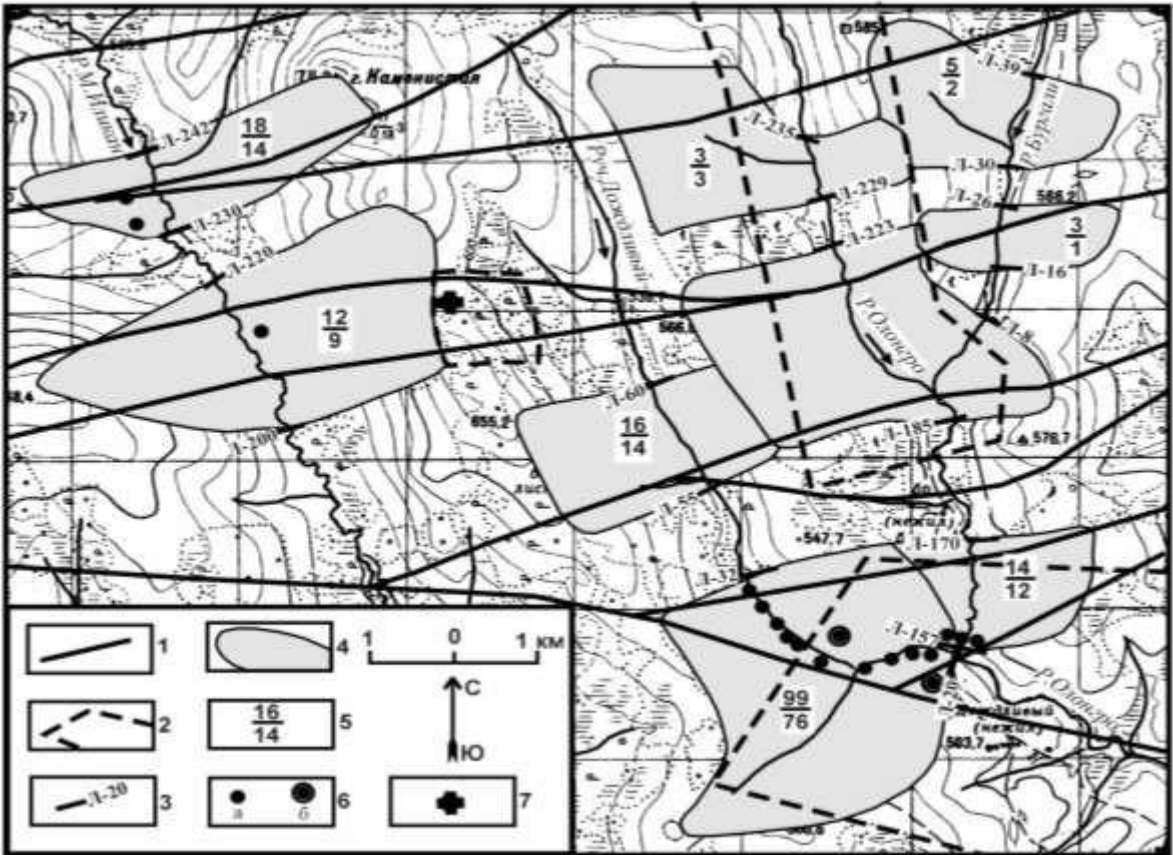


Рис. 1. Потенциальные золоторудные поля Иличинского узла с результатами опробования. 1 — тектонические нарушения; 2 — площади детальных поисков, выполненных Л.П.Безкоровайным в 1970-75 гг.; 3 — разведочная линия и её номер; 4 — потенциальные золоторудные поля; 5 — в числителе — количество проб, отобранных в пределах поля, в знаменателе — количество проб, содержащих золото; 6 — точки минерализации с содержанием золота больше 1 г/т (а — структурный элювий, б — коренной выход); 7 — точка минерализации, выявленная Л.П.Безкоровайным.

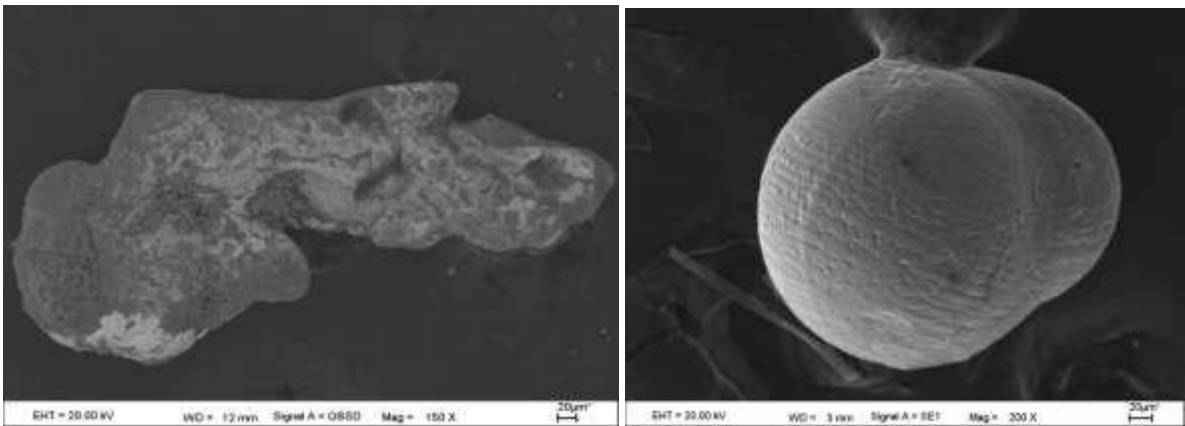


Рис. 2. Удлиненная и сфероидальная формы рудного золота. Руч.Дождливый, линия 26. Проба Р-315/88.

Таким образом, по результатам изучения типоморфных свойств золота в россыпях Иличинского узла выделены потенциальные золоторудные поля и доказано наличие в их пределах золоторудной минерализации, причём, в верховьях р.М.Иликан и нижнем течении руч.Дождливый эрозионный срез достиг продуктивного уровня рудных систем с промышленным содержанием золота в рудных телах.

Характеристика проявлений золоторудной минерализации Иличинского узла

Место взятия и № пробы	Описание	Содержание Au, г/т	Температура декрепитации кварца, С°	
			начало	окончание
Руч. Дожливый, пр. пр. р. Олонгро				
Правый борт между Л-30-32, Р-300/88	Белый сахаровидный кварц	0,76	120	330
Л-30, Ш-44, Р-304/88	Окварцованный гнейс с включениями пирита	2,48	75	330
Л-30, Ш-4, Р-544/87	Кварц с вкрапленностью пирита	3,2	—	—
Л-28, Ш-2, Р-306/88	Кварцит с прожилками кварца	8,28	—	—
Л-28, Ш-12, Р-311/88	Молочно-белый кварцевый прожилок с друзами и гнёздами выщелачивания	1,44	145	330
Л-28, Ш-14, Р-312/88-А	Белый сахаровидный кварц с жеодами	1,24	180	370
Л-26, ш-20, Р-316/88	Тёмно-зелёные гнейсы с прожилками аморфного кварца, по прожилкам вкрапление пирита	1,0	—	—
Л-26, Ш-22, Р-549/87	Обохренный кварц	11,6	—	—
Л-22, Ш-18, Р-556/87	Голубой обохренный кварц	1,4	—	—
Левый борт, напротив Л-20, Р-326/87	Белый, сильно обохренный по прожилкам кварц, с сульфидами	1,32	—	—
Л-6, Ш-10, Р-338/88	Кварц обохренный с поверхности и пустотами выщелачивания	11,36	—	—
Л-2, Ш-2, Р-358/88	Белый сахаровидный кварц	7,56	200	350
Правый борт напротив Л-2, Р-325/88-Б	Кварц, сильно обохренный, ноздреватый, с пустотами выщелачивания	1,28	—	—
Р. Олонгро, пр. пр. р. Унаха				
Л-157, Ш-2, Р-323/88	Белый прозрачный кварц с включениями пирита	0,9	140	360
Л-157, Ш-14, Р-137/87	Кварц молочно-белый с пустотами выщелачивания	12,0	—	—
Л-157, Ш-14, Р-137/87-А	Кварц-полевошпатовая порода с сульфидами	1,2	—	—
Л-157, Ш-14, Р-324/88-А	Белый сахаровидный кварц	1,52	200	410
Р. М. Иликан, лев. пр. р. Иликан				
Правый борт между Л-242-236, Р-390/88-А	Белый аморфный кварц с гнёздами окислов железа	48,2	150	375
Л-236, Ш-13, Р-396/88	Кварц сильно обохренный	4,6	150	360
Руч. Прямой, левый приток, Л-4, Ш-14, Р-400/88	Кварц голубовато-белый, обохренный с поверхности и по трещинам, с пустотами выщелачивания	1,01	140	330

Примечание: Содержание золота определено пробирным анализом в лаборатории АмурНЦ ДВО РАН. Аналитик Л.А. Чурсина.

Прогнозные ресурсы участка в нижнем течении руч.Дожливый, подсчитанные по авторской методике [6], до глубины 100 м составляют около 40 т золота и заслуживают внимания для постановки детальных поисковых работ.

Литература

1. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск; Владивосток: Кн.дело, 1928. 923 с.

2. Бородавкин С.И. Глубина эрозионного среза золоторудной минерализации Иличинского узла // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 2005. С. 211-220.

3. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.

4. Золотые прииски Амурского горного округа и добыча золота на них по 1899. Благовещенск, 1899. 157 с.

5. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1998. 320 с.

6. Неронский Г.И. Поиски и оценка золоторудных месторождений по типоморфным свойствам золота из россыпей. Владивосток: Дальнаука, 2002. 134 с.

7. Неронский Г.И., Бородавкин С.И. Температурный режим кристаллизации золота в Иличинском золотороссыпном узле (Приамурье) // Теория, история, философия и практика минералогии: мат-лы 4 междунар. минерал. семинара, Сыктывкар, Республика Коми, 17-20 мая 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 171-172.

8. Неронский Г.И., Бородавкин С.И. Россыпи золота Джелтулинской купольной структуры и их коренные источники // Материалы конф. «Система коренной источник – россыпь», 27-29 окт. 2008 г., Якутск. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 212-218.

9. Яворовский П.К. Геологическая карта Зейского золотоносного района. Описание листа П-2. М.;Л.: Изд-во Глав. геол.-развед. упр., 1930. 31 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И РАЗМЕЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЕ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)

В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Кун-Маньенский медно-никелевый рудный район находится на крайнем северо-востоке Амурской области, в пределах Атагского хребта Восточного Становика. В последнее десятилетие здесь выявлено несколько линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалов распространения мафит-ультрамафитовых тел с сульфидной медно-никелевой с платиноидами минерализацией [1, 2], пространственно тяготеющих к зоне влияния Майского разлома глубинного заложения. В настоящее время в пределах этого рудного района известны сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления (Кун-Манье, Малый Курумкан, Ян-Хэгде, Атакан, Кубук, Елан, Черный Исполин и др.), которые в разное время изучались Ю.П. Потоцким, Л.П. Соболевым, Б.А. Зарубиным, В.А. Гурьяновым, А.Н. Пересторониным, В.С. Приходько, А.В. Евласевым и другими геологами. Наиболее детально изучено месторождение Кун-Манье, структурная позиция, размеры и условия залегания рудных тел которого позволяют по иному оценить перспективность обнаружения рудоносных тел в Кун-Маньенском рудном районе, а также прогнозировать выявление подобных объектов за его пределами. В этой работе, на примере месторождения Кун-Манье, рассматриваются закономерности локализации и размещения рудных тел мафит-ультрамафитов – сульфидных медно-никелевых залежей, которые по нашим данным [1, 3] свойственны данному типу рудной минерализации в пределах территории Восточного Становика и являются определяющими критериями при проведении поисковых работ на этот вид минерального сырья.

Сульфидное медно-никелевое оруденение генетически тесно связано с интрузиями мафит-ультрамафитов кунманьенского комплекса [1], формируется и размещается главным образом в пределах самих интрузий: плагиовестериты – вебстериты – кортландиты – тальк-серпентинитовые и тальк-амфиболовые породы являются материнскими для основной части руд [3]. Только небольшая часть сульфидных руд в виде жил и брекчий проникает во вмещающие породы. Исходя из вышесказанного, размещение сульфидных руд определяется размещением самих никеленосных интрузий, что по существу сводится к выявлению тех элементов геологического строения, которые способствовали внедрению магматических расплавов, формированию и становлению этих интрузий.

Петрографический контроль выражается в приуроченности наиболее богатого оруденения к оливиновым, оливинсодержащим роговообманковым разновидностям вебстеритов и плагиовестеритов, а также оталькованным, серпентинизированным и амфиболизированным их разновидностям; в прочих видах пород рудоносного комплекса концентрации рудных компонентов значительно ниже. Приуроченность наиболее высоких содержаний сульфидов и рудных концентраций к висячему и лежащему бокам наиболее крупных пластовых интрузий свидетельствует об элементах скрытой расслоенности.

Магматический фактор. Принадлежность рудоносных пород кунманьенского комплекса к плагиовестерит – вебстерит – роговообманково-перидотитовому подтипу габбронорит – пироксенит – перидотитовой формации позволяет их рассматривать по аналогии с известными сульфидно-никелевыми формациями России и Зарубежья (Печенгский, Хунчилинский и другие районы) в качестве рудной формации.

Тектонические факторы локализации подразделяются на два типа.

1). Приуроченность пластовых тел рудоносных мафит-ультрамафитов к протяженным тектоническим швам раннепротерозойских разрывных нарушений, полого падающих (от 10 до 30°) в север-северо-восточном направлении. В таких тектонических швах заключены, как правило, пластообразные и линзовидные тела мафит-ультрамафитов, а также пластины, состоящие из 1-3 тел аналогичного состава и пропластков вмещающих их пород. Ограничения рудоносных тел представлены сланцами и микрогнейсами зон бластомилонитов мощностью от первых метров до 10-30 метров. Крупные тектонические пластины совместно с заключенными в них рудоносными интрузиями в разрезе чешуйчато-надвиговых структур крупных рудных полей и зон обычно имеют многоярусное строение. Пространственная ориентировка сланцеватости зон бластомилонитизации и положение заключенных в них пластин, пластообразных тел и линз мафит-ультрамафитов, как правило совпадают. Эти нарушения являются основными рудовмещающими и рудоконтролирующими тектоническими структурами для рудоносных и рудных тел мафит-ультрамафитов с тонковкрапленным и прожилково-вкрапленным характером сульфидной минерализации. Прожилково-вкрапленные руды характерны для тектонизированных участков, реже экзоконтактовых частей рудных тел.

2). Несомненный интерес представляют древние тектонические нарушения, прослеживающиеся вдоль контакта рудных залежей с ответвлениями во вмещающие породы. В отличие от дизъюнктивов

сложенных бластомилонитами, они сопровождаются зонами брекчирования и катаклаза, часто с прожилками и просечками серпентин-талькового и тальк-амфиболового составов. Как правило, с ними связаны богатые по содержаниям сульфидов и никеля брекчиевые и жильные руды. Этот тип изучен недостаточно, но вполне очевидна их связь с более поздними тектоническими зонами брекчирования и катаклаза в участках сочленения (отщепления) или пересечения с рудными телами.

Структурную основу изученного месторождения образуют пологопадающие на север-северо-восток пластообразные и линзовидные тела никеленосных мафит-ультрамафитов и протяженные тектонические швы и зоны бластомилонитизации. На строение рудных тел и локализацию оруденения существенное влияние оказали зоны расланцевания (бластомилонитизации) запад-северо-западного простирания, последующие процессы динамометаморфизма и крупный массив сложнорасчлененных архейских метагабброидов, являющихся для них вмещающей средой.

Многоярусность. В пределах рудных полей месторождения Кун-Манье и рудопоявлений района устойчиво выделяются от одного до трех, реже до пяти ярусов никеленосных структур; собственно рудными среди них являются одно-два тела мафит-ультрамафитов. Они фиксируются этажно, залегающими в виде тектонических пластин и пластообразных тел мафит-ультрамафитов и тектоническими зонами бластомилонитизации, в которых эти интрузии заключены. Локализация рудоносных тел, их форма и размеры обусловлены зонами пологопадающих на север-северо-восток тектонических нарушений северо-западного простирания, являющихся дискордантными по отношению к складчатым структурам деформированного (расланцевание и диафторез) кристаллического основания.

Влияние пород фундамента. Повышенные и наиболее высокие содержания сульфидов и соответственно никеля, меди, кобальта, платиноидов и золота в пределах рудных полей наблюдаются в телах мафит-ультрамафитов, расположенных среди пород кристаллического фундамента более высокой основности или среди бластомилонитов по метагабброидам.

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: [материалы совещ.]. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 117-119.
2. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Потоцкий Ю.П., Петухова Л.Л., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН. 2009. Т. 425, №4. С. 505-508.
3. Приходько В.С., Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Пересторонин А.Н. Сульфидная медно-никелевая минерализация палеопротерозойских мафит-ультрамафитов юго-востока Алдано-Станового щита // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: III Международная конф. 28авг.- 2 сент. 2009г., Качканар: [сб. материалов]. Качканар: ИГГ УРО РАН, 2009. Т. 2. С. 111-114.

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ГИДРОТЕРМ ДАГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД НА СЕВЕРЕ САХАЛИНА

Р.В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Дагинское месторождение термоминеральных вод находится на северо-востоке о. Сахалин, на побережье Ныйского залива Охотского моря, в районе поселка Горячие Ключи. Дагинские источники не смотря на их доступность и долгий период применения в бальнеотерапии, детально изучались лишь в 1950-60-х гг. Наибольший вклад в изучение гидрогеохимии месторождения внесли Б.Д. Широков [1, 2], О.В. Равдоникас и Ю.А. Андрющенко [6], Н.Д. Цитенко [7], М.А. Штейн [8, 9, 10] и другие. Затем был долгий период без режимных научных наблюдений за состоянием термальных источников, данных о химическом составе термальных вод практически не было, изотопный состав гидротерм района не исследовался вовсе. Ежегодно, начиная с 2004 года, нами проводились исследования Дагинского месторождения термоминеральных вод [3, 4]. Основной целью исследований было с помощью современных средств и методов выяснить особенности химического состава гидротерм района и определить условия их формирования.

Методы исследования

В ходе полевых работ провели описание и впервые, с помощью GPS-приёмника «Garmin-12», составили подробную схему выходов термальных вод. Также изучили основные физико-химические характеристики термальных вод, произвели отбор проб термальных вод для лабораторных исследований. Для определения значений pH термальных вод использовался портативный pH-метр «HANNA-Hi9025». Полевые замеры температуры вод термальных источников проводились электронным термометром «Digitron-T200KC» с термопреобразователем КТХА 01.02Р-Т310, диапазон рабочих температур данной термопары составляет от -200° С до +1350° С, точность измерения 0.1° С. Для определения максимальной температуры продолжительность замеров доходила до нескольких минут. Пробы термальной воды для удаления взвеси отфильтровывались в герметичные пластиковые емкости через бумажный фильтр (синяя полоса) на месте отбора. В лабораторных условиях макрокомпоненты определялись с помощью классического химического анализа по стандартным методикам в испытательной лаборатории ДВ филиала ФГУ НПП «Росгеолфонд», г. Южно-Сахалинск. Аналитик В.Д. Чугунова. В декабре 2006 года мы провели отбор проб грунтовой воды, термальных источников и термальных вод скважин Дагинского месторождения для определения изотопов кислорода и водорода. Изотопные определения кислорода и водорода выполнены на масс-спектрометре Finigan MAT 252 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Аналитик к.г.-м.н. Т.А. Веливецкая. Сходимость полученных результатов находится в пределах чувствительности применяемых методов. Расчет температуры глубинного резервуара проводился по Na-K-геотермометру с использованием формулы У. Гиггенбаха [11]. Обычно температуры, рассчитанные по Na-K-геотермометру, несколько завышены, но в данном случае использование других геотермометров будет не корректно. Например, Si-геотермометр выдает отрицательные температуры глубинного резервуара.

Результаты исследований, их обсуждение

В структурном отношении район месторождения приурочен к Восточно-Сахалинскому антиклинорию, слагающему восточное крыло Дагинского антиклинального поднятия. Термальные источники пространственно тяготеют к зоне разлома северо-восточного простирания и оперяющим ее мелким разрывам восточного и юго-восточного простирания. Месторождение сформировано в водоносном комплексе отложений нутовской свиты верхнего неогена, которые представлены переслаивающимися толщами водоупорных глинистых отложений и водоносных песков [7, 2].

На месторождении (рис. 1) выделяются три участка разгрузки термоминеральных вод: Южный, Центральный и Северный. Термоминеральные воды источников Южного участка (источники Молодость, Мечта, Здоровье) принадлежат к типу слабощелочных (pH=7.4-7.5), метановых, хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод. Общая минерализация 2-2.5 г/л. Температура воды 30-40° С. Скважиной № 2 (рис. 1) на глубине 180-196 м вскрыты термальные (45° С) слабоминерализованные (TDS=1.2 г/л), хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с pH=7.9. Здесь же, скважиной № 3-Д, с глубины 100 м выводятся на поверхность слабощелочные (pH=7.8-8.2), хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термальные воды с температурой около 40° С и минерализацией 1.3 г/л. Общие запасы термоминеральных вод Южного участка утверждены [5] по категориям C₁+C₂ в количестве 1250 м³/сут, в том числе 137 м³/сут по скважине № 2. Центральный участок протягивается в северо-восточном направлении на 250 метров. В химическом составе вод источников наблюдаются заметные

вариации при приближении к береговой зоне Ныйского залива. Воды источника Пионер слабоминерализованные ($TDS=1.7$ г/л) метановые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с температурой до $40^{\circ}C$, $pH=7.5$. Источники Партизан и Патриот метановые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с температурой $38-40^{\circ}C$, $pH=7.4-7.6$, минерализация термальных вод $1.7-2.5$ г/л. Термальный источник Трепанг (рис. 1) более минерализован ($TDS=2.1$ г/л), его хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды нагреты до $30^{\circ}C$ [7]. Скважина № 5 (источник Скорпион) на Центральном участке с глубины около 150 м вскрыла хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термы с повышенным содержанием Ca^{2+} и Mg^{2+} . Минерализация глубинных терм более 2 мг/л. В северной части участка расположены котлы с глинистой термальной ($25-30^{\circ}C$) водой хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава (источники № 6-9 на рис. 1). Общие запасы термоминеральных вод Центрального участка утверждены [5] по категориям В+С₁ + С₂ в количестве 1250 м³/сут. Термы источников Северного участка разгружаются в пределах литоральной зоны залива и в прилив заливаются морскими водами (каптированный источник Кальмар, источники 2-5 на рис. 1). Среднеминерализованные ($TDS=2-9$ г/л), слабощелочные ($pH=7.4$), хлоридные натриевые термы ($T=28-40^{\circ}C$) заполняют воронкообразные котлы диаметром до трех метров и глубиной более метра. Здесь же встречаются небольшие грязевые грифоны.

Таким образом, для термальных источников Дагинского месторождения характерны изменения химического состава в зависимости от близости к приливно-отливной зоне. По значениям pH , температуре и катионному составу больших различий среди источников нет. Они все относятся к нейтральным или слабощелочным ($pH=7-8$) термам с невысокой температурой ($25-55^{\circ}C$), с преимущественно натриевым катионным составом, только в гидротермах Северного участка несколько повышается содержание магния. В газовом составе преобладают метан и углекислый газ. По анионному составу термальные источники можно разделить на два типа: 1) хлоридные; 2) хлоридно-гидрокарбонатные. При приближении к приливно-отливной зоне геохимический облик термальных вод становится ближе к морским водам залива. Это отмечалось и предшествовавшими исследователями [7, 10], которые указывали на формирование термальных вод Северного участка за счет разбавления глубинных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых гидротерм хлоридными натриевыми морскими водами. Для выяснения источника водной компоненты гидротерм часто используют соотношение изотопов кислорода и водорода. Нами были опробированы термальные и грунтовые воды Южного и Центрального участков на содержание изотопов кислорода и водорода. К сожалению, отобрать пробы на Северном участке нам не удалось. Изотопный состав кислорода ($d^{18}O$ от -14.1% до -15.3%) и водорода (dD от -101.7% до -106.8%) опробованных термальных вод аналогичен изотопному составу грунтовых вод района ($d^{18}O=-14.3\%$; $dD=-99.6\%$), что указывает на доминирующее питание гидротерм за счет метеорных вод. Расчитав по Na-K-геотермометру возможную температуру глубинного водного резервуара, которая составляет в среднем для месторождения $93-116^{\circ}C$, мы можем определить примерную глубину формирования гидротерм. Учитывая, что основным источником питания глубинных гидротерм являются холодные метеорные воды и, принимая среднюю для района геотермическую ступень 33.2 метра на $1^{\circ}C$ [8], глубина формирования гидротерм может составлять $3-3.5$ км. По данным, полученным при бурении нефтеразведочных скважин на севере Сахалина известно [2, 9], что на глубине 2.5 км практически повсеместно встречаются термальные воды с температурой до $90^{\circ}C$. Это подтверждает возможность формирования глубинного резервуара Дагинских гидротерм на глубине более 3 км.

Заключение

Из имеющихся сведений предшествовавших исследователей и полученных нами данных по химическому и изотопному составам можно сделать следующие вывод: Гидротермы района формируются при инфильтрации метеорных вод на глубину более 3 км, нагреваясь при этом до $93-116^{\circ}C$. Нагретые глубинные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые гидротермы, поднимаясь к поверхности по разломам, взаимодействуют с породами коллектора, смешиваются с грунтовыми и морскими водами. В зависимости от степени смешения на поверхность выходят хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термальные воды (Южный и Центральный участки Дагинского месторождения) и хлоридные натриевые термы (Северный участок).

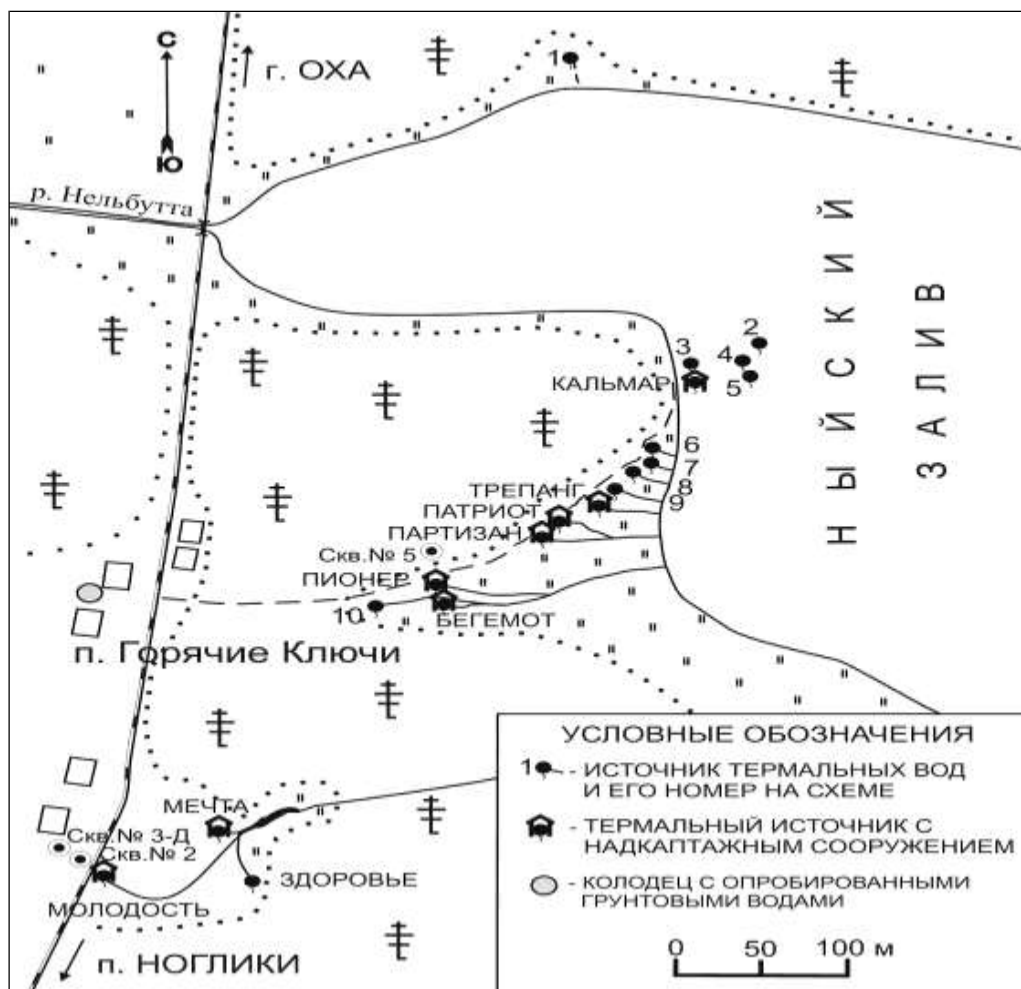


Рис. 1. Схема Дагинского месторождения термо-минеральных вод (по данным GPS)

Литература

1. Атлас Сахалинской области / под ред. Г.В. Комсомольского, И.М. Сирыка. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 1967. 135 с.
2. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин / под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1974. 208 с.
3. Жарков Р.В. Гидротермальные воды северной части острова Сахалин // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: II Сахалинская молодежная науч. школа, 4-10 июня 2007 г., Южно-Сахалинск: [сб. докл.]. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 45-46.
4. Жарков Р.В. Особенности геохимии термальных вод Дагинского месторождения (о. Сахалин) // Строение литосферы и геодинамика: XXI Всероссийская молодежная конференция, 19-24 апреля 2005 г., Иркутск: [сб. докл.]. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 140-141.
5. Полезные ископаемые Сахалинской области. – Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2002. 120 с.
6. Равдоникас О.В., Андриющенко Ю.А. Термальные воды Сахалина / Материалы Пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск Тюмень, 1967. С. 153.
7. Цитенко Н.Д. Воды Дагинских горячих ключей на о. Сахалине // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 181. С. 203-213.
8. Штейн М.А. Определение параметров и глубин залегания термальных подземных вод // Тр. СахКНИИ. 1962. Вып.12. С.162-165.
9. Штейн М.А. Оценка ресурсов подземных термальных вод о. Сахалин и перспективы их использования как источника тепла // Труды СахКНИИ, вып.12. 1962г. С. 150-161.
10. Штейн М.А. Термальные воды Сахалина и вопросы их использования // Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. – М.: Наука. 1967. – С. 274-280.
11. Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Ca geothermometers // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1988. Vol. 52. P. 2749-2765

ПРИЗНАКИ ЯРУСНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНИЯ НИЖНЕ-ТАЕЖНОГО МНОГОМЕТАЛЛЬНОГО УЗЛА (СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ)

В.В. Ивин

Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток

Объективная оценка распространенности оруденения на глубину без использования геохимической методов весьма затруднительна. Вместе с тем в мировой практике известно много примеров ярусного размещения оруденения по вертикали в диапазоне измеряемом многими сотнями и даже тысячами метров. В связи с этим проблема ярусного распределения оруденения недостаточно опосредованных и разведанных территорий Дальнего Востока России является весьма актуальной. Это в полной мере относится и к Нижне-Таежному рудному узлу (НТРУ), площадью около 500 кв. км., расположенному в Прибрежной зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (бассейн р. Таежной примерно в 25 км от побережья Японского моря). НТРУ характеризуется весьма сложным геологическим строением [1], наличием крупных разрывных нарушений, разноориентированных сквозных разломов, крупных магматических центров, масштабных потоков рассеяния, шлиховых и геохимических ореолов. По существу, это наиболее крупный рудный узел в северной части Приморского края.

Стратифицированные образования, участвующие в строении узла, принадлежат двум структурным этапам: нижнему терригенному (K_1), породы которого смяты в крутые складки северо-восточного простирания и верхнему — вулканогенному (K_2), включающему эффузивно-пирокластические накопления богопольской (маастрихт-дат), самаргинской (маастрихт) и приморской (турон-кампан) толщ.

Приморская толща, общая мощность которой оценивается в 650-700 м, закартирована в ВЮВ части площади. Ее нижняя пачка (K_{2rg1}) видимой мощностью более 250 м представлена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания. Псаммито-псефитовые туфы перекрыты сваренными «игнимбритовидными» псефито-псаммитовыми пирокластическими накоплениями кислого состава второй пачки (K_{2rg2}) мощностью 250-440 м. Верхняя пачка (K_{2rg3}) толщи распространена в центральной части узла. Облик этой пачки определяют игнимбриты, рыхловатые спекшиеся псаммитовые туфы кислого состава с фьямме аргиллизированного вулканического стекла. Она имеет характерную коричневатобуроватосерую окраску,

Отложения приморской толщи согласно перекрыты пирокластическими накоплениями среднего и умереннокислого состава самаргинской (K_{2sm}) свиты, для которых характерен пестрый облик и широкий диапазон изменчивости размеров обломков, вплоть до присутствия глыб пород в агломератовых туфах. Отмечаются прослои риолитовых туфов, псефитовых и агломератовых ксенотуфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, а также пелитовых кремневидных туфов. Для низов разреза толщи характерно присутствие грубой пирокластики и ксенотуфов, для верхов — экструзивно-эффузивных тел андезитов, которые последовательно перекрыты массивными и слоистыми кремнистыми туфами умереннокислого (дацитового) состава, кремнистыми туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и, наконец, черными слоистыми алевролитами и песчаниками фации кратерных озер.

Эффузивно-пирокластические накопления богопольской (K_{2bg}) толщи, характеризующиеся повышенной щелочностью, распространены в западном и северном секторах узла. Низы разреза первой пачки (K_{2bg1}) толщи сложены глыбовыми туфами риолитов, туфоконгломератами (с окатанными, полуокатанными глыбами риолитов, дацитов и миароловых гранитов) с редкими прослоями туффитов и туфоалевролитов; грубообломочными риолитоидными игнимбритами с обилием уплощенных обломков аргиллизированного вулканического стекла и различных пород, включая осадочные отложения нижнего структурного этапа. Верхи разреза этой пачки представлены псефитовыми и псефито-псаммитовыми литовитрокристаллокластическими туфами кислого состава. В средней пачке (K_{2bg2}) преобладают агломератовые (низы) и псефито-псаммитовые кремнистые (в различной степени сваренные) игнимбритовидные биотитовые туфы риолитов. Верхняя часть свиты (K_{2bg3}) — переслой пелитовых и алевритовых туфов кислого состава, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащих растительный детрит.

Экструзивно-эффузивно-пирокластическим накоплениям трех охарактеризованных толщ комагматичны субвулканические и интрузивные тела, являющиеся более глубинными частями одноименных (с толщами) вулканоплутонических комплексов (ВПК). Наиболее молодые субвулканические образования, секущие экструзии дацитов богопольского ВПК на площади узла причисляют к кизинскому (миоцен) комплексу. Это дайки гиперстеновых андезитов, андезидацитов, дацитов прорывающие тела эксплозивных брекчий богопольского комплекса.

Наиболее крупные интрузивные и субвулканические тела причисляемые к самаргинскому и богопольскому ВПК выявлены среди ороговикованных пород соответствующей толщи. Они вместе с более молодыми образованиями размещены в локальных очаговых структурах интрузивно-купольного типа. Интрузивы имеют сложное строение, поскольку образованы породами разновозрастных фаз. Так, наиболее ранние фазы крупного Малиновского массива сложены преимущественно самаргинскими диоритоидами. Среди последних преобладают мелко (редко крупно) зернистые биотит-роговообманковые кварцевые («игольчатые») диориты. Биотитовые порфировидные граниты, переходящие в краевых частях массива в гранит-порфиры принадлежат, вероятно, уже богопольскому ВПК [3]. Субвулканические тела рассматриваемого ВПК представлены крупнопорфировыми риолитами, иногда переходящими либо в гранит-порфиры, либо в кластолавы кислого состава. Иные субвулканические тела богопольского ВПК представлены неками дацитов и трахидацитов, иногда переходящими в андези-дациты, риодациты и риолиты туфовидного облика, а также телами эксплозивных брекчий соответствующего состава. Более поздние — кизинские — образования, как уже отмечалось, представлены мелко- и неяснопорфировыми (часто миндалекаменными) разностями роговообманково-плаггиоклазовых андезитов, реже андезибазальтов и базальтов. Для них характерны шаровая отдельность, значительная измененность и повышенная щелочность.

В рудном узле по потокам рассеяния серебра, свинца, цинка, олова, меди, в меньшей мере мышьяка, выявлено несколько комплексных геохимических аномалий: Каменистая, Основная, Левобережная, Контрастная и др., на площади которых выделены рудоносные поля в поисковой практике называемые участками: Кумирный, Левобережный, Кабаний и т.д. а в пределах последних — рудные зоны (более 30) преимущественно северо-западной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки с редкометальной, полиметаллической (с серебром), олово-полиметалльно-серебряной, полиметалльно-серебряной, собственно серебряной минерализацией.

Жильно-прожилковые зоны с олово-полиметалльно-серебряным, полиметалльно-серебряным оруденением размещены вблизи Малиновской интрузии и входящих в нее штоков самаргинских диоритов среди ороговикованных вулканитов нижней пачки (K_2pr_1) приморской толщи (Белембинская, Бортовая, Русловая и др.). Мощность таких зон достигают 10-20 м, протяженность 1,5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих сереброносных кварц-сульфидных жил, сопровождаемых прожилково-вкрапленной минерализацией.

Убогосульфидные сереброносные зоны (Кумирная, Водораздельная, Заманчивая, Ближняя, Неясная, Крайняя, Перевальная, Сентябрьская, Сюрприз и др.) пространственно разобщены с олово-полиметалльно-серебряным оруденением. Они имеют значительно меньшую мощность (до 3-4 м) и преимущественно размещены среди вулканитов третьей пачки приморской толщи (K_2pr_3), превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты.

Определение генетической природы аномальных концентраций элементов и выявления закономерностей их размещения (в т.ч. ярусного) в пределах рудных узлов, полей и месторождений, предопределяет необходимость применения геохимических методов исследований на всех этапах работ для прогнозной оценки объектов — от предварительной оценки минерализованных площадей до обнаружения отдельных рудных тел, в т.ч. и скрытых на значительной глубине.

При геохимических исследованиях НТРУ автором использованы результаты поисково-оценочных работ и детального геологического изучения отдельных участков узла. Для оценки перспектив рудоносности площади узла на глубину, с помощью программы Matlab обработаны данные бороздового и сколового опробования горных выработок (канав и расчисток), отраженные в 5000 спектральных, спектрозолотометрических, пробирно-активационных, атомно-абсорбционных и химических анализах выполненных в ЦЛ ППГО (ППСЭ). В результате математической обработки данных были построены карты первичных геохимических ореолов пространственного распределения элементов-индикаторов на каждом из участков узла. Анализ по методике С. В. Григоряна [2] построенных карт первичных геохимических ореолов позволил установить элементы вертикальной зональности в распределении рудных элементов-индикаторов на всех объектах НТРУ.

На участке Кумирном, где расположена собственно серебряная, серебро-полиметаллическая, в меньшей степени полиметалльно-серебряная минерализация, зафиксированы аномальные концентрации Ag, Sb, Au на высоких гипсометрических отметках (порядка 400 м). На низких (порядка 200 м) отметках установлены высокие концентрации иных (Sn, Pb, Zn, Cu, Mo) элементов. На участке Кабаньем, где также развита собственно серебряная минерализация, на высоких отметках (400 м) выявлены аномальные концентрации элементов не только Ag и Sb, но и Zn, Mo, As, а на низких (200 м), кроме Sn, Pb, Cu, еще и Au. Участок Средний Сухой характеризуется доминированием полиметалльно-серебряной минерализации на уровне горизонта 300 м, что подтверждается распространенностью здесь ореолов Ag, Pb, Zn, Cu, а на более глубоком уровне (200 м) — As, Sb, Au. На участке Левобережном преобладает серебро-полиметаллическая минерализация, поэтому на уровне горизонта 500 м здесь распространены

повышенные содержания Ag, Sn, Pb, Zn, As, а на нижнем уровне (200 м) — Mo, W, Au. Представленные данные демонстрируют сложное распределение рудных элементов во вскрытом рельефом интервале (с абс. отметками от 200 м до 600 м.). Эта сложность выражается в присутствии Ag, Au, Mo на верхних и на нижних горизонтах; Pb и Zn на верхних и средних гипсометрических уровнях, W на средних и нижних отметках, а Sb — во всем вскрытом интервале.

Для определения уровня эрозионного среза и выявления признаков ярусного размещения оруденения на исследованных участках, были рассчитаны отношения линейных продуктивностей частных мультипликативных ореолов для следующих групп элементов-индикаторов: Кумирный — $Sb*Ag*As/Cu*Sn$, Кабаний — $Sb*As*Ag/Cu*Sn$, Средний Сухой — $Sn*Pb*Zn/Au*As$, Левобережный — $Sn*Pb*Zn/W*Mo$. Графическое изображение численных показателей изменения с глубиной мультипликативных коэффициентов геохимической зональности, позволил разделить участки на группы со сходными трендами изменчивости: слабо эродированные (Кумирный, Средний Сухой) и значительно эродированные (Кабаний, Левобережный), а затем выделить условно верхнерудные, рудные и подрудные уровни оруденения. На всех участках (кроме Среднего Сухого) на уровне условного подрудного горизонта выявлена тенденция постепенного возрастания продуктивности, что расценивается как указание на возможность ярусного размещения оруденения в пределах НТРУ. Поскольку полиметалльная минерализация НТРУ имеет много общего с оруденением мексиканских месторождений серебра и, в частности с Гуанахуато, в рудных зонах которого проявлена ярусность в размещении серебряного (верхние горизонты), серебро-полиметалльного (средние горизонты) и медного (нижние горизонты) оруденения [4]. Таким образом, учитывая выше изложенное, предлагается возобновить геологические исследования на площади, для заверки перспективности глубоких горизонтов известных участков и переоценки масштабов выявленного в НТРУ оруденения.

Литература

1. Ивин В.В., Родионов А.Н., Хомич В.Г., Симаненко Л.Ф., Борискина Н.Г. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 81-87.
2. Григорян С.В. Рудничная геохимия. М.: Недра, 1992. 294 с.
3. Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Ag метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестник ТГУ. 2010. № 331. С. 214-218.
4. Gross W.H. New Ore Discovery and Source of Silver-Gold Veins, Guanajato, Mexico // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, № 7. P. 1175-1189.

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРИРОДА ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Р.Б. Керимов

Институт Геологии НАНА, г. Баку
anrugo@rambler.ru

Большой Кавказ считается одной из ветвей Мезотетиса и складчатого сегмента Альпийско-Гималайского пояса, сформированного между Скифской и Аравийской плитами. Обширный палеобассейн Южного склона Большого Кавказа в геодинамической градации относится к окраинноморским структурам, по центральной части которого в ранней юре, в результате спрединга, закладываются глубинные разломы и образуется глубоководный трог рифтогенного типа с накоплением, по разным авторам, от 6-и до 10-11 км глинистых сланцев (превращенных впоследствии в аспидные), алевролитов и меньше, песчаников. В средней и поздней юре область воздымаясь преобразуется в энсиматическую островную дугу. И в ранней и средне-поздней юре имел место в ограниченном масштабе (относительно объема осадочного комплекса) магматизм, вначале базальтовый, сменившийся в дальнейшем на базальт-андезит-дацитовый и габбро-диорит-плагиогранитовый. Несмотря на несопоставимое с осадочным комплексом ограниченное развитие магматических тел, магматизм обусловил формирование серии крупных промышленных месторождений колчеданного семейства. В пределах Южного склона Большого Кавказа, на основе анализа фации и мощностей геосинклинальных осадочных и магматических комплексов вкрест простираения главнейших структур мегантиклинория, с севера на юг, выделяются Метлюта-Ахтычайская, Тфанская, Загатала-Ковдагская, Дуруджинская продольные структурно-формационные зоны. Они на всем протяжении отделены друг от друга долгоживущими магно- и рудоподводящими разломами.

Металлогеническая зона прослеживается на восток в пределы Дагестана, где проходит большая часть Главного Кавказского разлома. В пределах этого разлома в Дагестане северокавказскими геологами выделены два небольших месторождения кобальта — Цимирцы и Борч и Хнов-Борчинское рудное поле, где размещается также крупное Кизил-Деринское медноколчеданное месторождение. Считаем, что поперечный профиль по Большому Кавказу необходимо начинать с Главного Кавказского разлома, с месторождений кобальта, как свидетельство того, что оруденение в регионе начинается с месторождений мантийного происхождения, с наиболее глубинных, а завершается самым южным, мантийно-коровым полиметаллическим оруденением. Метлюта-Ахтычайская и Дуруджинская структурно-формационные зоны имеют сходное геологическое строение, практически амагматичны и характеризуются складчатостью промежуточного типа и охватывают грабен-синклинорий на севере и Дуруджинский антиклинорий — на юге. Эти структурно-формационные зоны сложены мелководными морскими и дельтовыми отложениями угленосной песчано-флюидной формации нижней и средней юры.

В Тфанской зоне, охватывающей Главный хребет и большую часть Южного склона, обнажаются наиболее древние отложения терригенной геосинклинали, представленные морскими абиссальными образованиями аспидной и трансгрессивной глинисто-флюидной формации нижней юры. Выше по разрезу они последовательно сменяются относительно мелководными отложениями регрессивной серии песчано-флюидной формации средней юры и рифтогенными известняками верхней юры. Магматические образования сосредоточены, главным образом, в пределах Тфанской структурно-формационной зоны, где наблюдаются как эффузивные, так и интрузивные фации. Они протягиваются в субширотном направлении и падают на север, северо-запад под углом $35-62^{\circ}$.

Анализ результатов проведенных исследований показывает, что каждая структурно-формационная зона занимает определенное и обособленное место в тектоническом развитии Южного склона, отличаясь друг от друга как набором осадочных и магматических формаций, так и их отношением между собой, различной структурной позицией в складчатом поясе Большого Кавказа. Своеобразие развития структурно-формационной зоны Южного склона, место и время формирования пород как вулканогенного, так и интрузивного магматизма отразились на закономерностях размещения, условиях локализации и последовательности образования месторождений колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой рудной формаций. Все известные месторождения и рудопрооявления сосредоточены в пределах Тфанской структурно-формационной зоны и носят поясовый характер. При этом сульфидные залежи в высокогорной центральной части зоны сложены медно-пирротиновыми, а на южном склоне — в основном колчеданно-полиметаллическими рудами, образуя самостоятельные рудные зоны, отличающиеся не только по особенностям геологического строения и развития магматизма, но и по металлогенической специализации.

На южном склоне Большого Кавказа месторождения Филизчайского типа формировались в локальных впадинах (Курбанов, 1982 и др.), но в результате осаждения рудного вещества из рудных рассолов, источником которых являлись неглубоко залегающие магматические очаги. В рудном районе глинистые сланцы четко выделяются высокими содержаниями элементов. Дайковые породы основного состава, которые часто находятся в зоне гидротермального воздействия, так же характеризуются высокими концентрациями элементов. Однако, высокие значения содержаний рудных элементов во вмещающих породах — явно результат постмагматических процессов. Территория рудного района в той или иной степени подвержена постмагматическому обогащению рудными элементами. Только, в одних случаях это носит скрытый характер, когда осадочные породы выделяются лишь повышенными содержаниями рудных элементов, в других случаях — образованием рудной минерализации или промышленных залежей. Все сказанное подтверждают результаты предыдущих исследователей о гидротермальном пути привноса рудных компонентов из магматических очагов, использующих зоны разломов как пути продвижения гидротерм.

В пределах металлогенической зоны концентрация месторождений и рудопроявлений носит узловый характер. Границами узлов служат геологические границы локальных поперечных и продольных инверсионных поднятий, возникших в период складчатых деформаций геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Анализ фактического материала указывает на тесную пространственную и генетическую связь рудных объектов Тфанской зоны с продуктами базальтоидного магматизма. Следует отметить, что важную роль в интенсивности проявления оруденения играли размеры рудолокализирующих палеоструктур, активность конседиментационных тектонических движений, динамика водной среды геосинклинального морского бассейна, а также интенсивность эманаций рудного вещества и скорость осадконакопления. Состав руд определяется возможностью выщелачивания металлов из пород морского дна циркулирующей морской водой. Поэтому постулируется, что в рифтовых зонах океана все многообразие состава гидротермальных рудопроявлений обусловлено неодинаковостью изменения первичного гидротермального раствора при его миграции от зоны мобилизации химических элементов к поверхности дна. Появление в рудах кроме меди и цинка существенного количества свинца в рудопроявлениях задуговых бассейнов объясняется выщелачиванием его из субстрата, сложенного породами кислого или среднего состава, или из залегающих на базальтовом субстрате терригенных осадков. Высокие концентрации рудных элементов (Cu, Pb и др.) в кислых породах андезит-дацит-риолитовой формации и тренды изменения концентраций этих элементов в первичных расплавах кислых вулканитов свидетельствуют о рудогенерирующей роли кислых магм. При этом, в процессе эволюции рудно-магматической системы ранние высокотемпературные порции гидротермальных растворов были обогащены Cu, а поздние с меньшими температурами — Pb. Относительно поздний характер галенитовой минерализации по отношению к серноколчеданной, в меньшей мере, к медноколчеданной установлен на месторождениях Кацдаг, Джихих, а также Филизчай. Многочисленные данные исследования изотопов серы сульфидов колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа свидетельствуют о ювенильном источнике рудного вещества. При этом установлена зональность в распределении типов месторождений, выраженная сменой медно-пирротинового оруденения в центральной, осевой зоне глубоководного трога, через смешанное медно-пирротинное с колчеданно-полиметаллическим, затем колчеданно-полиметаллическим, а на самой периферии — жильным полиметаллическим.

Результаты изотопных исследований свинца галенитов из месторождений (Кизил-Дере, Филизчай, Катцдаг и др.) восточной части Большого Кавказа позволяют судить о генезисе рассматриваемых объектов, обусловленной с условиями формирования структур растяжения — зон спрединга (рифтоподобные структуры и т.д.). Полученные данные изотопного состава свинца свидетельствуют о близости источников свинца к структурам, формирующимся в условиях сближения плит — субдукции. Изучение изотопов аргона в ГЖВ кварца рудных образований этой зоны также показало, что по изотопной характеристике аргона — это продукты необедненной мантии, характерной для зон горячих пятен (точек) мантии. В них значение $A_{r(40/36)}$ до 300–450, в то время как для обедненной мантии, в зонах растяжения, эти величины доходят до 25000. Для промышленных объектов (Кизил-Дере, Филизчай) характерен свой изотопный состав свинца, что позволяет дать общую перспективную оценку других рудных объектов в этом регионе с подобным изотопным составом свинца.

Вышеприведенные аргументы показывают, что источником рудного вещества преобладающе служили мантийные магматические расплавы. Перенос рудных компонентов в гидротермальных растворах осуществлялся, преимущественно, в виде комплексных химических соединений, в том числе хлоридных, фторидных, гидросульфидных и карбонатных. Разложение комплексов при снижении температуры, падении давления, нейтрализации растворов, а также в ходе эволюции их щелочности приводило к осаждению рудных компонентов.

ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ: ПРОГНОЗ НОВОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

В.М. Мишнин, А.П. Андреев, К.А. Бекренев

Центральная поисково-съёмочная экспедиция
Государственного унитарного горно-геологического предприятия
Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология», г. Якутск

В результате выполнения комплекса прогнозно-поисковых работ, разработанного в ЦПСЭ ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» получены новые данные об условиях локализации перспективного кимберлитового поля (Хомпу-Майское) в пределах Якутского погребенного поднятия (ЯПП), которое по ряду признаков является архейским кратоном. Это поднятие (450-500км*350-450км) представляет обособленный дизъюнктивными ограничениями краевой фрагмент северного склона Алданской антеклизы, перекрытый мезозойским структурным ярусом. Территория Якутского погребенного поднятия имеет определенное сходство с Ботуобинским поднятием, обладающим крупным потенциалом коренной алмазности [1]. Открытие кимберлитовой трубки Манчары 23 октября 2007 года в центральной части ЯПП, под перекрывающими терригенными толщами нижней юры мощностью около 100 м, доказало практическую эффективность выполненного сравнительного анализа. Рассматриваемые магматические проявления, а также промежуточные коллектора тесно адаптированы к элементам вмещающей тектонической рамы, которая контролирует их площадное распространение.

Тектоническая рама: компонента «дотрубочные базиты — алмазносные кимберлиты»

Выполненная аэромагнитная съёмка масштаба 1:25000 выявила принципиально новые формы тонкой связи кимберлитов с параллельными дайками дотрубочных базитов (рис.1) В частности, на Лено-Амгинском водоразделе были закартированы местные аналоги (сбросы Мундуруччинский, Дьянгильский, Мындалахский) магмоконтролирующих разломов Мало-Ботуобинского района (Западный, Центральный, Параллельный, Восточный), также «залеченные» базитовым расплавом. При таком сопоставлении положение трубки Манчары по отношению к сбросу Мындалахский аналогично соотношению трубки имени XXIII съезда КПСС с разломом Западный (Срединная, Южная) — дайки Мундуруччинской (Мн).

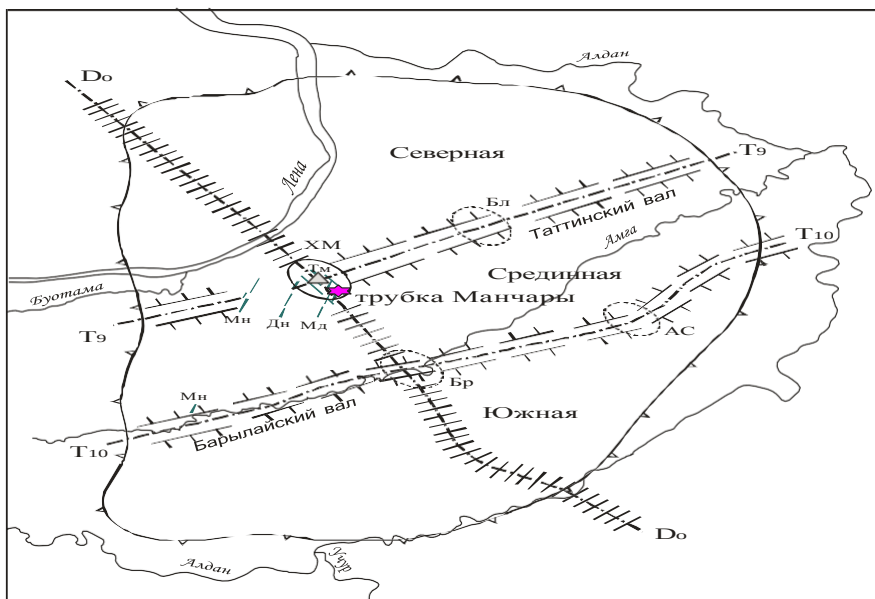


Рис. 1. Тектоническая рама: компонента «дотрубочные базиты— алмазносные кимберлиты»

Элементы рамы: 1 – внешняя граница Якутского погребенного поднятия; 2 – продольная ось ЯПП (директриса D_0) 3 – поперечная ось ЯПП (траверса T_9); 4 – эпицентр ЯПП. Носители параллельных даек дотрубочных базитов. 5 – продольная составляющая – глубинные расколы северо-запад – юго-восток створа директрисы (дайки Тамминской зоны – T_m), 6 – поперечная составляющая – межвальные синформы (Северная, АС – Арга-Салинское) Дьянгыхской (Дн) и Мындалахской (Мд) зон. Носители кимберлитов. 7 – продольная составляющая – магистральный вал директрисы D_0 , 8 – поперечная составляющая – Таттинский вал (траверса T_9), Барылайский вал (траверса T_{10}), 9 – кимберлитовые поля: а – установленное (ХМ – Хомпу-Майское), б – прогнозируемы (Бл – Борулахское, Бр – Барылайское, 10 – кимберлитовая трубка Манчары.

Тектоническая рама: компонента «кратон – межкратонный пояс»

Кимберлиты вновь открытой трубки Манчары инъецированы в кристаллический фундамент и осадочный чехол крупной внутриплатформенной структуры положительного знака (Якутское погребенное поднятие). С позиции тектоники раннего докембрия ЯПП по ряду ведущих признаков (синформа по кровле Моха в сочетании с антиформой по кровле консолидированной коры, серогнейсовый субстрат метаморфического заполнения с фрагментами зеленокаменного пояса, геометрически упорядоченное положение в системе географических координат и др.) является типичным архейским кратоном. Более того, по своим площадным размерам (120 тыс. км²), большой мощности земной коры (до 50-60 км и более) и высокой степени сиализации пород фундамента эта тектоническая единица является так называемым доминантным кратоном [2] по отношению к смежным кратонизированным геоблокам правильной ортогональной ячейки (рис.2).

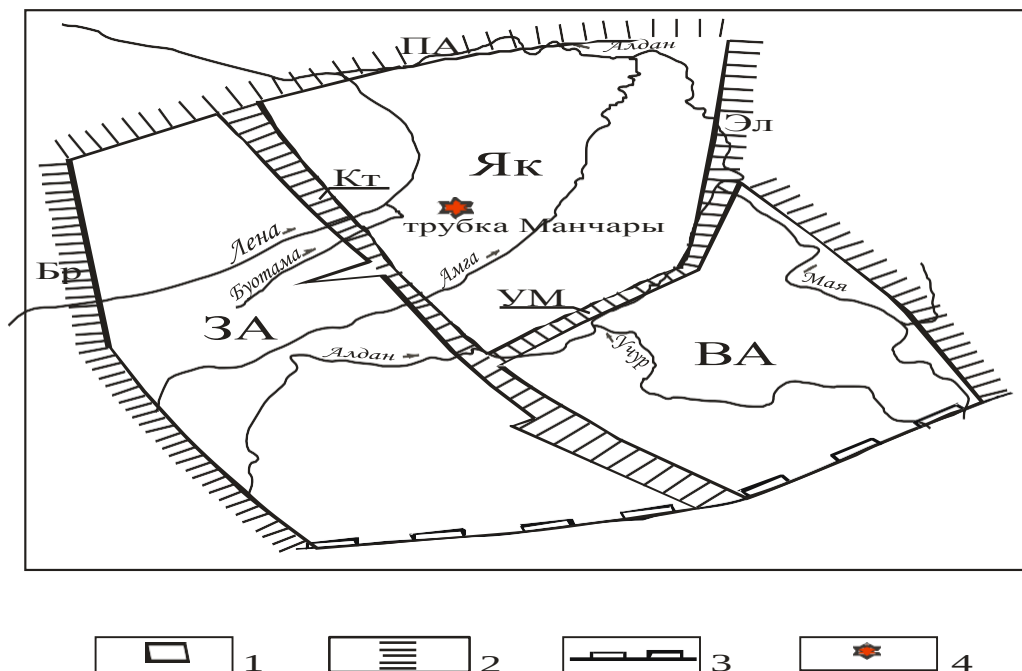


Рис. 2. Тектоническая рама: компонента «кратон – межкратонный пояс» 1. архейские кратоны. Объект исследования Якутский кратон (Як), соседствующие кратоны: ЗА – Западно-Алданский, ВА – Восточно-Алданский; 2 – межкратонные пояса: Кт – Кетеминский, Бр – Березовский, Эл – Эльдиканский, ПА – Палео-Алданский, УМ – Учуро-Майский, 3 – надвиговые ограничения кратонов, 4 – кимберлитовая трубка Манчары.

Боковые стороны последней подчинены географической системе координат — ориентированы в широтном (продольном) и меридиональном (поперечном) направлениях. Это обстоятельство подтверждает мнение австралийского геофизика Ф. Стейсио [3] том, что архейский кратон является элементарной структурной ячейкой литосферы древних платформ и континентов. В пределах ЯПП кимберлитовмещающим является вендско-кембрийский структурный ярус (мощность до 2 км), ограниченный снизу кровлей кристаллического фундамента, а сверху подошвой мезозойского структурного яруса. Он состоит из трех трансгрессивных ритмоциклов. Каждый цикл начинается терригенными отложениями, которые по вертикали постепенно сменяются терригенно-карбонатными, а затем чисто карбонатными (с включениями органогенных построек и битумных стяжений) образованиями. В сводном литостратиграфическом разрезе подводящая субцилиндрическая «ножка» трубки Манчары прорывает усть-юдомскую (18-60 м), затем пестроцветную (124 м), иниканскую (10-60 м) свиты, а её чашеобразный «раструб» локализован в усть-ботомской (450-500 м) свите.

Тектоническая рама: компонента кольцевая структура — подводящий радиальный канал

На конкретном примере локализации Хомпу-Майского кимберлитового поля и входящей в его состав трубки Манчары в породах земной коры, впервые для территории Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) раскрыта ведущая роль кольцевых структур особо большой размерности и сверхглубокого заложения в этом процессе. Хомпу-Майское кимберлитовое поле находится не только в срединной части архейского кратона, но одновременно принадлежит и эпицентру кольцевой структуры регионального ранга (астенокон Хатылыма, поперечник 550 км), ограниченный в пространстве периметром данного

кратона. Дьангыхский, Мендский) редкометальных массивов типа Томтор с карбонатитовым ядром поперечником до 15-18 км (рис.3).

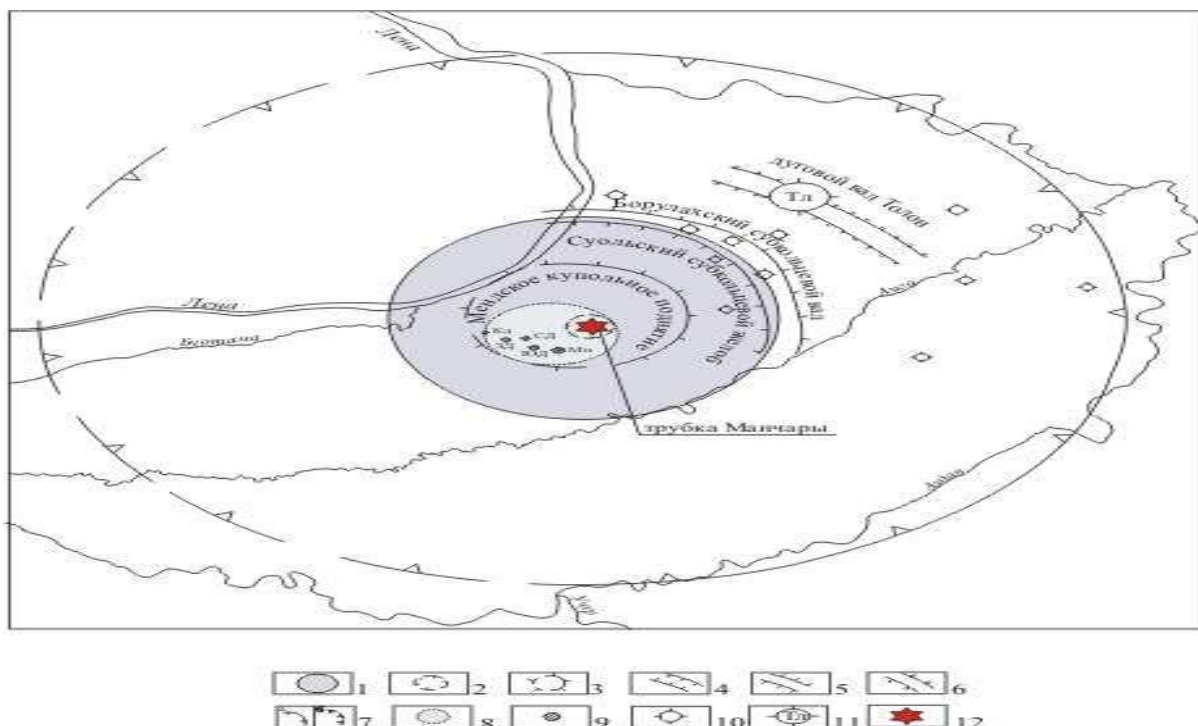


Рис.3. Тектоническая рама: компонента «кольцевая структура — подводящий канал». Концентрические элементы кольцевой структуры. 1 — анклав «кальдера Согто», 2 — просадочная седловина на вершине купола, 3 — Мендское купольное поднятие, 4 — Суольский субкольцевой желоб, 5 — Борулахский субкольцевой вал, 6 — дуговой вал Толон, 7 — внешняя граница астеноскона Хатыльма (телескопированный тектоноконцентр Центрально-Якутский): а — по материалам дистанционных космических снимков и геофизическим данным, б — по результатам экстраполяции, 8 — подводящий фидерный канал «мантия — осадочный чехол» по результатам геолого-геофизического профильного моделирования. Кольцевые ЩУК. 9 — плутоны кластера Менд, 10 — прочие Плутоны ЩУК, 11 — массив нефелиновых сиенитов типа Хибин (Тл — Толонский), 12 — кимберлитовая трубка Манчаары.

До открытия трубки Манчаары районирование ЯКП сводилось по сути дела к её географическому делению на Северную (доминирует россыпная алмазоносность) и Южную (преобладает коренная алмазоносность) субпровинции в рамках Анабаро-Вилуйского междуречья. Открытие новой кимберлитовой трубки, оконтуривание в радиусе её влияния по аномалиям трубочного типа нового кимберлитового поля (Хомпу-Майское), а главное, целевое использование структурно-тектонической системы координат, резко изменили традиционную ситуацию в пользу версии существования ещё одной обособленной субпровинции (Южная) в пределах Якутского кратона. С учетом достигнутого уровня геолого-геофизической изученности может быть дана следующая прогнозно-минерагеническая характеристика трех субпровинций нового формата. Северная субпровинция (траверсы T_1 - T_3) является крупной россыпной алмазоносной областью с неустановленными коренными источниками промышленного алмаза. Известные здесь многочисленные кимберлитовые тела и родственные им магматиты практически неалмазоносны и не могут быть источником зафиксированного россыпного потенциала. Центральная субпровинция наоборот, обладает крупными освоенными добывающей промышленностью коренными месторождениями алмаза на фоне незначительных проявлений россыпной алмазоносности. Южная субпровинция наращивает рудоносный потенциал ЯАП в юго-восточном направлении. Приведенные особенности геологического строения Якутского погребенного поднятия свидетельствуют, что Южная субпровинция в принципе может сочетать в себе уникальность коренной алмазоносности центральной части с богатством россыпной алмазоносности северной части ЯАП.

Литература

1. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Каменноугольные отложения Алданской антеклизы — ключевое звено системы «протоколлектор — коренной источник алмаза» // Наука и образование. 2006. №4 (44). С. 14 – 19.
2. Андреев А.П., Бекренев К.А., Мишнин В.М., Михайлова Т.Е. Новые данные о подюрских терригенных образованиях Якутского погребенного поднятия // Система: коренной источник – россыпь: конференция к 100-летию рождения И.С. Рожкова и Ю.Н.Трушкова, 27-29 октября 2008 г., Якутск: [сб. материалов]. Якутск: Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. 2009.С. 17-20
3. Стейси Ф. Физика Земли. – М: Мир, 1972. –191 с.

НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА РОССИИ

Моисеенко В.Г.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
kaunamka@mail.ru

На Востоке России наиболее широко распространены убогосульфидные месторождения золота вулканогенного типа, для которых характерны продуктивные низкотемпературные (< 3000С) стадии минералообразования с доминирующим количеством халцедоновидного кварца, тесно ассоциирующего с самородным золотом и электрумом, при низком (< 1%) содержании в руде сульфидов.

Методом электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе ZEISS EVO-50XVP, оснащённом энерго-дисперсионным рентгеновским (ЭДР) спектрометром INCA Energy-350, в золотосодержащих первичных рудах месторождений Востока было изучено самородное наноразмерное золото. В результате обнаружены наиболее характерные наночастицы самородного золота двух типов.

К первому типу относятся наночастицы, имеющие сфероидальную форму (рис. 1, 1а, б). Их размер колеблется от 5-60 нм до 250 нм. Состав этого сфероидального нанозолота чаще всего высокопробный (пробность до 1000).

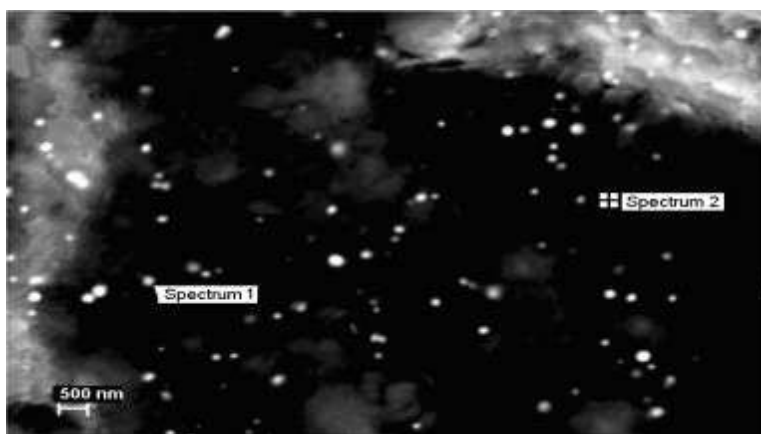


Рис. 1. Сфероидальное нанозолото в адуляре («звездное небо»), увел. 60000; месторождение Покровское

Спектр 1 (Au – 66 нм)

Элемент	Масс. %	Атомн. %
Au	100	100

Спектр 2

Элемент	Масс. %	Атомн. %
Al	10.60	8.29
Si	31.26	23.49
K	10.88	5.87
O	47.26	62.35
Сумма	100.00	100.00

Рис. 1а, б. Элементные составы наночастиц золота (Спектр 1) и адуляра (Спектр 2).

Халцедоновидный кварц и адуляр в отдельных участках насыщены сфероидальным золотом, склонным к коллективной самоорганизации с образованием плотноупакованных монослоев. Характерно сохранение ансамблей монослоев от наноразмерных, до образования округлых многослойных золотин порядка 10 и более микрометров из первичных руд, которые внешне напоминают россыпное золото. Эти монослои или пленки золота и образуют второй тип наноразмерного золота. По данным РЭМ и микрозонда очевидно, что овальные золотины росли от центра («затравки») с последовательным наслоением оболочек. При большом увеличении видно как слои самородного золота чередуются с пленками электрума с примесью углерода и урана (Рис. 2, 2а, б).

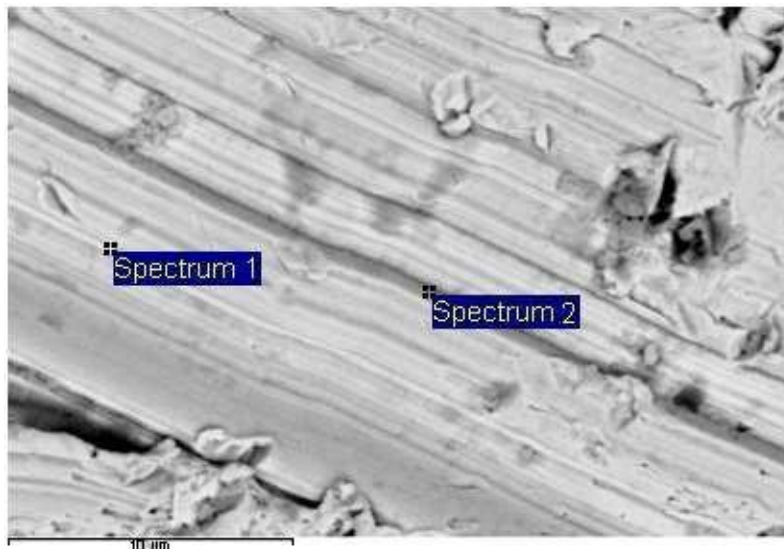


Рис. 2 Слои самородного золота чередуются с пленками электрума с примесью углерода и урана, увел. 10000; месторождение Покровское

Спектр 1

Элемент	Масс. %
Ag	23.02
Au	76.98
Сумма	100.00

Спектр 2

Элемент	Масс. %	Атомн. %
C	6.28	46,67
Cl	1.27	3,19
Ag	22.54	18,66
Au	67.24	30,48
U	2.67	1,00
Сумма	100.00	100,00

Рис. 2а, б Элементные составы самородного золота (Спектр 1) и электрума с примесью углерода и урана (Спектр 2).

По данным замеров толщина слоев и пленок в золотилах не более 200 нм. Основу округлых золотинов составляют пленки толщиной 100 нм, 50 нм и более тонкие. На примере этого золота хорошо демонстрируются многоимпульсный характер рудообразования и особенности типоморфизма наноразмерного золота.

На основании многовековой добычи золота из россыпей установлено, что в аллювиальных россыпях подавляющее количество видимого золота приурочено к приплотиковой части. Многие полагают, что вмещающее макрозолотины минеральное сырье продуктивных пластов и перекрывающих их аллювиальные отложения (галька, песок, ил) содержат золото в ничтожных количествах. Такое мнение сложилось на основании многочисленных данных, полученных при анализе небольших по весу проб, горных пород, песка и ила из россыпей. В то же время и теоретические расчеты и опытные данные однозначно свидетельствуют о том, что в россыпи с содержанием золота от 0,1 до первых граммов на тонну при неравномерном распределении металла, для получения достоверных данных о его количестве необходимо проанализировать не менее 10 кг минерального сырья отквартованного от представительной пробы весом порядка 1 тонны. В мире одним из первых это понял талантливый русский металлург и опытный геолог П.П. Аносов. Он отбирал из уральских аллювиальных россыпей пробы весом от одной до 163 тонн, разделял их на продуктивное минеральное сырье (пласт) валуны, гальку, пески, ил и определял различными методами содержание в них золота. От проб он отквартовывал часть (не менее 1 тонны) и промывал минеральное сырье продуктивного пласта на вашгерде с целью определения количества видимого золота. «Хвосты» после промывки, валуны, галька, пески, илы отдельно анализировались химическими методами и тигельной плавкой для определения в них количества невидимого золота. Большие пробы минерального сырья россыпей (сотни тонн) он с шихтой плавил в доменных печах и получал золотистый чугун, а на медеплавильном заводе в г. Миассе плавкой проб с шихтой сконцентрировал золото в Cu-Fe сплав. По данным П.П. Аносова (1837) количество невидимого золота в минеральном сырье россыпей на два порядка больше количества видимого золота, полученного промывкой минерального сырья россыпи на вашгерде. Сенсационное сообщение побудило чиновников дать распоряжение уральским предпринимателям плавить минеральное сырье россыпей в доменных печах, но по разным причинам чаще всего не получали ни чугуна, ни золота. В связи с этим эксперименты были прекращены и необычные данные П.П. Аносова были преданы забвению.

Широкомасштабную переработку на медеплавильных заводах рудных концентратов и шлихов россыпей с упорным золотом освоили в советское время. Со всей страны на Урал отправляли минеральное сырье с неизвлекаемым золотом и добавляли его в шихту при плавке медной руды, а при электролизе меди получали благородные металлы с минимальными затратами. По результатам этих работ стало ясно, что П.П. Аносов был прав в том, что невидимого золота много и оно представляет промышленный интерес, но для точного определения соотношения видимого и невидимого золота необходимы специальные исследования на конкретных месторождениях.

В России, в начале 90-х годов резко возросли ж/д тарифы и стало невыгодно отправлять на Урал шлихи с упорным золотом. Необходимость переработки непосредственно в регионе упорных шлихов и недостаток денег в научных организациях побудили создать в 1992 г. в АмурКНИИ ДВО РАН опытное производство по изучению наноразмерного золота и разработке методов его извлечения из минерального сырья. Работы выполнялись на 48 аллювиальных россыпях Востока России и на трех прибрежных морских россыпях (западный берег Камчатки, восточное побережье Охотского моря и прибрежная зона юга Приморья). В результате выполненных работ установлено, что в минералах россыпей в несколько раз больше золота по сравнению с содержанием золота в тех же минералах неизмененных пород. Особенно высокие содержания золота в лимонитах, гётите, магнетите и самородных металлах. Анализ приведенных материалов свидетельствует о том, что формирующиеся россыпи являются своеобразными фабриками, высвобождающими наночастицы золота при разрушении руд и пород экзогенными процессами и концентрирующими металл при выносе водой безрудной массы.

Изучение размеров и форм золота, закапсулированного в минералах россыпей, проводилось методами электронной микроскопии с помощью приборов: 1) АСЭМ ZEISS EVO-50 XVP, с энергодисперсионный рентгеновским (ЭДР) спектрометром INCA Energy-350; 2) электронный микроанализатор JXA-8100 (JEOL, Япония). В результате установлены наночастицы золота в лимоните, самородных металлах (Ag, Cu, Pb, Fe) и каолините. Среди наноразмерных частиц преобладают сфероидальные золотины размером 50-100 нм, чаще всего имеющие пробу 800-820. Ранее нами [2] и Н.В. Петровской [3] было установлено, что в природных условиях наиболее часто встречается самородное золото с пробностью 800-820. Наноразмерные частицы в виде отдельных «звездных» скоплений в минералах распределены очень неравномерно, а поиски их чрезвычайно трудны.

Самородное золото россыпей разделено на три группы: 1) видимое золото (свыше 80 мкм); 2) тонкое золото (от 80 до 1 мкм); 3) наноразмерное золото (от 1000 до 1 нм). Первая группа определялась классическими методами и видимого золота в изученных пробах всего 41 % от общей массы благородного металла в россыпях. Вторая группа золота устанавливалась с помощью стеклянных фильтров (ГОСТ 25336-82) и доля ее составила 28 % от общей массы благородного металла в пробах. Количество наноразмерного золота определялось с помощью вакуумного фильтрования ПВФ-47Б с фильтрами 400, 200, 100 и 50 нм. Доля наноразмерного золота от его общего количества в изученных пробах составила 31 % и роль нанозолота в образовании россыпей благородного металла трудно переоценить. Этот вывод подтверждается при изучении макроскопических россыпных золотин методами термобарогеохимии. Большинство золотин россыпей наряду с эндогенной предысторией несут следы укрупнения и изменения состава в экзогенных условиях.

И в рудных и в россыпных месторождениях Востока России доля наноразмерного золота составляет 30-60 % от общей массы драгметалла. Потенциал нанозолота еще не изучен и не востребован.

Литература

1. О изобретенном Г. Полковником и П.П. Аносовым способе обрабатывать золотосодержащие пески плавкою // Горный журнал № 7, 1987 г., III. Заводское дело, С. 28-39.
2. Моисеенко В.Г., Сафронов П. П. Зависимость параметров кристаллической решетки твердого раствора золото-серебро от его состава // Вопросы золотонности Дальнего Востока. Благовещенск. 1971. С. 26-30.
3. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 253 с.

МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В РУДАХ ПОКРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.В.Моисеенко¹, П.П.Сафронов², Е.Н.Воропаева¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геологии ДВО РАН, г. Владивосток

В Приамурье самым крупным по ресурсам рудного золота является Покровское месторождение. В структурах мезозойской тектоно-магматической активизации по уровню золотого оруденения оно относится к субвулканическим [1]. По особенностям минерального состава руд к золото – адуляр – кварцевой или убогосульфидной формации [2].

Месторождение расположено на периферии Гонжинского выступа Буреинского массива, в краевой части наложенного на него Ушумунского мезозойского прогиба. Прогиб выполнен юрскими угленосными толщами песчаников, алевролитов и аргиллитов. Эти терригенные толщи перекрываются вулканогенной молласой и вулканитами мелового возраста и прорваны меловыми гранитоидами. Основные рудные участки месторождения локализованы в гранитоидах Сергеевского массива, в зоне его контакта с раннемеловым Покровским палеовулканом [3]. Силл дацитов мелового возраста контролирует нижнюю границу оруденения. Месторождение характеризуется разломами различной ориентировки и широким развитием гидротермально - измененных пород, подвергшихся пропилитизации, аргиллизации, сульфидизации и окварцеванию. На месторождении выявлено 5 рудных тел, которые представляют собой совокупность круто - и пологопадающих жил, прожилков и брекчий кварцевого состава, приуроченных к зонам трещиноватости и брекчирования. Выделяется пять стадий минералообразования. Наиболее продуктивной является третья стадия, которая представлена двумя ассоциациями – золото – адуляр – кварцевой и золото – сульфидной. Для золотоносных кварц - адуляровых образований характерны полосчатые колломорфные структуры руд. Золото – сульфидная ассоциация, кроме преобладающего пирита, в меньшем количестве представлена арсенопиритом, галенитом (англезитом), сфалеритом, пираргиритом, пруститом, полибазитом и другими редкими рудными минералами. Для Покровского месторождения сквозными минералами на всех стадиях минералообразования из нерудных является кварц, а из рудных - пирит, самородное золото и электрум. Основное количество золота из продуктивной стадии концентрируется в виде самородных выделений в халцедоновидном кварце, адуляре и мышьяковистом пирите. Среднее содержание сульфидов в рудах составляет около 0,5%. Среди них преобладает пирит, на долю которого приходится до 90% всех сульфидных минералов. Пирит и арсенопирит характеризуются повышенной золотоносностью.

С целью изучения самородного золота была исследована крупнообъемная проба первичной руды весом 300 кг., взятая из рудного тела Главного, на глубине 255 метров от дневной поверхности. По данным минералогического анализа в пробе: кварца – 74.3%, адуляра – 12.3%, карбонатов – 7.5%, мусковита – 5,4%, пирита – 0,5%. Нерудные минералы в пробе составляют 99,4 % общей массы. Из рудных минералов в пробе доминирует пирит (0,5 %). В небольших количествах встречаются арсенопирит, галенит + англезит, халькопирит, сфалерит, пираргирит и другие редкие минералы. Самородное золото, сростки золота с другими минералами и минералы-спутники изучались на АСЭМ ZEISS EVO-50 XVP, с энергодисперсионным рентгеновским (ЭДР) спектрометром INCA Energy-350, полированные шлифы на электронном микроанализаторе JXA-8100 (JEOL, Япония).

Главную роль среди рудных минералов играют генерации золотоносного пирита. Минеральные агрегаты пиритов наблюдается в виде хорошо проявленных кубических форм, как по отдельности, так и в сростках. Часто наблюдается зональное строение пирита, связанное с образованием каймы или участков с повышенным содержанием мышьяка. Пириты, на которых происходит нарастание самородного золота (рис.1), как правило, содержат примесь мышьяка, от десятых долей процента до нескольких процентов (табл.1).

Содержание золота в пиритах, по данным атомно-абсорбционного спектрофотометра («Hitachi» № 180-50), в среднем составляет – 37,6 г/т. Наблюдается закономерность по увеличению содержания золота и серебра в пиритах с уменьшением их размеров. При таком высоком содержании золота в пиритах видимое золото практически отсутствует, поэтому кроме макроскопического золота в кристаллах пирита методами электронной микроскопии были обнаружены наноразмерные частицы самородного золота и электрума с примесью меди. Медь и теллур имеют тесное химическое сродство с серебром и золотом, и входят в состав минерала. Содержание серебра в пиритах из первичных руд имеет положительную корреляцию с содержанием сурьмы. Кроме благородных минералов в пиритах обнаружены прожилки галенита с высоким содержанием брома. Известно, что бром легко образует комплексные соединения с золотом, участвует в переносе благородного металла гидротермальными растворами и фиксируется в

самородном золоте в виде газово-жидких включений. Растровым электронным микроскопом в кристаллах пирита при увеличении в 28000 раз установлен апатит с примесью редких элементов – церия, неодима, полония и лантана.

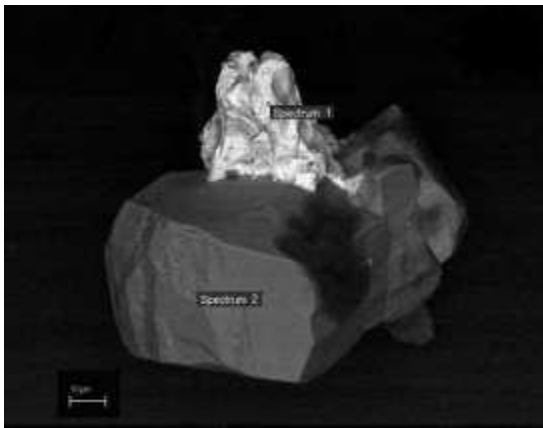


Рис. 1. Самородное золото отлагается на пирите; Увеличение 1800.

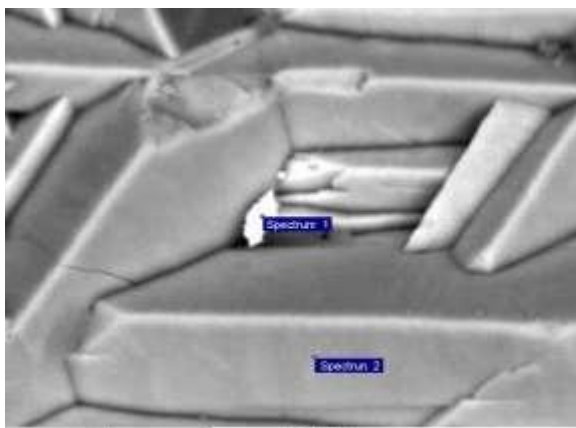


Рис. 2. Зерно англезита в арсенопирите; Увеличение 15000.

Таблица 1

Элемент	Рисунок 1			Рисунок 2	
	Спектр 1		Спектр 2	Спектр 1	Спектр 2
	Масс%	Атом.%	Атом.%	Атом.%	Атом.%
Au	76.26	63.76	-	-	-
Ag	23.74	36.24	-	-	-
Fe	-	-	29.81	12.30	32.48
As	-	-	4.45	13.17	33.05
S	-	-	65.74	21.96	34.47
Pb	-	-	-	10.21	-
O	-	-	-	40.1	-
Ca	-	-	-	0.91	-
Al	-	-	-	1.35	-
Сумма	100	100	100	100	100
Формула	Самородное золото [AuAg]		Пирит[Fe S ₂] (As)*	Англезит [PbSO ₄] (Ca, Al)*	Арсенопирит [FeAsS]

Примечания: * - примеси в минералах

Высокие содержания золота и серебра практически постоянно фиксируются в арсенопиритах продуктивной стадии Покровского месторождения. Арсенопирит встречается в виде хорошо образованных игольчатых кристаллов. Количество арсенопирита в 7 раз меньше чем пирита, но содержание золота почти в три раза выше, чем в пирите и по данным атомно-абсорбционного спектрофотометра («Hitachi» № 180-50) составляет 141 г/т. Благородные металлы в арсенопиритах Покровского месторождения содержатся чаще всего в виде самородного золота сложной формы микрометровых и наноразмерных выделений. Иногда арсенопирит образует каймы по пириту в сростании с золотом, или содержит его включения. В таких ассоциациях в арсенопиритах наблюдается примесь сурьмы. Часто на гранях хорошо сформированных кристаллов арсенопирита отлагаются микроскопические и наноразмерные галениты и англезиты. Благодаря смене потенциала кислорода, галенит переходит в англезит и присутствует в ассоциации с сульфидами и самородным золотом. Зерно англезита в арсенопирите представлено на рис.2. Состав зерна характеризуется примесью кальция и алюминия (табл. 1) и элементами арсенопиритовой матрицы. В арсенопиритах установлены необычные газово-жидкие включения, в которых, наряду с доминирующей водой, углекислым газом и хлором, встречается рубидий, содержание которого на массу составляет - 1,03 %.

Для первичных руд продуктивной стадии характерно наличие адуляра и мусковита. Адуляр встречается в сростках с кварцем, или концентрируется вместе с мусковитом на границах фаз

халцедоновидного кварца. По результатам минералогического анализа в пробе присутствует адуляр, но диагностика его часто затруднена. Постоянное присутствие калиевой составляющей в пробе четко устанавливаются данными химического анализа. В среднем содержание золота в адуляре - 2.8г/т., но иногда достигает 5 г/т., что позволяет ему, учитывая его общее количество в пробе (12 %) быть вторым после кварца, минералом-концентратором самородного золота.

Для кварца типичны каркасно-пластинчатые, полосчатые, брекчиевые текстуры. Преобладают мелкозернистые и халцедоновидные структуры. Золото наблюдается в виде мелких рассеянных выделений в кварце, и по границам ритмов в полосчатых, халцедоновидных его разновидностях. При изучении методами электронной микроскопии самородного золота из первичной руды, были установлены многочисленные включения кварца в золотилах, а в этих включениях установлены сфероидальные наночастицы золота. Рассматривая процесс развития самородной золотины из первичной руды, можно предположить, что в начале был гелеобразный кремнезем, содержащий наночастицы золота. Эти миниатюрные образования золота играли роль затравки. На них, постепенно, вырастали самородные слоистые золотины, с одновременной консервацией в себе включений слоистого халцедоновидного кварца с наночастицами золота.

Заключение

Данные о минералах – спутниках благородного металла из минеральных ассоциаций первичных руд Покровского месторождения, полученные с помощью методов электронной микроскопии, подтверждают тесное родство золота с кварцем и сульфидными минералами.

При подсчете общего баланса золота в пробе стало ясно, что по количеству благородного металла в минералах-концентраторах их можно расположить в порядке возрастания: галенит + англезит - <0.1%, арсенопирит – 1%, пирит – 3%, адуляр – 5%, кварц – 91%. Хотя пирит и арсенопирит характеризуются наиболее высокими содержаниями благородного металла, сульфиды концентрируют не более 4% золота. Основная масса золота сконцентрирована в низкотемпературном кварце и низкотемпературном адуляре и составляет 96% от всего количества благородного металла в руде. При обработке крупной (5000 кг.) технологической пробы руды с Покровского месторождения по данным «Иргиредмета» - 94% золота находится в классе менее 0.074 мм. и соответствует микрометровому и наноразмерному уровню, а наибольшее количество зерен сосредоточено в классе менее 3 микрометров. При подсчете баланса после обработки пробы и проведения ряда анализов предполагается, что подавляющее количество золота находится в наноразмерном состоянии.

Литература

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996. - 352 с.
2. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 344 с.
3. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия // Тихоокеанская геология. 2006. Т.25, № 3. С. 53-65.

**БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ БАЗИТ-
УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА
(ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

А. В. Мельников

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Дамбукинский рудный район расположен в пределах Становой складчато-блоковой системы Алдано-Станового щита Сибирской платформы. На его территории расположено большое количество месторождений и рудопроявлений золота, железа, полиметаллов, меди, никеля, богатейшие золотоносные россыпи, месторождения графита и цеолитов. Дамбукинскому рудному району отвечает блок раннеархейских пород, расположенный между Талгинским и Усть-Гилуйским позднеархейскими метаморфическими блоками Брянтинского выступа.

Проведенное в пределах Дамбукинского рудного района геологическое доизучение площади масштаба 1:200000 позволило выделить следующие платиноносные базит-гипербазитовые комплексы: хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов ($vAR_1^{III}h$); ульдегитский перидотит-габбровый комплекс ($\Sigma P_1?u$); джалтинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс (ypK_1d).

Хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов ($vAR_1^{III}h$) представлен метаморфизованными габбро, габброноритами, габброанортозитами, редко пироксенитами, горнблендитами и перидотитами. Этими породами сложены небольшие изометричные (до 1,5 км²) массивы в северной и восточной частях района и находятся среди пород джигдалинской свиты архея (массивы Маристый, Дубакитская группа, Джигда, Усть-Джигда).

Маристый массив расположен в междуречье Иликан — Ульдегит, в пределах нижнеархейского Дамбукинского блока на границе с позднеархейским Иликанским блоком. Массив расслоен и представлен чередованием пород ультраосновного и основного состава. В массиве преобладают оливиниты (48%), амфиболизированные перидотиты (19%), габбро (13%), амфиболизированные пироксениты (11%), анортозиты (6%), гранатовые плагиоклазиты (2%) и горнблендиты (1%). Повсеместно в породах массива, особенно в южной части, отмечается вкрапленность сульфидов, в амфиболизированных перидотитах — вкрапленность пирротина, халькопирита и пентландита (до 5-7%), до 2% сульфидов аналогичного состава отмечается в анортозитах. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt — до 0.55 г/т, Pd — до 0.03 г/т, Os — до 0.2 г/т, Au до 0.56 г/т. Кроме того, в шлихе из элювия содержание платины составило 61 г/т.

Массивы дубакитской группы распространены в бассейне р.Дубакит и протягиваются цепочкой до р.Чимчан. Сложены массивы, главным образом, перидотитами и пироксенитами. По пироксенитам, образуя псевдоморфозы, развиваются тальк и тремолит, нередко замещаемый хлоритом. Платиноносность массивов детально изучена только на участке «Аляска», расположенного в верховьях руч. Новая Аляска. Горными выработками на участке вскрыты крупнозернистые пироксениты с видимой сульфидной (пирротин, халькопирит, пирит) минерализацией. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pd — до 0.72 г/т, Pt — до 0.14 г/т, Ru — до 0.1 г/т, Au — до 0.1 г/т. В золотоносных россыпях рек Дубакит, Хугдер, ручьев Аргаскит, Аляска и др. встречались единичные зерна сперрилита и самородной платины.

Массив сопки *Джигда* расположен на водоразделе рек Уган и Джигда. От периферии к центру он представлен следующими типами пород: 1) тонкозернистая зона закалки, представленная микрозернистыми оливин-роговообманковыми пироксенитами, апопироксенитами, переходящими в микрозернистые меланогаббронориты; 2) средне-крупно-мелкозернистые роговообманковые габбронориты; 3) среднезернистые габбро; 4) среднезернистые лейкогаббро; 5) среднезернистые габбро. По данным спектроплатинометрического анализа ЦЛ «Камчатгеология» содержание Pt — до 0.07 г/т, Pd — до 0.1 г/т, Ru — до 0.05 г/т.

Усть-Джигдинский массив расположен на правом берегу Зейского водохранилища, между устьями р.Джигда и руч.Берёзовый. Массив сложен, главным образом, кварцевым габбро. Площадь массива около 3 км². Макроскопически кварцевое габбро представляет собой среднезернистые массивные породы темно-серого цвета. Автометаморфические изменения в кварцевых габбро значительны и выражаются в серицитизации и соссюритизации плагиоклазов. По данным спектроплатинометрического анализа ЦЛ «Камчатгеология» содержание Pt — до 0.02 г/т. В аллювии золотоносных россыпей р.Джигда и руч.Берёзовый отмечались единичные зерна сперрилита.

Ульдегитский перидотит-габбровый комплекс представлен двумя группами пород. К первой принадлежат — пироксениты, горнблендиты, габбро, габбронориты, нориты, троктолиты ($vP_1?u$). Вторая представлена нерасчлененными породами ультраосновного состава ($\Sigma P_1?u$) — перидотитами, дунитами,

актинолит-тремолититами, серпентинитами, антофилитами, тремолит-плагноклазовыми породами. Ими сложены субизометричные штокообразные и вытянутой формы тела, а также дайкообразные формы (Усть-Талгаинский, Талгинский, Островной, Джуваскитский, Утумукский), приуроченные к тектонически ослабленным зонам, преимущественно, северо-западного и субширотного простирания.

Усть-Талгаинский массив приурочен к бассейну среднего течения р. Гилуя и протягивается от устья р. Актаджак до р. Малый Джелтулак. В составе массива преобладают габбро-амфиболиты, метаморфизованные горнблендиты, перидотиты и серпентиниты. В гипербазитах наблюдается также серпентинизация, ослоденение, оталькование. Платиноносность массива не изучалась, известно лишь, что в аллювии рек Гилуя, Талга, ручья Могоктак при добыче золота попутно извлекались платиноиды.

Талгинский массив слагает водораздел между р. Талга и руч. Кукушкин. Массив сложен, главным образом, габбро и габбро-амфиболитами, реже габбро-диоритами. Габбро и габбро-диориты встречаются лишь в центральной части массива и связаны между собой постепенными переходами. В строении массива также принимают участие рассланцованные и диафторированные амфиболиты. Платиноносность массива не изучалась, известно лишь, что в аллювии реки Талга при добыче золота попутно извлекались платиноиды.

Островной массив расположен в верхнем течении р. Большая Тында и охватывает также бассейны рек Островная и Большой Джуваскит. Основные и ультраосновные породы массива представлены, главным образом, габбро, габбро-амфиболитами, горнблендитами и габбро-диоритами. В истоках р. Большой Джуваскит, по руч. Юдинский при эксплуатации россыпи золота в обломках ультрабазитов были обнаружены самородки Fe-Cu состава. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание Pt — 6.6 г/т, Pd — 5.6 г/т, Au — 0.7 г/т, Ag — 37 г/т, по данным спектрального анализа, содержание Pt — 50 г/т, Au — 5 г/т, Ag — 50 г/т, Cu — 0.7%, Ni — 0.1%, Zn — 0.1%. Кроме того, в золотоносных россыпях р. Островная и ее притоков, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита.

Джуваскитский массив расположен на правом берегу р. Большой Джуваскит. В составе массива преобладают метаморфизованные разности габброидов — габбро-нориты и габбро-амфиболиты, реже отмечаются дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов. В пределах массива известно *Джуваскитское* золото-платиноидное рудопроявление, в метасоматитах которого атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt — до 0.1 г/т, Pd — 0.004-0.05 г/т, Rh — 0.05 г/т, Au до 1.88 г/т, Ag до 6.8 г/т. Кроме того, в золотоносных россыпях ручьев Голубой и Вороновский, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита и самородной платины.

Утумукский массив расположен в верховьях рек Игак, Утумук и Мал. Тында. Массив сложен, главным образом, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Местами основные породы интенсивно рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы, подверглись интенсивной хлоритизации, сосюритизации и серицитизации. Платиноносность массива не изучалась, известно лишь, что в аллювии реки Утумук и ее притоков, дренирующих породы массива, при добыче золота встречались зерна сперрилита.

В бассейне руч. Горациевский среди пироксенит-перидотитового массива (*рудопоявление Радостное*) канавами вскрыты маломощные (до 0.3-2 м) линзовидные тела сульфидизированных тремолитовых, актинолит-тремолит-графитовых, тальк-карбонатных сланцев и оталькованных серпентинитов. По данным атомно-эмиссионной спектрометрии содержание Pt — до 0.873 г/т, Pd — до 1.104 г/т. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержание Pt — до 2.16 г/т, Pd — до 0.43 г/т, Au — до 51 г/т. Спектральным анализом установлено содержание Au до 50 г/т, пробирным — 37.3-40.4 г/т.

В состав джалтинского комплекса ($\nu\sigma K_1dl$) входят перидотиты, габбро, габбро-экологитизированные, габбро-нориты, горнблендиты, кортландиты и пироксениты, распространенные в юго-западной части Иликанской зоны, образуя полосу субмеридионального — северо-западного простирания. Массивы джалтинского комплекса сосредоточены, главным образом, в центральной части Дамбукинского рудного района (массивы Джалтинской и Ульдегитской групп, Моготский). Характерным является участие пород разного состава в строении единых тел. Очень часто с телами базитов связаны изменения типа экологитизации, развитые в их эндо- и экзоконтактных зонах. Мощность экологитизированных габбро достигает иногда 120 м, а зон измененных вмещающих пород — 600 м. В экологитизированных габбро и измененных вмещающих породах установлены аномальные содержания хрома, никеля, золота, платины. К джалтинскому комплексу пород приурочены платиноидно-медно-никелевые рудопроявления Никелевое, Стрелка, Таежка и многие другие.

На *рудопоявлении Никелевое* горными выработками вскрыты массивные сульфидные медно-никелевые руды с содержанием Cu до 2.88%, Ni — до 6.55% (спектральный анализ), Pt — до 8.29 г/т, Pd — до 4.52 г/т, Rh — до 2.9 г/т (атомно-абсорбционный анализ). Из минералов ЭПГ в рудах обнаружен котульскит и сперрилит, в близрасположенных россыпях золота руч. Горациевский и р. Джалта — сперрилит, самородная платина и осмистый иридий.

На *рудопроявлении Стрелка* горными выработками вскрыты сингенетичные вкрапленные и эпигенетичные — прожилковые, брекчиевые и массивные сульфидные медно-никелевые руды, состоящие, в основном, из пирротина (80-90%), халькопирита (5-10%), пирита (до 5%). Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Au — до 0.187 г/т, Pt — до 0.014 г/т, Pd — до 0.080 г/т, Ag — до 4.8 г/т. По данным спектрального анализа, содержание в рудах Cu до 3%, Ni — до 0.1%. Подсчитаны ресурсы Cu — 25.6 тыс.т, Pt — 12.8 т, Pd — 64 т.

На *рудопроявлении Таежка* методом атомно-эмиссионной спектроскопии установлены содержания Pt — до 0.18 г/т, Pd — до 0.1 г/т, кроме того установлены повышенные содержания Cu — до 0.5%, Ni — до 0.07%, Co — до 0.04%, Au — до 0.41 г/т, Ag — до 1.3 г/т.

Моготская группа массивов расположена в среднем течении р. Могот, руч. Безымянка, низовьях р. Гальчimy и в других местах. Сложены они, главным образом, габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, кварцевыми габбро. По данным штучного опробования 45 проб, содержание платиноидов следующее: Pt — до 0.15 г/т, Pd — до 0.25 г/т, Rh — до 0.1 г/т, Ru — 0.2 г/т (спектроплатинометрический анализ ЦЛ «Камчатгеология»). По данным спектрального анализа, в штучных пробах постоянно присутствуют повышенные содержания Ni (до 0.2%), Cu (до 0.15%), Co (до 0.05%). Пробирным анализом содержание Au достигает 0.5 г/т.

Таким образом, базит-ультрабазитовые массивы Дамбукинского рудного района на металлы платиновой группы изучены недостаточно. Кроме того, в пределах этих массивов возможно обнаружение месторождений медно-никелевых, титаномагнетитовых и хромитовых руд. Поэтому в дальнейшем необходимо провести научно-исследовательские и геологоразведочные работы по установлению благороднометального (золото, платиноиды) оруденения.

Литература

1. Агафоненко С.Г., Яшнов А.Л., Козак З.П., Ипатенкова В.Н., Карпеченкова Н.Ю., Беликов С.Н., Струкова Г.Б., Милицина Н.С. Геологическое доизучение площади масштаба 1:200 000 (ГДП-200) в пределах Дамбукинского золоторудного района (листы N-52-XIII, N-52-XIV). — Благовещенск: ОАО «Амургеология», 2008. - 665 л., 52 графических приложения.
2. Ахметов Р.Н., Бучко И.В. Оценка рудоносности докембрийских зеленокаменных поясов на территории Амурской области. Благовещенск: ОРГиГ АмурНЦ ДВО РАН, 2004. 300 с.
3. Бучко И.В. Базитовый массив "Маристый" в Дамбукинском блоке. // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. - Благовещенск: Амургеолком, 1995. С.20-24.
4. Ложников А.В., Старовойтов К.Н. Отчет о поисково-ревизионных работах на платину на территории Амурской области. - Свободный: АмурГРЭ Благовещенская ГПП, 1985. 88 с., 7 графических приложений.
5. Мельников А.В., Моисеенко В.Г. Новые типы золото-платинородного оруденения Верхнего Приамурья // ДАН. 2008. Т. 421, № 6. С. 801-803.
6. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Мельников В.Д. Закономерности размещения платинородного оруденения в Дамбукинском рудном районе (Верхнее Приамурье, Россия) // ДАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 523-526.
7. Мельников А.В., Рогулина Л.И., Степанов В.А., Мельников В.Д. Коренные источники россыпей золота и платиноидов Дамбукинского рудного района (Верхнее Приамурье) // «Система: коренной источник — россыпь»: конференция к 100-летию рождения И.С. Рожкова и Ю.Н.Трушкова, 27-29 октября 2008 г., Якутск: [сб. материалов]. Якутск: Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. 2009. С. 110-114.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

В.Г. Невструев

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

Большинство крупных и суперкрупных месторождений золота в настоящее время выявлено преимущественно среди терригенных пород, метаморфизованных в различной степени. Анализ геологической информации показывает, что в большинстве случаев месторождения, выявленные среди углеродистых толщ, «автоматически» относятся к золото-сульфидной формации с прожилково-вкрапленным оруденением. В то же время известно немало примеров, когда рудные тела типичных эпitherмальных месторождений формируются не только в вулканогенных породах, но и в осадочных комплексах (например, зона Водораздельная Многовершинного месторождения). Достоверная идентификация изучаемого объекта с эталонным в существенной мере предопределяет направление поисковых и разведочных сетей, что особенно актуально при выборе эталонных объектов на ранних стадиях поисково-оценочных работ. В свою очередь, это сокращает время ввода месторождения в эксплуатацию и приводит к снижению издержек при проведении разведочных работ.

Формирование прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд в углеродистых толщах связывается с различными типами растворов — слабощелочных-близнеfтральных и близнеfтральных-слабокислых хлоридных [1]. Согласно данным по изучению флюидных включений [2] этот тип месторождений формируется в закрытых системах, которые отличаются высокими давлениями и максимальным разнообразием и концентрациями газов, не очень высокими температурами и умеренными концентрациями солей, широким спектром важных для рудоотложения компонентов, с чем связан часто встречающийся комплексный состав руд.

Литературные данные свидетельствуют о различиях структур и существенных минералого-геохимических характеристик руд, сформированных в терригенных породах. Тем не менее, критерии группировки таких объектов недостаточно разработаны.

В рамках задач прогнозной оценки рудных тел критерии подобия должны быть направлены, прежде всего, на установление минералого-геохимических аналогов среди детально изученных и эксплуатируемых месторождений. Этот вывод базируется на принципе оценки изучаемых объектов по методу аналогий. Приоритет минералого-геохимических критериев основан на представлениях о качественном сходстве, с одной стороны, и количественных различиях вещественного состава руд месторождений разного типа, с другой.

Соблюдение принципа аналогии требует обоснованного выбора критериев подобия и их количества. Ввиду большого разнообразия характеристик вещественного состава и условий локализации рудных тел, описание месторождений со структурных, минералогических и геохимических позиций одновременно создает образы уникальных объектов. Задачей же типизации является нахождение общих (типических) характеристик. Наиболее экспрессным методом выявления типизации объектов является геохимический способ идентификации.

Абсолютная величина любого параметра всегда менее информативна, чем ее сравнение с каким-либо стандартом. Именно поэтому в геохимии часто используются отношения содержаний (изотопов, редких земель и т. д.) к величине стандарта, характеризующего определенную геохимическую обстановку, а также нормирование по ведущему элементу.

При металлогеническом анализе и группировке рудных месторождений часто используются соотношения элементов как наиболее устойчивых геохимических параметров. Постоянными элементами-спутниками золота являются серебро, свинец, цинк, медь, мышьяк, молибден, более редкими — сурьма, вольфрам, олово, висмут, ртуть, марганец, селен, теллур, и некоторые другие элементы. Для идентификации золоторудных месторождений применяется золото-серебряное отношение [3, 4, 5], соотношение серебра, золота, селена, теллура, серебра, селена и сурьмы, золота, меди и молибдена. Использование соотношений элементов, таким образом, является одним из ведущих приемов геохимической типизации объектов. Показано [6], что наиболее информативны отношение серебра и золота с учетом относительной полиметалличности руд, вычисляемой как произведение содержаний свинца, цинка, меди нормированного по содержанию золота и в качестве дополнительных критериев — соотношения свинца и цинка с медью, серебра с медью.

Ввиду частого отсутствия аналитических данных по содержаниям мышьяка и сурьмы в рудах получить важные сопоставимые характеристики для исследуемых групп объектов по интенсивности арсенопиритной и антимонитовой минерализации обычно не представляется возможным. В связи с этим руды, рассматриваемые ниже, анализируются преимущественно по первым четырем параметрам. Геохимическая характеристика руд осуществлена на основе данных по технологическим пробам или

средним содержаниям элементов в рудах, вычисленным по представительному количеству проб, которые заимствованы из литературных источников, фондовых материалов. Числовые характеристики позволяют представить объекты в виде векторной диаграммы (рис.). На рисунке представлены объекты выявленные в терригенных толщах Амурской области, а также некоторые крупные и суперкрупные месторождения мира.

Объекты на диаграмме образуют несколько полей, отчетливо различающихся по геохимическим характеристикам. Для некоторых из них отчетливо проявлены различные типы руд.

Локальное поле образуют руды Токурского типа минерализации (3-5, 8, 10 и др. — *здесь и далее в скобках указаны номера объектов на рисунке*). Характерной чертой для них является низкая относительная сульфидность, близкие к единице соотношения серебра и золота, серебра и меди, невысокие отношения свинца и цинка к меди.

Следующую группу образуют руды Нежданинского (30-32), Школьного (25-27) и Учаминского (1,2) месторождений. Для них характерна повышенная свинцово-цинковая и серебряная минерализация. Отношение серебра к золоту составляет около десяти единиц.

Локальную группу образуют руды месторождений Бакырчик (17,19) и Глухое (37,38) (Приморский край), которые характеризуются очень низкими содержаниями серебра по отношению к золоту и меди, а также невысокими (сотые доли процента) концентрациями свинца и цинка.

Наибольший интерес с позиции ресурсов золота представляет группа месторождений с крупными и уникальными запасами, которую условно можно назвать «черносланцевая». Среди них — Мурунтау(15), Олимпиадненское (16), Наталкинское (технологическая проба рудника им. Матросова- 39), рудник Giant Reefs провинции Витватерсранд (12) и другие. Отношение серебра к золоту для этой группы варьирует от 0,1 до единицы, умеренная относительная сульфидность, при доминирующей роли свинцово-цинковой минерализации (содержания свинца и цинка сотые доли процента, меди — тысячные, редко первые сотые). Характерны повышенные и высокие содержания мышьяка (до десятых процента — Кокпатас), или сурьмы (Витватерсранд).

По отношению серебра к золоту и относительной сульфидности в это поле попадают Ворошиловское и Верхнее-Мынское месторождения (6,7). Однако, при низких содержаниях меди (сотые доли процента) они содержат резко повышенные концентрации свинца и цинка (десятые процента). Доминирующая свинцово-цинковая и серебряная минерализация по отношению к меди не позволяет идентифицировать их с типичными месторождениями терригенных толщ. Концентрация серебра выше, чем концентрация меди отмечается только для некоторых полиметаллических гидротермально-осадочных руд типа Куроко. Возможно руды этих месторождений (как и некоторых других) являются полиформационными с наложенной серебро-полиметаллической минерализацией.

Наиболее высоким отношением серебра к золоту характеризуются руды Лысогорского (11) и Маломырского (34 — канава 624) месторождений. По геохимическим параметрам они сопоставимы с рудами типичных золото-серебряных месторождений вулканогенного формационного ряда.

Следует отметить, что для Маломырского месторождения устанавливается три типа минерализации: золото-серебряная, как указано выше, «Токурская» (35) и «черносланцевая» (36). Три этапа рудной минерализации на месторождении были выделены и на основе детальных минералогических исследований.

В два этапа минерализации по видимому сформированы и руды месторождения Бакырчик. Одна из технологических проб (18) отчетливо идентифицируется с группой месторождений «черносланцевого» типа, в то время как для двух других (17,19) типична резко пониженная сереброносность.

Особый интерес представляет провинция Витватерсранд в руды которой, согласно приведенным сведениям [7] отчетливо различны. Минерализация рудника Giant Reefs резко обогащены сурьмой (1,36%) по сравнению с Sub-Nigel-Kimberley; Welkom Basal Reefs (первые сотые) и медью (сотые доли против десятитысячных). В то же время концентрация золота (4,35 г/т) в руднике Giant Reefs значительно ниже, чем в двух других.

Анализ геохимии руд месторождений, на основе соотношений элементов -спутников позволяет выявить генетически родственные группы месторождений и более надежно идентифицировать объект на ранней стадии поисков с хорошо изученными, а также установить полиформационность рудной минерализации на одном и том же месторождении, что может положительно повлиять на систему поисково-оценочных работ и технологию переработки руд.

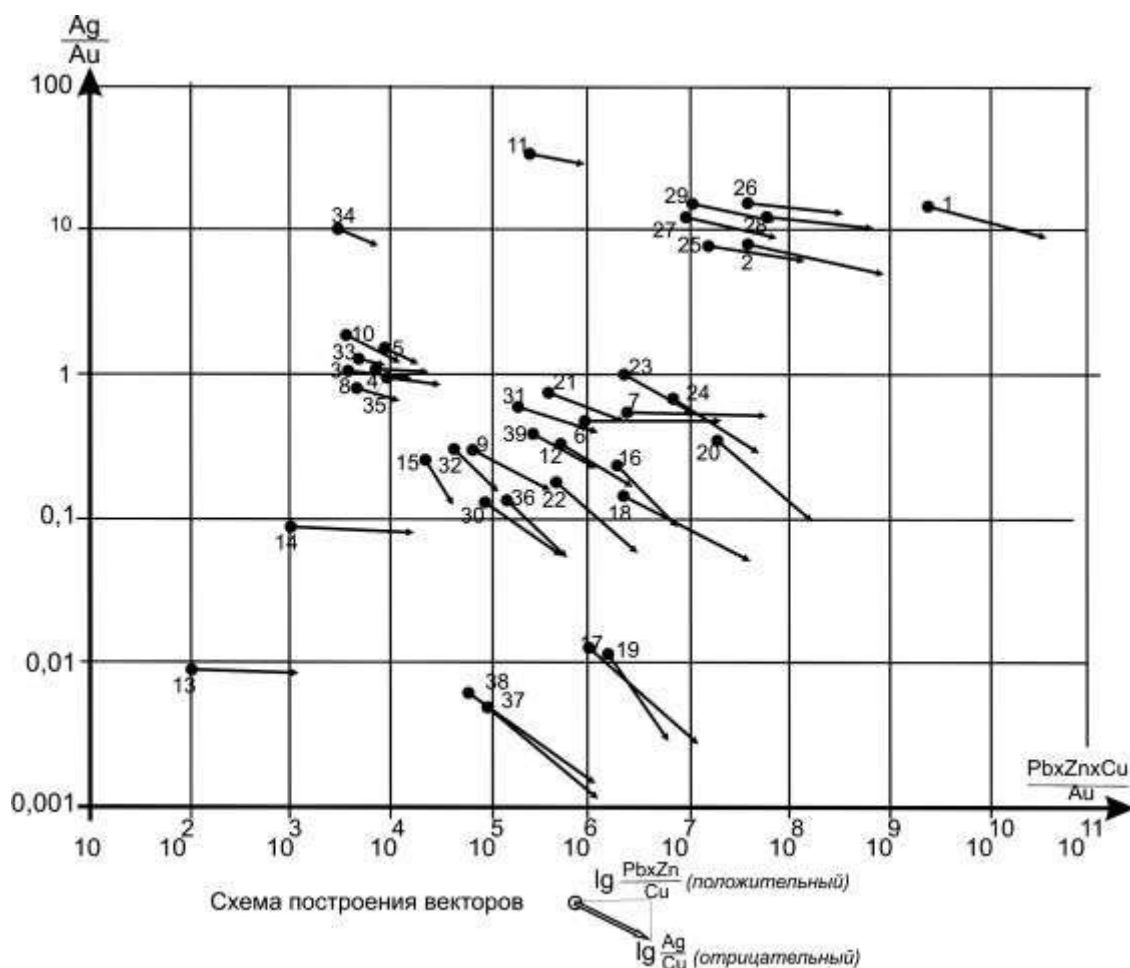


Рис. Номера объектов на диаграмме: 1,2 — Учаминское; 3 — Токурское; 4 — Сагурское; 5 — Тарнахское; 6 — Ворошиловское; 7 — Верхнее-Мынское; 8 — Ясное; 9,10 — Унгличкан; 11 — Ленинское; 12 — Витватерсранд, рудник Giant Rifs; 13 — Витватерсранд, рудник Sub-Nigel-Kimberley; 14 — Витватерсранд, рудник Welkom Basal Reefs; 15 — Мурунтау; 16 — Олимпиаденское; 17–19 — Бакырчик; 20 — Кокпатас; 21–24 — Куранах; 25–27 — Школьное; 28, 29 — Нежданинское; 30–32 — Майское; 33–36 — Маломырское; 37, 38 — Глухое; 39 — им. Матросова (Наталкинское).

Литература

1. Пальянова Г. А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 221 с.
2. Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 1998. Т.40, №6. С. 514 - 528.
3. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. – Владивосток, 1989. 289 с.
4. Константинов М.М. и др. О значении количественных связей золота и серебра (на примере золоторудных м-ний Закавказья) // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 114. С. 90 – 100.
5. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
6. Невструев В.Г. Изменение соотношений серебра и золота в гидротермальных рудных телах // Тихоокеанская геология. 2009.Т.28, № 1. С. 96 -104.
7. Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). – Energy Mines and Resources Canada. 1979. 584 pp.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ПРИАМУРЬЯ

Н.С. Остапенко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В многочисленных публикациях отечественных и зарубежных исследователей месторождений различных металлов отмечается определенное влияние литологии, химического состава пород, складчатых и разрывных дислокаций, проявлений магматизма, особенностей глубинного строения коры на размещение и формирование месторождений в рудных поясах. Все это и знание генезиса руд важно, так как имеет большое прикладное значение для прогноза рудоносных территорий ранга рудных районов и узлов. Для локального прогноза необходимо выделить основные факторы, позволяющие выделять и оценивать территории на обнаружение промышленных месторождений. Цель настоящего сообщения — обсудить основные факторы формирования в земной коре эндогенных концентраций золота ранга крупных месторождений на примере рудных районов Приамурской золотоносной провинции.

В рудных районах Становой складчатой области известны крупные месторождения золота — Бамское и Березитовое. **Бамское месторождение** [1] относится к малосульфидной золото-кварцевой формации. Его жильные тела и жильно-прожилковые зоны залегают в гранитоидах Чубачинского массива протерозойского возраста, а именно в его прикровельной части, изобилующей провесами блоков гнейсов и амфиболитов. Все рудные тела залегают под пологим тектоническим надвигом в его лежащем крыле в трещинах оперения. Месторождение сформировалось на умеренной глубине в генетической связи с гипабиссальной интрузией сиенит-порфиров невачанского комплекса раннемелового возраста. Висячее крыло надвига довольно монолитно, что подтверждается отсутствием в этой части месторождения первичных и вторичных ореолов рассеяния. С глубиной надвиг становится более крутым. В формировании месторождения он выполнял роль флюидопроводника, а его более пологая верхняя часть также и роль экрана для флюидов, способствуя их накоплению, росту давления в системе и гидравлическим раскрытиям трещин в породах лежащего крыла с формированием полостей. Жилонесущие трещины под острыми углами по падению и простиранию сопрягаются с осевой зоной надвига.

Березитовое месторождение золота размещается в южной части этой же складчатой зоны в границах Березитового золотоносного узла. Оно относится к сульфидно-золото-кварцевой формации с умеренным (до 10-15%) количеством сульфидов и к золото-полиметаллическому минеральному типу. Месторождение представлено мощным меридионально ориентированным субвертикальным телом грейзенизированных гранитов с наложенной гнездовой и прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной с золотом минерализацией. Главными минералами руд являются пирит, пирротин, галенит, сфалерит, менее распространены арсенопирит, шеелит, халькопирит, аргентит, висмутин, джемсонит. По мнению исследователей, месторождение сформировалось в парагенетической связи с дифференциатами гранитоидов верхнеамурского или сергачинского комплексов, что подтверждается определениями абсолютного возраста (130 млн. лет по [2]).

В структурах Монголо-Охотского складчатого пояса известны длительно эксплуатировавшееся в прошлом довольно крупное Токурское месторождение и ряд других недоразведанных, тоже частично отработывавшихся месторождений, таких как Ворошиловское, Верхнее-Мынское, Сагурское, Унгличанское, Ясенское, Харгинское и другие, а также готовящееся к эксплуатации Маломырское. Все эти месторождения прежде оценивались и отработывались как жильные. Позднее были установлены залежи метасоматических руд вначале на Харгинском (Албынская зона, которая в настоящее время переоценивается), затем на Токурском (залежь в зоне основного флюидопроводника — Главного разлома — была установлена автором этого сообщения в 1966 году [3] и довольно детально изучалась в 1987-91 годах) и позднее на Маломырском (К.Ф. Клыжко и др, 1982ф).

Из всех указанных месторождений наиболее подробно изучены условия локализации **Токурского месторождения**, вскрытого горными выработками до глубин 300 м от поверхности, а скважинами на его западном фланге до глубин 700м. Месторождение сформировалось в раннемеловое время в южном крыле Челогорской антиклинали в толще песчаников токурской свиты под экраном мощной аргиллитовой толщи экимчанской свиты. Здесь выделяется несколько жильных систем пологого залегания (падение под углами 25-35° на юг и юго-запад), которые ответвляются от флюидоподводящего пологого Главного разлома (надвига) и отклоняются от него в юго-восточном направлении, залегая в пачках переслаивания песчаников и аргиллитов преимущественно субогласно. Основное оруденение в жилах сконцентрировано в песчаниковой толще вблизи экрана. Ряд жил сформировалось в пачке переслаивания в низах аргиллитовой толщи.

Метасоматическая залежь мощностью несколько десятков метров изучена фрагментарно, но промышленные параметры установлены для верхних, промежуточных и самых глубоких (около 1000 м по ее склонению) горизонтов. Золотоносными являются брекчированные, окварцованные (местами до вторичных кварцитов) породы с вкрапленностью пирита, арсенопирита и самородного золота. В отличие от жил, эти руды являются более сульфидными (пирита и арсенопирита до 2-5 %).

Необычное по минерализации **Кировское месторождение** размещается в зоне влияния Северо-Туруингского разлома, разграничивающего геолого-структурные элементы Станового и Монголо-Охотского складчатых поясов. На месторождении преобладают крутозалегающие жильные тела северо-восточного и субширотного простирания, хотя имеются и штокверки. Руды этого месторождения содержат [4] повышенные содержания полиметаллов, арсенопирита, минералов теллура и висмута. Поэтому это месторождение относилось исследователями к умеренно сульфидной золото-кварцевой формации либо к золото-редкометалльной. Сформировалось оно в раннемеловое время в парагенетической связи с Джалиндинским гранитоидным плутоном и комплексом сопровождающих его даек, прорывающими толщи гнейсов докембрия и терригенных пород верхней юры приразломной Стрелкинской впадины. Преобладающее количество жил, в том числе все продуктивные на золото, сосредоточены в апикальной части массива, и лишь часть из них размещается в экранирующих месторождение гнейсах и ороговикованных терригенных породах. Роль основного флюидопроводника выполнял крутозалегающий широтный разлом, с которым сопряжены все известные жильные системы с преимущественным их развитием в его северном крыле.

В южном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса — в пределах Амурского геоблока (или микроконтинента в терминологии геодинамики) известны ныне эксплуатирующиеся месторождения Покровское, Пионер и менее изученные Прогнозное и Буринда. Все они располагаются в вулканоструктурах и генетически связаны с периферическими магматическими очагами. Формировались они на малых глубинах, преимущественно на субвулканическом уровне, в тесной связи с субвулканическими телами или жерловинами палеовулканов. В этом отношении показательно наиболее изученное нами и другими исследователями Покровское месторождение. Расположено оно в западной части Тыгда-Улунгинской вулканоструктуры. Фундамент этой впадины сложен комплексом терригенных пород поздней юры и прорывающими их раннемеловыми гранитоидами периферической части Сергеевского массива.

Покровское месторождение сформировалось вблизи жерла палеовулкана в гранитоидной среде под экраном нижнемеловых вулканических накоплений (туфов, туфобрекчий и лав дацитов) в месте, где подошва вулканитов образует положительный (подобно пологой антиклинали) изгиб. Ключевую роль в локализации руд на месторождении сыграл сложный по морфологии силл дацитов, внедрившийся на завершающем этапе становления палеовулкана в ранее сформированную экранированную гидротермальную систему. Под его тепловым воздействием в гидротермальной системе повысились температура и давление флюидов. По этой причине над силлом, в гранитах и грубообломочных фациях вулканитов, возникли гидроразрывы пород, раздвижения трещин с образованием полостей и бурное минералоотложение. Об этом свидетельствуют размещение жильных тел и штокверков исключительно выше силла, их сложная форма и структурно-текстурные особенности. А размещение промышленного оруденения вблизи гребневидных поднятий поверхности силла на их пологих склонах и тесная их связь с участками повышенной мощности силла указывают на положительную роль конвективного переноса больших объемов флюида с его периферических участков и разгрузки от металлов в оптимальной по динамике физико-химических параметров промежуточной зоне (см. статью Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода в этом сборнике).

Как следует из вышеизложенного, для всех месторождений Приамурья характерно поступление магматогенных флюидов с более глубоких уровней и обязательное наличие крупных флюидовыводящих структурных элементов (разломов, жерловин палеовулканов), пространственно сопряженных со структурами — коллекторами флюидов (представленных объемами пористых и трещинно-пористых пород, перекрытых мощными слабо проницаемыми породными (рис.) или тектоническими экранами). При этом важна надежность экрана, способствующего накоплению больших объемов металлоносного флюида, энергии и саморазвитию изолированных рудообразующих гидротермальных системах [5].

Анализ материалов по рудным месторождениям других регионов, в том числе и зарубежным, позволяет сделать вывод, что существенные накопления металлов в верхних горизонтах земной коры возможны лишь в экранированных структурах (см. рис.). Логично предположить, что размер месторождений и их количество в рудных районах зависит от объемов и количества таких благоприятных флюидоконцентрирующих структур. Очевидно, что особенности глубинного строения территорий и масштабы глубинных процессов сами по себе в рудообразовании важны [6], но не являются определяющими для формирования крупных рудных месторождений на верхних уровнях земной коры. Такую роль выполняет ограниченное число благоприятных геологических факторов, действующих на

уровне разведки металлоносных гидротермальных регионов (флюидопроводник — структуры — коллектор — экран). Они реализуют некоторую часть рудного потенциала флюидов магматических очагов в объемах изолированных саморазвивающихся экранированных гидротермальных систем [5].

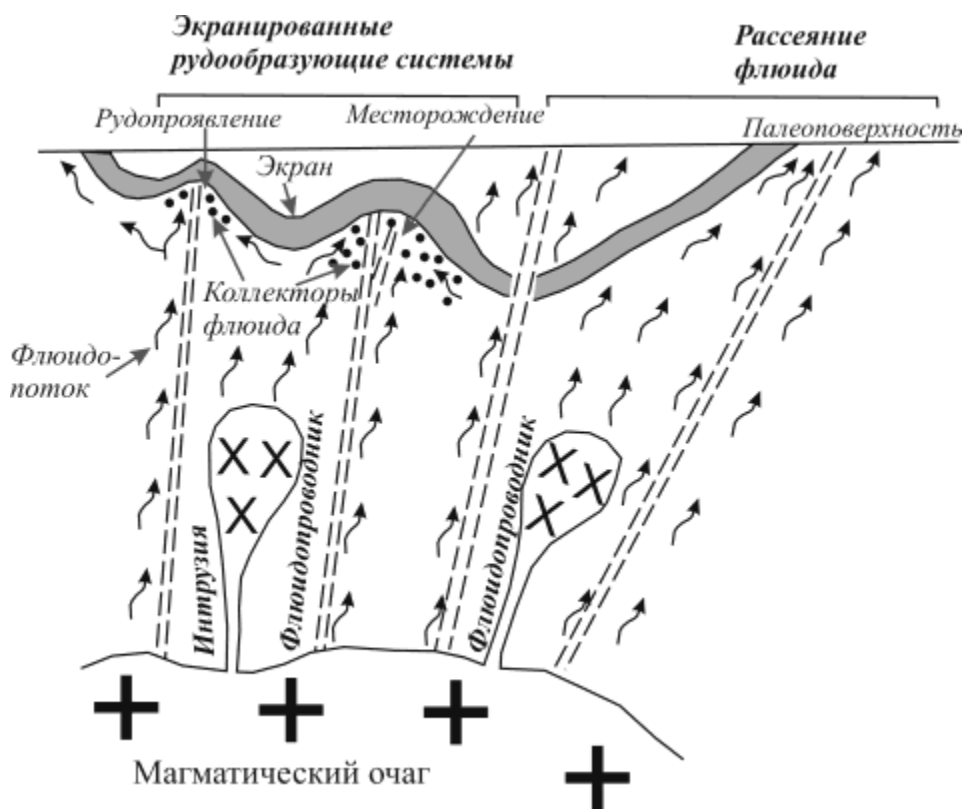


Рис. Модель рассеяния и концентрации металлов в надочаговом пространстве.

Литература

1. Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. Бамское месторождение (геология, минералогия, геохимия). – Владивосток: Дальнаука, 1998. 208 с.
2. Степанов В.А. Этапы формирования и генезиса золоторудных месторождений Приамурья // ДАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 83-87.
3. Остапенко Н.С. Зональность оруденения и первичные ореолы рассеяния золоторудных месторождений Верхнеселемджинского района (Приамурье): автореф. дис. ... канд. геол.- минер. наук / ДВГИ ДВО РАН. – Владивосток, 1974. 29 с.
4. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 74-92.
5. Остапенко Н.С. Саморазвитие экранированных гидротермальных систем и гидроразрывов в структуро- и рудообразовании. (Общая модель формирования гидротермальных месторождений) // ДАН. 2005. Т. 400, № 6. С. 789-792.
6. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН (Наука АИЦ РАН). 2004. 430 с.

РОЛЬ КОНВЕКЦИИ ГИДРОТЕРМ В ФОРМИРОВАНИИ РУД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ПОКРОВСКОГО ЗОЛОТО- СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Покровское месторождение расположено в северной части Амурского микроконтинента на западном фланге Тыгда-Улунгинской вулканоструктуры Огоджинского вулканоплутонического пояса. Ее фундамент сложен дислоцированными терригенными отложениями верхней юры, прорванными раннемеловыми гранитоидами Сергеевского плутона и дайками гранитоид-порфиров. Покровское месторождение сформировалось в малоглубинных условиях вблизи жерла палеовулкана в апикальной части восточного фланга названного гранитоидного массива под экраном толщи нижнемеловых вулканических накоплений, на участке впадины, где подошва толщи имела локальный положительный изгиб. По результатам бурения и опробования керна здесь выделена прерывистая пологая золотоносная залежь, протягивающаяся в северо-восточном направлении примерно на 2 км при ширине около 1 км. Более детально геологическое строение Покровского месторождения и некоторые вопросы его генезиса изложены в работах [1 и 2], а минералогия руд отражена в [3]. Считается, что оруденение представлено пологими штокверковыми и жильными зонами [2]. Проведенное нами изучение уступов эксплуатационных карьеров показало доминирование на месторождении крутозалегающих кварцевых тел и зон [4].

Непосредственно рудовмещающими породами на Западном фланге месторождения являются граниты, а на его северо-восточном фланге — преимущественно туфобрекчии и лавобрекчии нижнего горизонта перекрывающей граниты толщи вулканитов.

По данным разведки и сплошного секционного опробования керна на северо-восточном фланге месторождения выделено пологое рудное тело Молодежное сложной формы (рис. 1) с параметрами: ширина — 400, длина — 500, мощность — 5-30 метров. Результаты полного опробования керна показали, что все пробы с золотом располагаются на территории месторождения выше поверхности силла дацитов, поэтому он считается рудоконтролирующим (Сахьянов и др., 1985ф, [2]).

Силл в разрезе имеет сложное строение (рис. 2). На некоторых участках он состоит из нескольких ветвей (этажей), особенно вблизи зон магмопрорывов. Здесь от него отходят полого- и крутозалегающие апофизы. Мощность силла резкопеременная, а его поверхность осложнена положительными и отрицательными изгибами. По документации разведочных скважин с учетом данных последующего детализационного бурения ОАО «Рудник Покровский» нами на рисунке 1 отображена морфология его поверхности. Силл в этой части месторождения воздымается от Сергеевского разлома в северо-восточном направлении от отметок около 240 м до отметок свыше 300 м (местами 340 метров), достигая современной поверхности. На фоне воздымающейся поверхности силла имеются прогибы северо-восточной и северо-западной ориентировки (на рис. 1 показаны оси таких структур с номерными обозначениями в рамках всего месторождения). В центре участка размещается наиболее крупный прогиб-7 шириной около 500 м. Обрамляющие его боковые гребневидные поднятия в плане смыкаются на северо-востоке площади, образуя опоясывающий дугообразный гребень-3. Мощность силла невыдержанная. Максимальной (15-40 м) мощностью характеризуются его участки, расположенные в осевой части гребня-3 или в верхней части его юго-западного склона. В остальной части силла мощность обычно не превышает 1-5 м и редко достигает 10 метров. В разрезе (рис. 2) силл имеет извилистую форму, так как его поверхность осложнена дополнительными локальными положительными и отрицательными изгибами относительно средней плоскости его наклона. Силл залегает среди гранитов на некотором расстоянии ниже подошвы вулканических накоплений, представленных на участке туфобрекчиями, лавобрекчиями и туфами дацитов. В северо-восточной пригребневой части его кровля смыкается с подошвой вулканитов. За пределами этого прогиба покровные вулканиты в современном срезе большей частью эродированы или образуют небольшие по площади и неглубокие мульды с рассеянной прожилково-вкрапленной минерализацией и единичными кварцевыми жилами.

Как следует из рис. 1 золото-серебряное оруденение сконцентрировано над центральной частью основного прогиба-7 силла, обрамленного подковообразным гребнем. В разрезе (рис. 2) оно сосредоточено над промежуточной частью склона поверхности силла, преимущественно ниже его участка с максимальной мощностью. Промышленное оруденение приурочено к основанию и низам вулканогенной толщи, местами распространяется в граниты. За пределами указанного золотоносного контура все пересеченные скважинами кварцевые тела и породы с прожилками кварца безрудные (содержания золота не превышают 0,5-0,2 г/т).

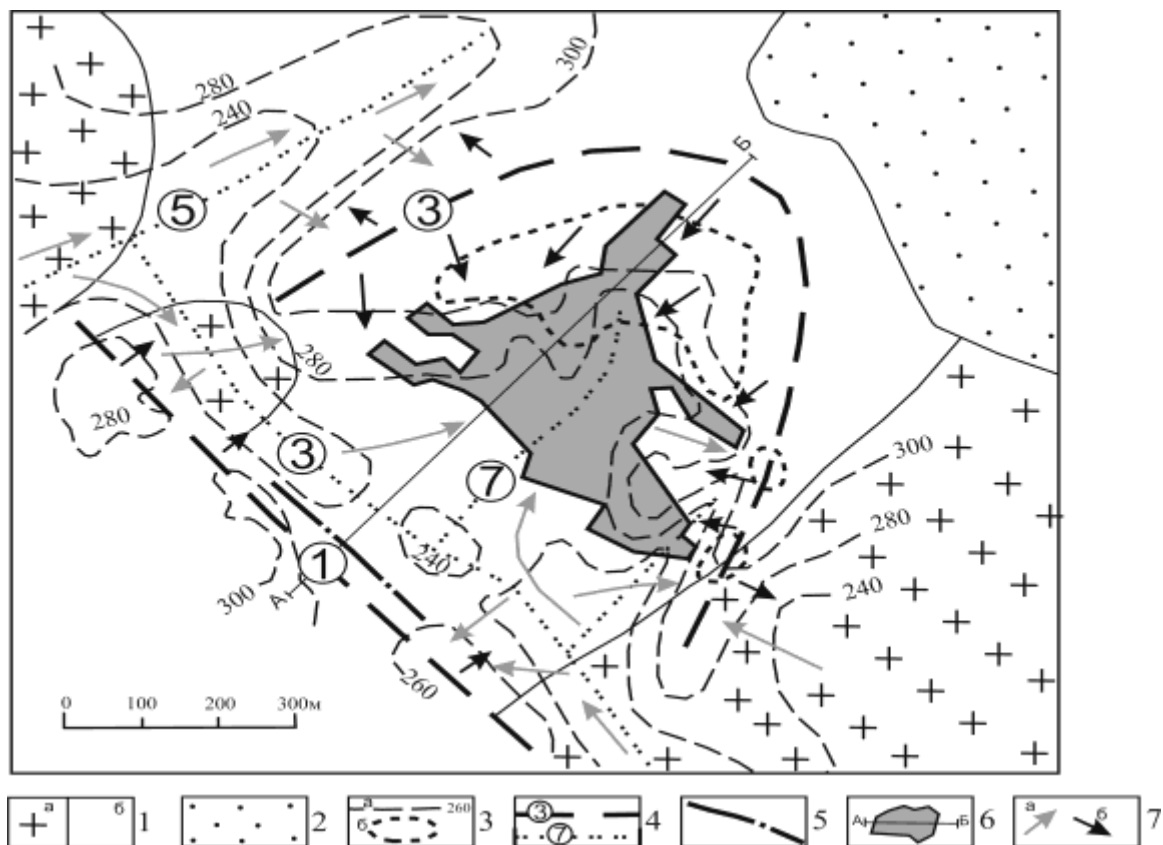


Рис. 1. Схематический геологический план северо-восточного фланга Покровского золото-серебряного месторождения. Совмещенная проекция сложной поверхности силла дацитов и рудной залежи. Условные обозначения: 1 — выходы на поверхность гранитов Сергеевского массива K_1 (а) и вулканитов K_1 (б); 2 — терригенные отложения J_3 (алевролиты и песчаники); 3 — изогипсы поверхности силла (а) и участки повышенной (15-40 м) его мощности (б); 4 — оси гребней (а) и крупных прогибов поверхности силла (б) и их номера; 5 — положение Сергеевского разлома; 6 — контур золотоносного тела «Молодежное» и линия разреза А-Б; 7 — направления поступления конвектирующих гидротермальных растворов с периферии (а) и оттока от гребня силла (б).



Рис. 2. Разрез по линии А-Б через северо-восточный фланг Покровского месторождения с отображением конвективных ячеек гидротермальных растворов. Условные обозначения на рисунке 1 и дополнительно: 1 — современная поверхность и вертикальные буровые скважины; 2 — подошва толщи вулканитов; 3 — горизонты месторождения с отметками (в м); 4 — контур рудной залежи (а) и ореол рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации (б); 5 — условная поверхность непроницаемых пород экранирующей толщи вулканитов. Стрелками показаны направления движения гидротермальных растворов под экраном в трёх конвективных ячейках (КЯ). Из них западная (КЯ-1), соответствующая центральной части месторождения, показана частично.

Изложенные данные по морфологии силла и размещению оруденения относительно элементов его поверхности позволяют нам связать возникновение и размещение оруденения с конвекцией гидротермальных растворов, инициированной внедрившейся магмой по трещинам магморазрыва в породах в уже сложившуюся под экраном вулканических накоплений гидротермальную систему. Тепловая энергия внедрившихся расплавов повысила температуру и, следовательно, давление трещинно-поровых гидротермальных растворов в экранированной системе. В результате этого в породах надсиллового пространства возникли гидравлические раскрытия трещин с образованием полостей, повысилась проницаемость дополнительно прогретых здесь участков пород за счет расширения пор и образовались ячейки конвекции растворов (рис. 1 и 2, потоки показаны стрелками). Восходящие потоки гидротерм возникали в трещинно-поровом пространстве пород над гребнями силла. Затем, по мере подъема и остывания, они растекались на фланги под непроницаемыми слоями пород экрана и достигали осевых частей прогибов силла. Приток менее нагретых металлоносных растворов в рудоформирующие конвективные ячейки происходил из пористо-трещинного пространства пород, расположенных над периферическими прогнутыми и маломощными участками силла. Наиболее мощные восходящие потоки зарождались, очевидно, над участками максимальных поднятий поверхности силла, особенно с повышенной мощностью (см. рис. 1 и 2. конвективные ячейки 1 и 3). Такие ячейки были доминирующими и функционировали более длительное время благодаря большому количеству тепловой энергии в таких участках силла и большей продолжительности кристаллизации расплава и остывания пород. Рудоносными являются более объемные конвективные ячейки с максимальными мощностями силла и максимальными высотными отметками на момент внедрения. В таких ячейках в круговороте были задействованы большие объемы металлоносных гидротермальных растворов за счет их постоянного подтока из системы гидравлически связанных периферических прогибов. В переходной зоне поверхности силла (на его склоне ниже участка максимальной мощности) возникали условия динамичного изменения Р-Т растворов, их вскипания при прохождении через зоны трещиноватости и возникшие полости. Вследствие резкого падения давления флюида в таких участках происходило бурное минералоотложение, в том числе и концентрированное отложение золота. Над удаленными от гребней периферическими участками силла в трещинных зонах отлагался лишь кварц и формировался ореол рассеянной прожилковой минерализации. Малые конвективные ячейки (в которых оси гребней и прогибов силла сближены, как, например, в ячейке-2 на рис. 2) не способствовали концентрации золота, так как в них были задействованы малые объемы растворов.

Таким образом, силл дацита на северо-восточном участке Покровского месторождения выполнял рудоформирующую роль, создав условия для концентрации золота только в основной наиболее крупной конвективной ячейке-3. Очевидно, что время формирования промышленных руд соответствовало времени кристаллизации расплавов в мощных участках силла и времени остывания его и прогретых им прилегающих пород, то есть времени существования конвективных ячеек. Помимо генетического значения, результаты исследования имеют и практический аспект. Учет установленных зависимостей будет полезен при глубоком анализе поисковых и разведочных данных по Тыгда-Улунгинскому узлу и выборе перспективных территорий для опосредованного и доразведки, а также будет полезен при оценке и разведке других территорий и рудных объектов с аналогичным геологическим строением.

Литература

1. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Сходство и различия в развитии рудоформирующих гидротермальных систем полей Березовского (Урал) и Покровского (Приамурье) месторождений золота // XV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 22-24 июня 2005 г., Сыктывкар: [сб. материалов]. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 188-190.
2. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 24-43.
3. Новиков В.П. Минеральный состав руд одного из близповерхностных месторождений золота Приамурья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 170-175.
4. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Признаки гидроразрыва пород при формировании Покровского золото-серебряного месторождения Приамурья (Россия) // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 655-659.

**⁴⁰Ar/³⁹Ar-ГЕОХРОНОЛОГИЯ Cu-МО(С ЗОЛОТОМ) ПОРФИРОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРГУЛИКАН И ЗОЛОТО-
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЕ
(ПРИАМУРЬЕ)**

В.А. Пономарчук¹, А.В.Травин¹, А.В. Мельников², Л.И.Рогоулина²

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

²ИГиП ДВО РАН г. Благовещенск

В настоящее время отмечается повышенный интерес к комплексным (синонимы – телескопированным, сложным) месторождениям, включающим разную, нередко контрастную, минерализацию: U-Pt-Pd-V (Онежский тип), Cu-Co-Zn-Ni-Ag-Au (Оутоукампу-тип, Финляндия), Au-U, Cu-Мо-порфировую с Au, Pb-Zn-Cu с Au, и так далее. В ряде случаев добыча попутных компонентов из комплексных месторождений существенно превышает объем, добываемых из месторождений с «одинарной» рудообразующей системой, как например, на Урале и в Казахстане, Au добывается из ряда полиметаллических месторождений больше, чем из «чисто» золоторудных месторождений. Эти обстоятельства привлекают особое внимание исследователей к генетическим вопросам формирования комплексных месторождений. Согласно одной из точек зрения, в пространственной ассоциации двух разных типов месторождений усматривается физической и химической связью между двумя рудоформирующими процессами [1,2]. Один из вариантов этой связи, обсуждаемый в работах [3], заключается в разделении магматогенного флюида на две фазы в источнике или во время транспортировки. После физического разделения от плотного рассола в проницаемом порфировом штоке, только менее вязкая и более мобильная паровая фаза может достичь эпитермального окружения. По альтернативному варианту [4] парциальная летучая фаза, отделившаяся от магматического очага на глубине, перемещается в эпитермальное окружение.

Вместе с тем, согласно [5], полиметаллические руды формируются несколько позднее медно-молибден-порфировых и часто отделены от последних внедрением даек. Золотоносное же оруденение в одних случаях образует самостоятельные месторождения, расположенные на некотором удалении от медно-молибден порфировых, в других – накладывается на минерализацию порфирового стиля. Достаточно частая встречаемость этой ситуации, дискуссионность в вопросах о механизмах образования металлогенически комплексных месторождений требует более детального их исследования. В этом плане с использованием аргон-аргонового метода датирования нами проведено исследование Cu-Мо(с золотом) порфирового месторождения Боргуликан и золото-полиметаллического месторождения Березитовое.

В пределах медно-молибден (с золотом) порфирового месторождения Боргуликан (Амурский супертеррейн) выделяются три рудные зоны: Арбинская, Боргуликанская и Иканская, локализованные в узлах пересечения разрывов различного направления, причем, последняя – преимущественно золотоносная, а другие две – медь-молибден-золотоносной специализации. Геохронологический спектр датировок для Арбинской и Боргуликанской зон, который укладывается в интервалы 125,8-124,8 млн лет для вмещающих порфиров, 122,9-121,8 млн лет для вкрапленников плагиоклаза, находятся в согласии с общей схемой развития раннемелового магматизма западной части Умлекано-Огоджинского вулканно-плутонического пояса и соответствуют уровню талданского вулканического комплекса [6]. Для биотита и калишпата Иканской зоны аргон-аргоновые датировки находятся в интервале 115-100 млн лет. При пространственной ассоциации Cu-Мо-порфировой и Au-минерализацией на Боргуликанском месторождении возрастное различие их формирования составляет ~ 7 млн лет. Эта величина существенно превышает длительность функционирования магматического очага потенциального источника рудообразующей системы, которая не превышает 1-2 млн лет. Таким образом, исходя из геохронологических данных, следует допустить существование двух различных рудообразующих систем, сформировавших Cu-Мо-порфировое и золоторудное месторождение. Еще один фактор, который следует иметь в виду, связан с тем, что геохронологические характеристики золоторудной минерализации Иканской зоны могут быть обусловлены проявлением наложенных процессов, связанных с влиянием раннемелового галькинского трахибазальт-риолитового (119-115 млн лет) или позднемелового трахибазальт-трахиандезитового (97-94 млн лет) комплексов. Однако, непосредственных свидетельств в проявлении последних в пределах рассматриваемой зоны авторам не известно.

Возможен и альтернативный вариант – повторная реактивизация рудообразующей системы, завершившаяся формированием Au-минерализацией на Боргуликанском, который, скорее всего, и реализовался. Косвенно на это указывают результаты исследования Березитового золото-полиметаллического месторождения, расположенного в пределах западной части Селенгино-Станового супертеррейна.

Ранее проведенные [7] аргон-аргоновые исследования Березитового месторождения, расположенного в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна, показали, что датировки метасоматитов с золото-полиметаллическим оруденением различаются: для гранат-кварц-мусковит-серицит-калишпатовых метасоматитов по серициту получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки в интервале – 129.7 ± 3.2 – 127.3 ± 4.4 млн. лет; для мусковит-кварц-серицитовых метасоматитов датировки по серициту оказались в диапазоне – 132.0 ± 2.9 – 131.3 ± 2.3 млн. лет. Исходя из этих данных, следует полагать, что рудоносность месторождения обусловлена двумя рудоформирующимися процессами.

Наиболее древними образованиями в пределах Березитового рудного поля являются палеопротерозойские габбро и габбро-анортозиты (1866 ± 6 млн. лет) [8] и условно раннедокембрийские метаморфические комплексы могочинской серии. Собственно рудное поле расположено в гранитоидах тукурингского комплекса, которые в практике геологосъемочных работ относятся к раннему протерозою хотя последние результаты геохронологических исследований (U-Pb метод по цирконам) указывают на мезозойский возраст [9].

Аргон-аргоновые датировки по минералам вмещающих пород показали мезозойский возраст и позволили наметить последовательность тектоно-магматических процессов на месторождении.

Из гранитоидов наиболее древний возраст установлен для порфировидного граносиенита, по роговой обманке которого получен возраст 134.5 ± 1.4 млн лет. Калий-полевошпатовый шпат из этой же породы показал возраст 131.5 ± 1.2 млн лет, совпадающий как с приведенным выше возрастом серицита из мусковит-кварц-серицитовых метасоматитов. С последней датировкой четко совпадает возраст 131.9 ± 1.3 млн лет, полученной по роговой обманке из диорита (Б-19). Кроме того, совпадающие в пределах погрешности с возрастом ~ 131 млн лет установлены датировки по роговой обманке (131.6 ± 2.3 млн лет) и плагиоклазу (132 ± 4 млн лет) из лейкократового фрагмента породы диоритового состава (Б-14). Все это указывает, что с процессами во время ~ 131.5 млн лет связано внедрение распространенных на месторождении диоритов и активизация гидротермальной деятельности с формированием минерализации.

Указанием на присутствие следующего эндогенного импульса является датировка по калий-полевошпату 127.6 ± 1.6 млн лет в слабо калишпатизированном диорите (Б-19). Как указывалось выше, по роговой обманке этого образца получена датировка 131.9 ± 1.3 млн лет. Скорее всего, наложенная калишпатизация обусловлена метасоматическим влиянием, связанным с эндогенным импульсом. Это предположение подтверждается совпадением в пределах погрешности датировки 127.6 ± 1.6 млн лет с возрастом амфибола 128.7 ± 3.9 млн лет, выделенного из измененного пироксенита (Б-4б). Последний отобран на удалении от рудной зоны, на южном фланге месторождения. К этому возрастному рубежу тяготеет и указанная выше $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по серициту из гранат-кварц-мусковит-серицит-калишпатовых метасоматитов из рудоносной зоны. Таким образом, с рубежом ~ 127.6 млн лет на Березитовом месторождении связано метасоматическое преобразование вмещающих основных пород и формированием мусковит-кварц-серицитовых метасоматитов.

Обычно завершение активности рудоформирующих процессов на месторождении маркируется внедрением пострудных даек. В нашем случае в качестве датировки, указывающей на завершение рудного процесса, можно рассматривать данные по роговой обманке (Б-18), выделенной у одной из лампрофировых даек, – 125.6 ± 1.4 млн лет. С этим же значением совпала датировка по еще одному образцу серицита – 125.4 ± 1.6 млн лет, отобранного из кварц-серицитовой жилы. Таким образом, уровень в ~ 125.5 млн лет, по всей видимости, маркирует завершение определенного этапа развития рудно-магматической системы, включающей несколько импульсов (~ 134.5 ; ~ 131.5 ; ~ 127.6 ; ~ 125.5 млн лет). Приведенный ряд датировок указывает на специфичность методологии исследования рудных месторождений. Геохронологическая изученность последних представлена чаще всего весьма ограниченным набором датировок, полученных разными методами и авторами. Различия в значениях возрастов становятся предметом длительных дискуссий. Не исключая аналитических погрешностей, особенностей отбора образцов различными авторами, хотелось бы подчеркнуть необходимость исследования максимального набора фацialsных разновидностей пород и минералов-геохронометров рудообразующих процессов.

В целом эндогенная активность на Березитовом месторождении не ограничилась приведенным выше рядом, о чем свидетельствует датировка полевошпата из дайки упомянутого выше лампрофира: она оказалась моложе чем таковая роговой обманки из дайки, и составила – 121.7 ± 1.3 млн лет. При мощности дайки в 0,4 метра, ее охлаждение, согласно оценкам, произошло менее, чем за 0,5 млн лет, поэтому возрастное различие между роговой обманкой и полевым шпатом невозможно объяснить различием температур закрытия K-Ar-изотопной системы в этих минералах. Это наводит на мысль о продолжении импульсной эндогенной активности и в дальнейшем. Действительно, по геохронологическим данным эндогенный импульс с возрастом 121.7 ± 1.7 млн лет установлен по плагиоклазу из диорита (Б-14), который находился в контакте с лейкократовой породой диоритового

состава. Этой датировкой, вероятно, маркируется проявление метасоматических процессов. Как указывалось выше, датировка по роговой обманке из этого же диорита составляет $\sim 131,6 \pm 2,3$ млн лет. В докладе также обсуждаются смысл и значение более молодых, пострудных, аргон-аргоновых датировок ($118,9 \pm 2,2$; $118,2 \pm 1,6$; $110,7 \pm 2,1$ млн лет), полученных по минералам вмещающих пород на месторождении.

Важным выводом подробных геохронологических исследований Cu-Mo(с золотом) порфирового месторождения Боргуликан и золото-полиметаллического месторождения Березитовое является: а) доказательство многоимпульсного проявления эндогенных процессов; б) временной синхронности тектонических, магматических и метасоматических процессов с рудоносной минерализацией. Эти факторы являются, вероятно, существенной составляющей при формировании комплексных месторождений Приамурья, и их необходимо учитывать при построении моделей.

Литература

1. Gammons C. H., Williams-Jones A. E. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment // *Economic Geology*. February. 1997; Vol. 92; № 1; P. 45-59.
2. Heinrich C.A., Driesner T., Steffónsson A., Seward T.M. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits // *Geology*. 2004. Vol. 32, № 9. P. 761-764.
3. Sillitoe R.H. Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems // *Economic Geol.* V. 78. 1985. P. 348 – 352.
4. Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // *Economic Geol.* 1998. Vol. 93 (4). P. 373-404.
5. Попов В.С. Геология и генезис медно-и молибден-порфировых. М.: Наука, 1977. 203с.
6. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // *Стратигр. Геол. корреляция*. 2004. Т. 12, № 6. С. 36-52.
7. Сорокин А.А., Мельников А.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Возраст и связь с магматизмом золото-полиметаллического месторождения Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна // *ДАН*. 2008. Т. 421, № 1. С. 86-89.
8. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // *ДАН*. 2006. Т. 407, №4. С.502-505.
9. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы науч. совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2005. Т. 2. С. 19–22.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Л.И. Рогулина, Е.Н. Воропаева, Л.И. Козак

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Работа посвящена фундаментальному вопросу геологии — проблеме зональности рудных гидротермальных систем и поиска новых путей выявления генезиса рудных месторождений. Приёмы рудноформационного анализа дают возможность выявлять иерархические ряды рудных месторождений в конкретных геологических условиях. Это позволяет оценить потенциал известных и определить перспективы новых рудных районов.

Исследовались Ag-Pb-Zn скарновые (Николаевское, залежь Больничная Партизанского), жильные (Майминовское, жилы Серебряная, Северо-Западная Николаевского) и Au-Ag жильные месторождения (Майское, Таёжное) Дальнегорского и Тернейского рудных районов, залегающих в Кемском и Таухинском террейнах Восточно-Сихотэ-Алинского (ВСА) постагрегационного вулканогенного пояса.

Металлогения Дальнегорского рудного района характеризуется разнообразными типами оруденения: Ag-Pb-Zn, Sn-Pb-Zn, Au-Ag с полиметаллами, боросиликатным. В Прибрежной структурной зоне (горбушинский пояс) на протяжении 70-80 км прослежен ареал мезозойских щелочных базитов (мелкие штоки, дайки). Этот долгоживущий канал подъёма щелочно-базитовых магм определяет центр Дальнегорского рудного узла и этапы эндогенной активности тесно увязываются по времени с отложением борных, оловянных и полиметаллических руд района. Золотосеребряные месторождения ВСА пояса связываются с многоэтапным вулканизмом сеноман-туронского и сенонского вулканоплутонического комплексов, которые прорваны многочисленными позднемеловыми и палеогеновыми массивами гранитоидов [1].

В Тернейском рудном районе в аналогичной геологической обстановке проявлена Sn-Pb-Zn и Au-Ag с полиметаллами минерализация, которые пространственно разобщены. На площади рудного узла выделено ряд перспективных на серебро площадей. В настоящее время наиболее изученным и эксплуатируемым является Таёжное серебряное месторождение, отнесённое по нашим данным к Au-Ag.

Николаевское скарновое Ag-Pb-Zn месторождение приурочено к контакту известняков (T_3) с флишовой толщей и туфами риолитов (K_{1-2}), характеризуется зональным распределением минералогических типов руд, минеральных ассоциаций, редких элементов, висмута и серебра. По вещественному составу скарнов, руд, текстурно-структурным особенностям и условиям образования оно сопоставимо с другими скарновыми месторождениями района (Верхнее, Садовое, Партизанское). Образование главной продуктивной стадии в нём представлено минералами, отвечающими галенит-сфалеритовой, халькопирит-галенит-сфалеритовой и пирит-галенит-сфалеритовой ассоциациями. Главными рудными минералами являются: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Наряду с ними на глубине более 900 м от поверхности в з. Нижней отмечена оловянная минерализация (станин). Отличной от вышеописанных руд является скарновая залежь Больничная Партизанского месторождения, расположенная на стыке с боросиликатным месторождением. Основной скарновый минерал в ней ильваит, продуктивная ассоциация — галенит-халькопирит-сфалеритовая со значительным развитием маложелезистого сфалерита (клеюфана). Выделение минералов в этой парагенетической ассоциации практически одновременное, как и в других скарновых месторождениях района. Главные рудные минералы: сфалерит, арсенопирит, халькопирит, галенит. Редкие минералы Bi и Ag установлены во всех скарновых месторождениях района, представлены они одними минеральными фазами: галенобисмутитом, висмутином, самородным висмутом, матильдитом, **аргентитом**, **фрайбергитом**, **пираргиритом**, пруститом, самородным серебром. Для нижних горизонтов скарновых рудных тел Николаевского месторождения характерна тесная геохимическая ассоциация Pb-Bi (галенобисмутит), которая вверх по разрезу сменяется Ag-Bi (матильдит) и Bi-Te (теллуrowисмутит), завершается Ag-Te (гёссит) и Se (по данным химического анализа групповых проб). Здесь же развиваются **блёклые руды** с высоким содержанием серебра (**фрайбергит**). В з. Больничной отмечена также Pb-Bi и Ag-Bi минерализация, представленная галенобисмутитом и матильдитом, кроме того в ней нами обнаружен висмутсодержащий фрайбергит (1,1-1,6% Bi и 12,4-12,7% Ag).

Жильные Ag-Pb-Zn рудные тела Николаевского месторождения характеризуются чётко проявленными двумя пространственно разобщёнными стадиями: колчеданно-полиметаллической и серебро-сульфосольной. Колчеданно-полиметаллическая минерализация жильных рудных тел, расположенных над скарновой залежью в кислых вулканитах (отметки -190 — +100 м), по минеральному составу сопоставима с сульфидно-карбонат-кварцевыми рудам скарновой залежи. Основными рудными

минералами этой ассоциации по степени распространения являются: пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, станин, пирит, марказит. Серебро-сульфосольные жильные тела выполняют серию сближенных разрывных нарушений СВ и СЗ направлений в габбро-диоритах. Наиболее изучена ж. Серебряная, в ней наряду с обычными для месторождения минералами широко развиты сульфосоли: буланжерит, джемсонит; фрайбергит и минералы серебра групп фрейеслебениа, пираргирита, из которых преобладают **андорит** и **пираргирит** [3].

Майминовское жильное месторождение находится в 30 км на СВ от Николаевского. Залегаёт в зоне сочленения крупных тектонических структур: субширотного Мономаховского сдвига и СЗ Смысловской ослабленной зоны. Эшелонированные рудные тела и зоны рудной минерализации имеют, как правило, СЗ простирание. В них наряду с обычной для жильных месторождений района пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализации значительно проявлены высокосеребряные блёклые руды: **фрайбергит**, **аргентотетраэдрит**. Полибазит, пираргирит, стефанит, акантит и самородное серебро в рудах редки и не сопоставимы с блёклой рудой, андорит не отмечен. В рудах Майминовского месторождения не обнаружено Pb-Sb, и Ag-Pb-Sb сульфосолей, отражающих последовательность отложения в Ag-Pb-Zn месторождениях отечественных и зарубежных. Образование сульфоантимонитов серебра следует непосредственно за фрайбергитом. В завершающий этап процесса рудообразования выделяется акантит и самородные золото-серебряные сплавы. Золото на месторождении встречается в пострудных образованиях вместе с самородным серебром и непосредственно в рудных телах с сульфосолями серебра. Самородные Au и Ag выделялись из растворов и после того, как были сформированы основные рудные тела месторождения. Они отмечаются в глинисто-охристом материале тектонической трещины, смещающей серию рудных жил, и в кварц-карбонат-глинисто-слюдистом метасоматите основных рудных зон.

Морфология золотин разнообразна: отмечены индивиды овальной и изометричной формы, пластинчатые, чаще комковатые. В некоторых зернах наблюдается зональность: наружная часть зерна сложена электрумом, центральная — кюстелитом. Примесь золота в небольших количествах обнаружена во всех рудных минералах. Смена минеральных ассоциаций, подобная Майминовской, прослежена в Арылакском Au-Ag на флангах крупного серебряного месторождения Дукал [4].

Майское жильное Au-Ag месторождение расположено в 20 км от г. Дальнегорска. Приурочено к контакту покрова вулканитов с вулканогенно-осадочными образованиями (K₂). Оруденение локализовано в низах вулканогенной толщи. Установлено около 10 минерализованных зон дробления, залегающих в туфах и игнимбритах риолитов. Интерес представляет з. Майская от северо-западного до субширотного простирания с падением 30-50° на СВ. Рудная минерализация (3-5%) проявлена в жилах и метасоматических зонах кварцевого, адуляр-кварцевого и адуляр-хлорит-серицит-кварцевого составов. Продуктивная Au-Ag-сульфосольная минеральная ассоциация представлена **кюстелитом**, **электрумом**, самородным золотом, акантитом, пираргиритом, блёклыми рудами, хлораргиритом. Реже отмечаются минералы группы фрейеслебениа, микровключения касситерита, деревянистого олова, науманнита и единичные знаки дискразита, сперрилита, осмистого иридия [4]. Здесь же отмечен ранний халькопирит-галенит-сфалеритовый парагенезис, характерный для всех месторождений района. Пржилки этого состава залегают в зонах интенсивного окварцевания и пиритизации.

Субмеридианальные рудные тела серебряного Таёжного месторождения залегают в мощной зоне (2 км) крутопадающего меридианального одноимённого разлома. Они образуют субпараллельную серию жил и зон дробления, залегающих в терригенных породах на границе с вулканитами кислого состава (K₁₋₂). По набору минералов оно сопоставимо с ж. Серебряной Николаевского. Существенные различия выявлены в характере проявления собственной серебряной минерализации на этих месторождениях при общем сходстве основного состава руд. Принципиальные различия связаны с минеральным составом поздней ассоциации. Главный серебряный минерал Таёжного — **пираргирит**; второстепенные — фрайбергит, стефанит, акантит, Ag сам.; второстепенные — минералы группы фрейеслебениа (рис. 1), аргентопирит, кюстелит. Подобно Майскому нами здесь впервые обнаружена: золотая и оловянная минерализации (Au сам., касситерит, тиллит); минералы селена (науманнит, агвиларит) и платиноиды (бреггит).

Таким образом, в Ag-Pb-Zn скарновых и жильных телах Николаевского месторождения проявлена вертикальная минералого-геохимическая зональность от высоко до низко температурных ассоциаций с выделением самородного золота, как в скарнах, так и в жильных телах. Минеральный парагенезис руд Майминовского Ag-Pb-Zn месторождения в заключительной стадии минералообразования обычен для золото-серебряных месторождений вулканогенной гидротермальной формации. Таёжное преимущественно серебряное месторождение, залегающее в терригенных породах на контакте с кислыми вулканитами содержит значительные концентрации золота. И, наконец, эпитемальное Au-Ag Майское, в вулканитах завершает процесс многоярусного размещения минерализации.

Изложенный выше материал о минеральных парагенезисах руд исследуемых месторождений по нашим представлениям отражает один рудноформационный ряд от мезотермальных Ag-Pb-Zn скарновых к эпитермальным Au-Ag. В уникальном Дальнегорском рудном районе, сформированном в постаккреционном вулканогенном поясе, минерально-геохимические ассоциации каждого рудного месторождения в той или иной форме отражают вещественный состав всего ряда.

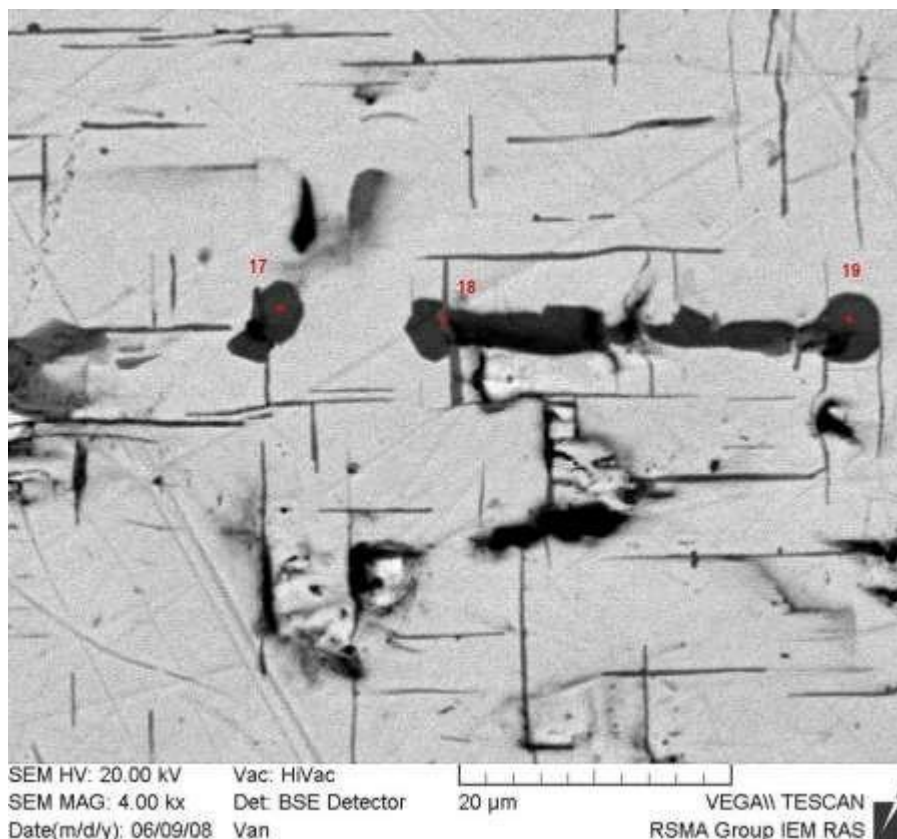


Рис. 1. Галенит Таёжного с эпитахическими сростками сульфoантимонитов Pb-Ag по спайности и прожилками: фрейслебенита (17), сурьмянистого тиллита (18), диафорита (19), Camebax Sx-50 с энергодисперсионным спектрометром INCA, аналитик Д.А. Варламов, институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка

Литература

1. Баскина В.А., Томсон И.Н., Аракелянц М.М., Полякова О.П. Раннемеловые щелочные базиты и углеродистые метасоматиты Приморья // ДАН. 2004. Т. 398, №5. С. 652-655.
2. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л. Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, №1. С. 67-82.
3. Константинов М.М., Калинин А.И., Наталенко В.Е., Стружков С.Ф., Двуреченская С.С. Золотосеребряное месторождение Дукат (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, №4. С. 317-334.
4. Рогулина Л.И., Макеева Т.Б., Пискунов Ю.Г., Свешникова О.Л. Первая находка платиноидов в рудах Майского золото-серебряного // Вестник ДВО РАН. 2004. №5. С. 94-99.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Л.И. Рогулина¹, И.А. Луценко¹, Н.И. Белозеров²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Известно, что месторождения Au, Ag, U, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu, W сопровождают аргиллизиты. Их относят (согласно классификации В.А. Жарикова, 1998) к близповерхностным метасоматическим образованиям кислотного выщелачивания и подразделяют на гидротермальные и сольфатарные. Первые из них связаны с вулканитами кислого состава, вторые – парагенетически с магматическими телами, где конкретная связь часто отсутствует. Существенной составной частью аргиллизитов являются минералы группы каолинита совместно с кварцем, гидрослюдами, хлоритами. Рядом исследователей [1-4] убедительно доказано практическое значение гипергенного золота на месторождениях Урала и Казахстана; обобщены сведения о факторах формирования зоны окисления серебряных месторождений. Установлено, что гипергенное минералообразование на сульфидных месторождениях происходит по следующей схеме: гипогенные сульфиды замещаются сульфатами, частично низкотемпературными сульфидами; далее выделяются арсенаты, фосфаты, карбонаты, силикаты; завершают процесс оксиды и гидрооксиды Fe, Mn, Si. При изучении верхних горизонтов месторождений (зоны окисления), а также низкотемпературного площадного и околожильного метасоматоза актуальна задача определения минералов следующих классов: сульфатов, гидрооксидов и слоистых силикатов (глинистых). Эти минералы сложно, а иногда и невозможно диагностировать обычными минералогическими методами.

Использование термических методов анализа в минералогии позволяет диагностировать многие минералы, расшифровывать механические минеральные тонкодисперсные смеси, проводить количественную оценку содержания минералов в породе и т.д. [5]. (Это один из комплексных методов, который использовался при изучении гипергенных руд месторождения Дукат).

Цель настоящей работы – изучение возможностей метода синхронного термического анализа (СТА) при исследовании минералов зоны гипергенеза Березитового золото-полиметаллического месторождения, залегающего в гранитоидах тукурингского комплекса, в пределах западной части Селенгино-Станового супертеррейна.

Для исследования был отобран образец (штольня № 5, горизонт 690 м) турмалин-гранат-пирит-кварцевого состава, содержащий однозначно неопределенный минералогическими методами минерал. Минералогически установлено, что минерал голубого цвета, при растирании теряющий свою окраску (становится белым), прозрачным. Блеск его стеклянный до шелковистого (в волокнистых агрегатах), образует сплошные массы и волокнистые агрегаты. Растворим в воде. Твердость низкая, около 2 (по Моосу). Предположительно отнесен к сульфату меди. Дальнейшее определение образца проводили методом СТА, включающим одновременную регистрацию кривых термогравиметрии (ТГ) и дифференциально-сканирующую калориметрию (ДСК). Исследование проводили на приборе STA 449C Jupiter (фирмы «NETZSCH») в платиновых тиглях под крышкой с отверстием, обеспечивающим давление паров при термическом разложении образца в 1 атм. Скорость нагрева составляла 5°С/мин. до 900°С в атмосфере аргона. Масса навесок 5.74–9.47 мг. Точность измерения температуры $\pm 1^\circ\text{C}$, изменения массы $\pm 10^{-2}$ мг. При съемке кривых ТГ и ДСК использовали файл коррекции, а также калибровки по температуре и чувствительности для заданной температурной программы и скорости нагрева. На рис. 1 представлена термограмма исходного образца, не подвергшегося растиранию. Выявлен многостадийный характер термолиза. Первый этап, протекающий в температурном интервале до 300°С, сопровождается дегидратацией сольватной и кристаллогидратной воды и образованием сульфата ($\text{Fe}^{2+}, \text{Cu}[\text{SO}_4]$). На кривой ДСК четко фиксируются эндоэффекты с экстремумами 74.0 – 121.8°С, соответствующие десорбции кристаллогидратной воды. (В качестве эталонов сравнения были исследованы кристаллогидраты $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). Потеря массы на данном этапе хорошо согласуется с теоретическим расчетом (44 / 42 %, соответственно). После достаточно длительного периода стабилизации массы (300–560°С) происходит десульфатизация гидроцианита. На этой стадии практическая потеря массы совпадает с теоретическим расчетом (28 %). Масса остатка в результате термической деструкции составляет 29.5 %.

На рисунке 2 представлена термограмма исходного образца, но после растирания в спирте.

Очевидно, что в результате растирания полярным растворителем сильно изменяется область, характеризующая количество связанной воды/число ОН-групп (именно этот критерий является определяющим для идентификации веществ внутри одного класса). Изменяется и количественное соотношение десорбирующихся частей минерала. В целом после растирания происходит смещение всех

эндоэффектов в низкотемпературную область в среднем на 5–20 С. Увеличивается и количество образующегося остатка на 7 %.

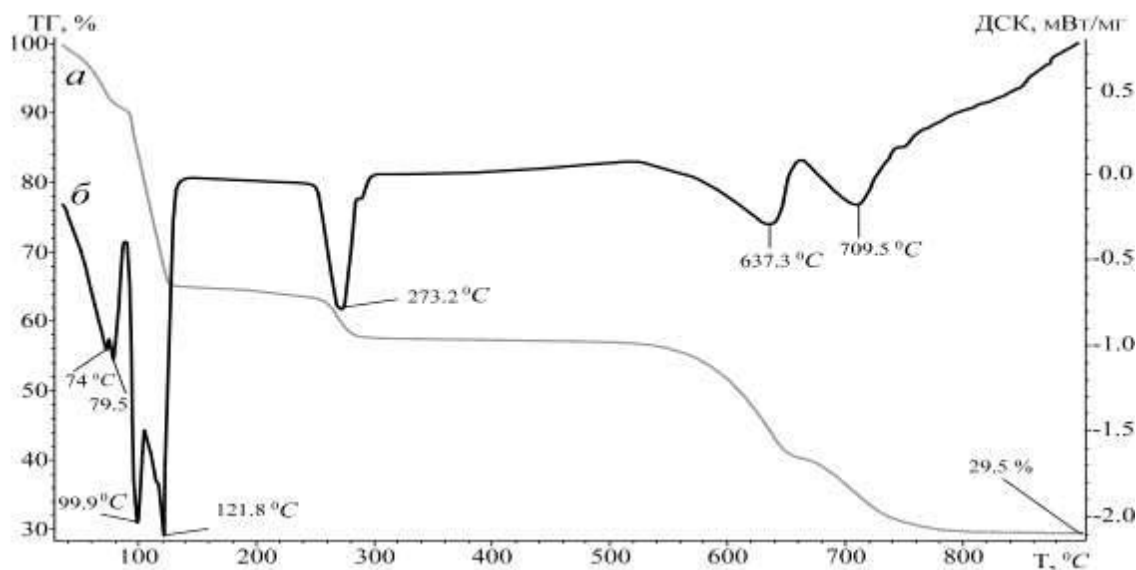


Рис. 1. Кривые ТГ (а) и ДСК (б) пизангита

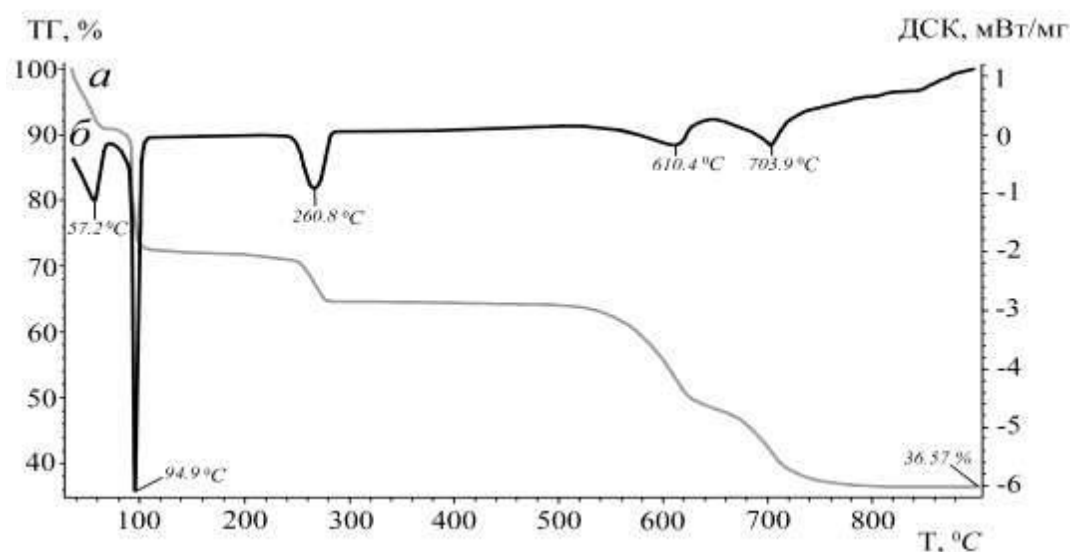


Рис. 2. Кривые ТГ (а) и ДСК (б) исходного образца после растирания.

Таким образом, на основании данных минералогического анализа и СТА исследуемый образец определён как пизанит ($\text{Fe}^{2+}, \text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) – минерал группы сульфатов. Используемый метод интересен тем, что позволяет анализировать природные образцы без тонкого истирания, а, следовательно, более точно анализировать соединения без потери гидроксильных групп.

Литература

1. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. 489 с.
2. Альбов М.Н. Образование штольцита в зоне окисления // Зап. ВМО. 1954. Ч. 83. Вып. 2. С. 148-150.
3. Двуреченская В.В. Гипергенные минералы серебряных месторождений. М.: 2001. 258 с.
4. Чухров Ф.В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М.:Изд-во АН СССР. 1966. 300 с.
5. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЕРКОВЕЦКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.И. Рождествина¹, А.П. Сорокин², Т.Б. Макеева¹, Н.В. Мудровская¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

В рамках рассматриваемой работы авторами проведены систематические комплексные исследования благороднометалльной минерализации в палеогеновых бурых углях Ерконецкого месторождения (Верхнее Приамурье), о концентрациях Au в которых уже сообщалось ранее [1]. Угленосные площади Ерконецкого месторождения, расположенного в южной части Зейско-Буреинского бассейна, располагаются на значительном удалении от областей сноса (в 100 км к западу от Туранского поднятия). Месторождение находится на слабо расчлененной современной гидросетью равнине с абсолютными отметками 190-250 м в центре крупного артезианского бассейна подземных вод, и характеризуется сложными гидрогеологическими условиями освоения. Результаты пробирных анализов, выполненных по разработанной и запатентованной АмурНЦ ДВО РАН методике, свидетельствует о колебаниях содержаний Au от следов до 100 г/т, при средних значениях — 3-7 г/т [1]. Значительный диапазон колебания содержаний Au в углях свидетельствует о неравномерности его распределения, присутствии золота в виде минеральных частиц.

Электронно-микроскопические и рентгеноспектральные исследования углей подтвердили наличие в них минералов БМ. Кроме самородного золота, серебра и их твердых растворов в углях установлены самородные платина и палладий (рис. 1). Бурые угли характеризуются широким минерально-видовым разнообразием. В самородном состоянии здесь также обнаружены Pb, Bi, Cu, Zn, Fe, Ni, Cr, W, Al, интерметаллиды Ag-Sn, Ag-Cu. Обнаружены сульфиды, селениды и сульфоселениды Pb, сульфиды и сульфаты Ba, сульфиды, окислы и гидроокислы Fe, окислы Ti, фосфаты и карбонаты редких земель (La, Ce, Nd), алюмосиликатные минералы, циркон и другие.

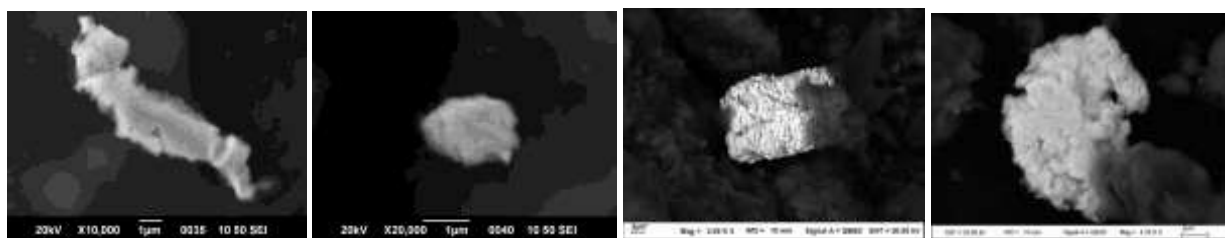


Рис.1 Самородные формы благородных металлов Ерконецкого бурогоугольного месторождения: палладий, платина, золото, серебро.

Исследования распределения минералов по разрезу пласта показывает, что самородные золото и серебро встречается на всех уровнях разреза, при этом максимальное присутствие самородного серебра и Au-Ag минералов (рис. 2) отмечено в его верхних горизонтах. С увеличением глубины залегания количественное соотношение частоты встречаемости частиц золота и серебра изменяется в пользу золота. Ближе к подошве пласта появление Au-Ag твердых растворов практически не отмечается, а золото и серебро существуют как самостоятельные фазы. Между минералами Cu и самородным золотом, которое нередко характеризуется присутствием в составе Cu (рис. 2), существует корреляционная связь. Значительно реже в малых количествах в золоте появляется примесь Hg. Для самородного серебра также характерно наличие примеси Cu, но довольно часто в самородном серебре отмечаются только элементы, доминирующие в системе (C, O, Si, Al), появление которых объясняется губчатым строением частиц. Размеры частиц золота и серебра колеблются от н-10 нм до 1-2 мкм. Встречаются отдельные индивиды с размерами 10-15 мкм (рис. 1). Повышенное количество наночастиц самородного золота и серебра отмечается в тонких глинистых прослоях углей, приуроченных к верхним горизонтам. Частицы серебра в количественном отношении доминируют над Au-содержащими частицами. Обнаружены частицы медистого золота с примесями Ag, Fe и повышенными содержаниями порообразующих элементов (рис. 2). Иногда самородное золото образует сростания с Ba-содержащими и алюмосиликатными минералами. Непосредственные сростания самородного золота и серебра с алюмосиликатными минералами установлено и в углях. Алюмосиликатная фаза в углях представлена в виде сферических и относительно плотных бесформенных частиц, в структуре которых нередко наблюдаются сферические углубления, вероятно образованные в результате отделения сфероидов. Не зависимо от места отбора,

алюмосиликатные сферические микрочастицы в углях присутствуют постоянно, количество их несколько повышается в средней части пласта. Сфероиды имеют сложную структурную организацию. Субструктурные компоненты являются тонко организованными сгустками, стремящиеся в пределе к сферической форме. Они заполняют ниши в хорошо сохранившихся растительных остатках углей, образуют скопления, агрегаты различной степени уплотнения. Иногда сфероиды деформированы по типу пустотелых образований. Нередко алюмосиликатные сфероиды ассоциируют также с минералами Fe, Pb, W, самородные формы которых также встречаются в виде сфероидов. Особенности строения алюмосиликатных сфероидов, их взаимодействия с растительными остатками, образующих угли, свидетельствует в пользу их аутигенного происхождения.

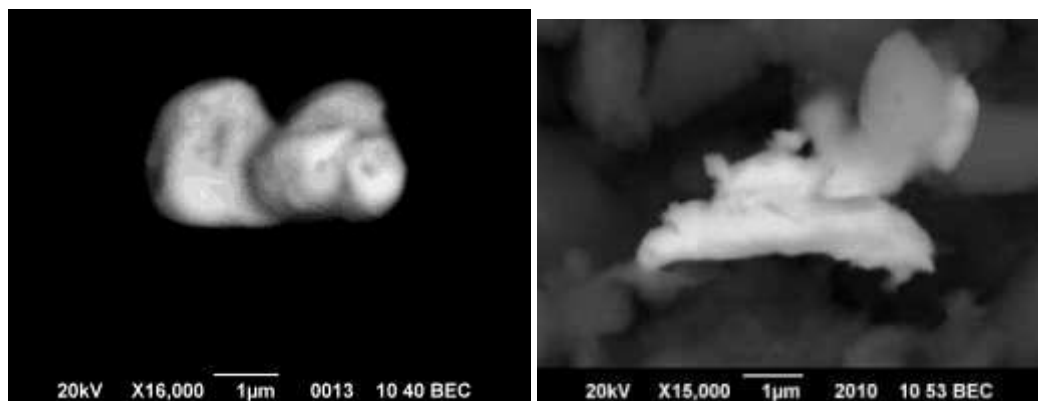


Рис.2 Твердые растворы Au-Ag и Au-Ag-Cu.

Появление самородного палладия и платины (рис.1) также зафиксировано на центральных горизонтах угольного пласта. Достаточно крупные частицы палладия 10 ÷ 30 мкм характеризуются примесью только элементов вмещающей матрицы (C, O). В платине в качестве примеси присутствует также Cu. Наличие в энергодисперсионных спектрах минералов пиков C и O, а также ряда других доминирующих в системе элементов связано с тонкой структурной организацией минералов. Зерна БМ являются структурно рыхлыми, а с увеличением размеров становятся более плотными с амёбоподобными выростами по границам. Частицы палладия и платины часто пластинчатые.

Средняя часть пласта отличается наибольшим минерально-видовым разнообразием. Ближе к подошве и кровле пласта количество минеральных видов сокращается, отдельные минералы встречаются лишь спорадически (минералы самородных элементов Zn, Cu, Bi, Fe, Cr, Ni, W, Al, интерметаллиды Ag-Sn, Cu-Zn (с примесью Cl), Se-содержащие минералы Pb, целестин, циркон, оксиды Zr, железистые минералы в различных комбинациях с Ni, Cr, Co и W, Mn и Ti, Ca, Sr и Al и др.). Частицы минералов Pb (в основном самородный свинец, его сульфиды, сульфоселениды и селениды) и Ba (сульфаты и сульфиды) по частоте встречаемости стоят на втором месте после алюмосиликатных минералов. Минералы этих элементов обнаружены во всех пробах, но в средней части пласта они являются доминантными. Увеличение содержания зерен барита наблюдается на верхних горизонтах пласта. Состав минералов Ba варьирует по содержанию S и O. Установлены отдельные зерна сульфидов Ba, характеризующиеся отсутствием O в их составе. На всех горизонтах также обнаружены, иногда в значительных количествах, сульфиды Fe, как в виде фрамбоидов, так и в виде рыхлых, шестоватых и плотных выделений, микрозерна минералов Ti (рутил, спорадически с примесями Fe и Mn). Среди сульфидных минералов не редко встречается сфалерит. Большинство минералов имеют либо губчатое, либо корпускулярное строение с различной морфологией и размером слагающих частиц: ограненные, тонкопластинчатые, глобулярные и другие более сложные формы. Нередко минералы являются агрегатами наночастиц сферической формы, имеющих неплотную структуру в виде сгустков различной степени уплотнения. Соотношение пор или стыковка частиц носит случайный характер, однако для алюмосиликатных минералов, сульфидов Fe и сульфатов Ba наблюдается упорядочение структурных элементов с проявлением сферической и призматической укладки. Пирит в изученных углях представлен как отдельными микрозернами, так и фрамбоидами — глобулами размером 10 — 20 мкм агрегатно-микроструктурного строения. Составляющие фрамбоиды микрокристаллы размерами менее 1 мкм имеют кубический и кубооктаэдрический габитус. Фрамбоиды могут образовываться на различных стадиях диагенеза путем рекристаллизации бесформенных сульфидов Fe под действием H₂S. Минералы Ba имеют наиболее разнообразную морфологию частиц: от рыхлых бесформенных, через ажурные, иногда с элементами радиально-лучистой полигонизации, до появления кристаллических многогранников со слоистой структурой. Корпускулярно-губчатая микроструктура минеральных зерен и наличие пор предполагают достаточно большую удельную поверхность и соответственно избыточную поверхностную энергию. При

малом количестве вещества такие частицы способны занимать значительный объем. Внутренние поры заполняются органическим веществом, формируя очень тонкие неоднородные смеси. Процессы последующего уплотнения вызывают появление зерен с рыхлой, амебовидной структурой по периферии зерен и плотной центральной частью. Такая структурная организация минералов на микроуровне свидетельствует об их аутигенном генезисе.

Анализ палеогеографических условий формирования Ерковецкого бурого угольного месторождения позволяет предположить, что наиболее вероятной является ионная форма поступления БМ в угли, связанная с циркуляцией грунтовых и пластовых вод, содержащих их растворенные формы. Однако поступление БМ в виде минеральных частиц также возможно. Это эоловый механизм накопления тонко рассеянной минеральной массы растительным веществом. Перемещение воздушных масс в соответствии с розой ветров способствует переносу пылевидных частиц на значительные расстояния от золотоносных источников. Растения являются хорошими поглотителями пыли, влаги и газообразных веществ из атмосферы. Однако данной форме поступления БМ в угленосные толщи до настоящего времени внимания не уделялось. Подтверждением такого способа поступления БМ в бурые угли являются обнаруженные нами частицы золота в межслоевых пространствах коры современных хвойных растений. Минеральный состав, морфология, микроструктура частиц из глинистых прослоев углей во многом сходны с минеральными заполнениями межслоевого пространства коры. В межслоевом пространстве коры преобладают микрочастицы кварца, среди которых обнаружено и самородное золото с примесью Cu и Zn (рис. 3). Основным источником накопления минеральной массы растениями являются тонкодисперсные пылевидные частицы, переносимые воздушными массами. Смолянистая поверхность коры и хвои является идеальным сорбентом, закрепляющим микрочастицы пыли. За время роста, сезонных смен листвы (хвои) растения поглощают значительные количества пылевидных частиц. Процесс накопления продолжается и после отмирания растительной массы. Нерастворенные твердые минеральные частицы могут являться центрами агрегации для наночастиц, эмиттируемых преобразующейся биомассой. Особенно это характерно для относительно крупных зерен, вокруг которых в результате осаждения формируется рыхлая тонкая вуаль новообразований.

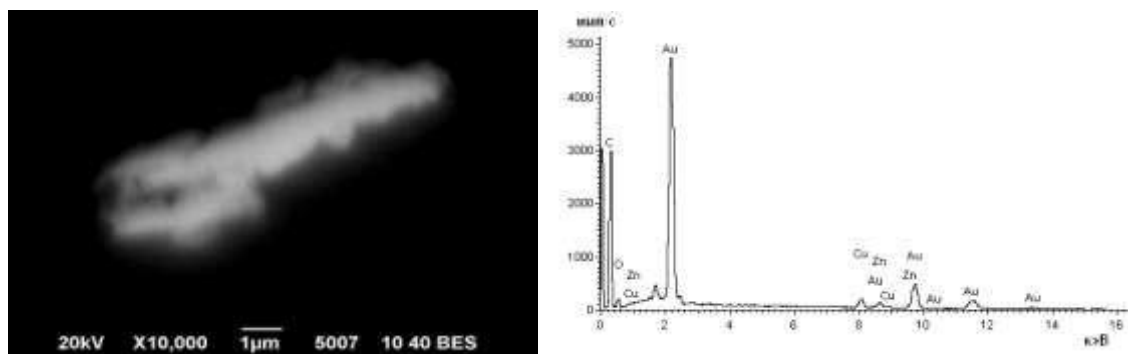


Рис.3 Эоловые формы самородного золота с примесью Cu и Zn

Таким образом, в результате проведенных исследований бурых углей Ерковецкого месторождения впервые обнаружены самородное золото, серебро, палладий и платина. Установлено, что в центральной части угольного пласта аккумулируется наибольшее количество минералов, как по видовому разнообразию, так и по количественным соотношениям. В углях одновременно присутствуют самородное золото, без примеси Ag, серебро и Au-Ag твердые растворы. Частицы золота обнаружены в нижней и средней частях угольного пласта. Увеличение количества частиц серебра и Au-Ag минералов наблюдается с приближением к его кровле. Платина и палладий установлены только в средней части пласта. Наиболее вероятной формой поступления БМ в угли Ерковецкого месторождения являются их ионы, переносимые поверхностными и подземными водами, а так же микрочастицы, переносимые воздушным потоком. Существующую классификацию типов благороднометалльного оруденения в угленосных структурах [2] можно дополнить эоловым типом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (проект № 09-И-П14-01), РФФИ и РФФИ и Президиума ДВО РАН (проект № 09-05-98550).

Литература

1. 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.
- Середин В.В. Распределение и условия формирования благороднометалльного оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 1. С. 3-36.

АНДАЛУЗИТОВАЯ РУДОНОСНОСТЬ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.Ф. Складорова

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

В настоящее время в металлургии во многих странах развивается тенденция по замене (до полного отказа) мартеновского способа производства стали процессом выплавки ее в конвертерах и электропечах, при котором происходит изменение структуры использования металлургического сырья, и, прежде всего, сырья для изготовления огнеупоров. В связи с этим, мировая тенденция в производстве огнеупоров направлена на создание и применение высокостойких изделий на основе новых видов сырьевых материалов с высокими технологическими свойствами. К 2010 г. в России также планируется полностью исключить мартеновское производство и довести выплавку стали в конвертерах до 68% и в электропечах до 28%, что естественно повлечет применение более высокостойких видов огнеупорного сырья. Нетрадиционными видами огнеупорного сырья для современной металлургии могут являться неметаллы, содержащие такие высокоглиноземистые минералы как кианит, **андалузит**, дистен, силлиманит, на которые в настоящее время отмечаются общие тенденции повышения спроса и, соответственно, цен. В зарубежных странах высокоглиноземистые виды сырья добываются достаточно интенсивно. Основными продуцентами андалузитового сырья являются ЮАР США, Франция, Индия, а также Китай, Австралия и др. Мировой спрос на высокоглиноземное сырье возрастает, что, в частности, подтверждается межконтинентальными перевозками сырья на значительные расстояния (например, андалузит из ЮАР в США и Западную Европу, из Индии в Германию и Японию и т.д.). В России добыча и производство высокоглиноземных минералов не осуществляется. Сырьем для производимых высокоглиноземных огнеупоров остается дефицитный и дорогостоящий технический глинозем, получаемый из бокситов и импортируемый из Китая. По экономическим прогнозам потребность, в частности, в кианитовом концентрате для огнеупорной отрасли к 2010 году при благоприятном развитии металлургии может достигнуть 125-150 тыс.т (в настоящее время 25-50 тыс.т).

На территории Дальнего Востока по результатам региональных работ зафиксированы порядка 100 проявлений с повышенными содержаниями высокоглиноземистых минералов (в том числе более 30 андалузитсодержащих с суммарными прогнозными ресурсами (авторскими) в количестве порядка 8145 млн.т, которые могут быть рассмотрены в качестве природных нетрадиционных альтернативных видов огнеупорного сырья. Андалузитсодержащие проявления большей частью специализированно не рассматривались и нередко не регистрировались. Андалузит, дистен и силлиманит являются полиморфными модификациями одинакового химического состава ($Al_2O_3 \cdot SiO_2$) и представляют собой высококачественное сырье для электротермического способа получения алюминия и его сплавов. Содержание глинозема в нем 63%, кремнезема 36%. Для электротермической переработки высокоглиноземистых материалов ВАМИ установлен состав концентратов, содержащих Al_2O_3 не менее 57 %, SiO_2 не более 37,5%. Андалузит – одна из трех модификаций силиката алюминия (андалузит, кианит, силлиманит), образующаяся при наименьших давлении и температуре. Габитус минералов – зернистый, лучисто-шестоватый, обычно розового цвета, реже других оттенков, блеск стеклянный, твердость 6,5 – 7, уд. вес 3,1. Разновидности: виридин, хиастолит, ферро- и манганандалузит. Образуется на низшей и средней стадиях контактового метаморфизма глинистых пород, в роговиках и кристаллических сланцах, гнейсах, метасоматических породах, обогащенных глиноземом, во вторичных кварцитах. Используется как высокоглиноземистый огнеупор, в металлургии, в керамической промышленности, как руда для получения сплава силумина.

Андалузитсодержащие проявления Амурской области

По условиям образования и местонахождению на территории Амурской области выявлены андалузитсодержащие проявления 3-х типов: контактово-метасоматические, гидротермально-метасоматические и метаморфогенные.

Контактово-метасоматический тип андалузитовой минерализации проявлен на контактах осадочных пород с различными интрузиями. Контактово-метасоматический тип андалузитовой минерализации проявлен на контактах осадочных пород с различными интрузиями. Проявления андалузита этого типа на Дальнем Востоке распространены достаточно широко, но большей частью специализированно не рассматривались и нередко не регистрировались

Проявление Гора Андалузитовая и Случайная в бассейне р.Ольдой приурочено к двум останцам кровли в экзоконтактных частях интрузий одноименных гор, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Их образование связано с воздействием нижнемеловых интрузий на алевролитопесчанниковые образования филимошкинской свиты. Площадь выхода андалузитовых роговиков 1350 x 850 м, мощность до 40 м. Содержания андалузитовых разноориентированных длинностолбчатых агрегатов в темно-серых и черных роговиках составляют 10 – 50 %. Бирское проявление (правобережье

р.Биры, вблизи с.Лондоко) представлено слюдисто-андалузитовыми сланцами, содержащими андалузит (размер кристаллов от долей мм до 3-4 мм) в количествах от первых процентов до 40 – 50 %. Параметры залежи в изученной части – 240м x 900м. Джаоринское проявление вскрыто буровыми скважинами в экзоконтактовой зоне гранодиоритов в пределах массива вторичных кварцитов. Вскрытая мощность андалузитсодержащих кварцитов достигает 34 м. Содержания андалузита в породах до 30-35%. Более высокие содержания андалузита (до 50 – 60 %) фиксировались в бассейне р.Мамын в Полуночкинском и Елнинском проявлениях, а также вблизи п. Мариинского (Хмуринское проявление), где в экзоконтакте крупной интрузии гранитов выделяется полоса гидротермальноизмененных порфириров, протяженностью 3 км, шириной 300-600 м, представленных андалузитовыми, андалузит-серицитовыми, иногда с корундом, кварцитами. Кроме того, прогнозные ресурсы определены также по ряду андалузитовых проявлений (Альтаирское, Октябрьское, Праводукукское, Моготское), находящихся в аналогичных геологических условиях.

Гидротермально-метасоматический тип андалузитовых проявлений принадлежат к формации вторичных кварцитов и связан с андалузитовой, андалузит – серицитовой и андалузит – корундовой их фациями. Гидротермально-метасоматический тип андалузитовой минерализации принадлежат к формации вторичных кварцитов и связан с андалузитовой, андалузит – серицитовой и андалузит – корундовой их фациями. Поскольку андалузитовые фации в кварцитах сопряжены с алунитовой фацией, представляющей основной поисковый интерес, андалузитовые кварциты специализированно не изучались и не оценивались. Тем не менее эта разновидность во вторичных кварцитах отмечается почти повсеместно, что указывает на закономерность развития андалузитовой минерализации и представляет интерес с точки зрения ее практической оценки. На обширной территории (порядка 50 кв.км) в центральных частях полей вторичных кварцитов по левым притокам р.Полуночки, и в верховьях руч.Певцова, в истоках р.Елны и на водоразделе рр.Адамихи и Полуночки, на участке Адамиха выявлены андалузитовые кварциты, с содержаниями андалузита в минералогических пробах до 50%. На участке Елна (в верховьях р.Елны) в составе вторичных кварцитов обнаружен андалузит, иногда в количествах (по шлифам) до 50%. В бассейне среднего течения р.Ток и р.Сивакан, в составе вторичных кварцитов был выделен участок высокоглиноземистого сырья – участок «Альтаир», внутренняя зона которого сложена андалузитовыми кварцитами. Содержание андалузита в них до 30%.

Метаморфогенный тип андалузитсодержащих проявлений генетически и пространственно связан в основном с метаморфизованными первично-осадочными, вулканогенно-осадочными формациями поздепротерозойско-нижнекембрийского возраста, закартированными на территории преимущественно в виде останцов в кровле раннепалеозойских гранитоидов. В их составе в региональном плане в зонах повышенного метаморфизма отмечаются высокоглиноземистые кристаллические гнейсы, сланцы, в том числе нередко силлиманит и андалузитсодержащие (береговые обнажения р.Гиллюя между устьями рр.Релдьяна и Анамуграна и др). Специализированных работ на андалузит не проводилось. Рудопроявления установлены попутно при выполнении геолого-съёмочных работ. По масштабам развития, количественно-качественным показателям выделены районы (по наименованию водотоков), перспективные для постановки поисково-оценочных работ на андалузит: Правобережно-Хайктинский (контактово-метасоматический тип), Елно-Адамихинский и Сивакан-Токинский – гидротермально-метасоматический тип проявлений во вторичных кварцитах. В разрезах метаморфогенных протерозойско-нижнекембрийских образований андалузит встречается в количествах не более единичных процентов (по р.Гиллюю до 7%). Однако следует отметить: в разрезах метаморфогенных пород глиноземистые гнейсы составляют по мощности сотни метров. В их составе наличие сходных по внешнему виду высокоглиноземистых минералов и их различие обнаруживается только под микроскопом, что затрудняет их количественную оценку.

На первой стадии оценочных работ для изучения литолого-петрографического и качественного состава андалузитсодержащих и вмещающих пород предлагается произвести полевые работы с отбором проб в пределах выделенных районов, по условиям инфраструктуры доступных для посещения: Правобережно-Хайктинский район (правобережные возвышенности р.Хайкта, правого притока р.Бол.Ольдой). Транспортировка (ориентировочно) – до ст. Мадалан по ж-д., далее по автодороге до рудника Березитового; Елно-Адамихинский район – водоразделы рек Адамихи, Елна и Полуночка – вторичные кварциты, в т.ч. и андалузитовые. Транспортировка: в районы Октябрьского поселка, Покровского рудника.

В целом, назрела необходимость геолого-экономической оценки перспективных залежей андалузитового наряду с другими нетрадиционными видами огнеупорного сырья, расположенных в наиболее выгодных и экономически освоенных районах Дальнего Востока с целью оценки рентабельности их отработки.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ И ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

А.И. Трубачев

Читинский государственный университет, г. Чита,
root@chitgu.ru

В рудах рассматриваемых месторождений установлено большое количество минералов, однако наиболее распространенными являются минералы следующих основных геохимических систем: а) медь — сера (анилит, джарлеит, дигенит, халькозин, джирит, спинококопит, ковеллин); б) медь — железо — сера (борнит, халькопирит, идаит, нукундамит, мойхукит); железо — сера (пирит, марказит, пирротин); г) медь — железо — мышьяк — сера (теннатит, арсенопирит, домейкит, люционит, энаргит, лаутит и др), а также множество других, отнесенных к разным классам.

На основе изучения текстурно-структурных сростаний, форм выделений, внутреннего строения минералов, сравнительного сопоставления объектов и закономерностей пространственного размещения минералов, в рудах этих месторождений выделены главные, второстепенные и редковстречающиеся парагенезисы. Форма выделения минералов, их размеры являются важными диагностическими признаками. Различные слоистые, мелкокрапленные, конкреционные формы отнесены к седиментационно-диагенетическим образованиям. Прожилковые, полосчатые, пятнистые и гнездово-линзовидные, брекчиевидные, массивные являются текстурами перераспределения, возникшими при катагенезе и метаморфизме.

К главным парагенезисам отнесены сростания основных рудообразующих минералов: группы халькозина, борнита, халькопирита, пирита. Их структурные сростания и расположение в рудных телах показывают, что все они образуют парные или промежуточные тройные или более сложные парагенезисы и сформировались более или менее одновременно, но в разных частях зонального ряда. Парагенезисы второстепенных и редких минералов характеризуются тесным сростанием с основными рудообразующими и приуроченностью их к определенным минеральным зонам. Сравнение общего списка парагенезисов минералов, проведенное по всем известным объектам показывает, что в основной своей массе главные парагенезисы схожи, различие намечается среди второстепенных и редких парагенезисов.

Минералы и их парагенезисы своим составом, морфологией, размерами, структурными взаимоотношениями отражают сложную геологическую историю развития и условия формирования оруденения медистых песчаников и сланцев (таблица). Установленная эволюция парагенезисов минералов и элементов проявляется в следующем виде:

- в седиментогенезе — формирование и распределение рудоносных осадков в зависимости от pH, карбонатности, фациальной обстановки, климата и подчиняющиеся законам механической и химической дифференциации ритмичности — цикличности, многоярусности;

- в диагенезе — образование слоистых, вкрапленных, конкреционных форм сульфидов, оформление рудных залежей и минеральной зональности в зависимости от Eh — pH среды рудообразования, растворимости сульфидов, концентрации металлов, сульфат-ионов и сероводорода;

- при катагенезе и метаморфизме — появление наряду с медными (и другими) сульфидами — гематита, магнетита, графита, пирротина, ильменита, титаномагнетита, силикатов; возникновение на фоне слоисто-вкрапленных выделений просечковых, прожилковых, массивных форм парагенезисов, свидетельствующих о решающей роли повышенных температур и давлений, метаморфогенных растворов в этих процессах и происходящих в пределах ранее сформированных рудных залежей.

Источниками металлов главных парагенезисов служили области сноса, редких и второстепенных — седиментационно-диагенетические, а иногда и постмагматические растворы. Собственная минеральная форма элементов — примесей реализуется, главным образом, при катагенезе и метаморфизме. Для практического использования важны состав парагенезисов, закономерности их распределения и особенности эволюционного развития по этапам (см. таблицу).

Позтапная эволюция минералов, элементов, форм их выделения, факторов рудоконтроля и источников в рудах медистых песчаников и сланцев

Этапы рудообразования		T ⁰ C	P _{атм}	Типоморфные минералы	Формы выделения парагенезисов	Формы проявления элементов-примесей	Факторы рудоконтроля	Источник элементов	Эталонные месторождения
1		2	3	4	5	6	7	8	9
Седиментогенез		0-30	1	Карбонаты, сульфаты (?), обломки сульфидов, гидроокислы железа	Слойки, пласты, линзы в рыхлом состоянии	Адсорбционная, в растворах	pH, фации, карбонатность, климат, сорбция, механическая и химическая дифференциация	Области питания, морские воды, вулканизм, рассолы (?)	Этот этап прошли все месторождения
Диагенез		45	1-3	Анилит, джарлеит, халькозин низкий, фрамбонд-пириты	Конкреции, глобулы, вкрапленность, слойки, фито-и зооморфозы	70 % элементов не имеют своих минералов, 30 % — встречаются в форме минералов	Величины pH-Eh, концентрация металлов, сульфат-ионов, сероводорода	Седиментационные растворы	Реликтовые формы Установлены во всех объектах
Начальный катагенез		60-100	10-1000	Борнит тетрагональный, бетехтинит, частично джарлеит	Мелкие гнезда, линзочки, тонкие прожилки	27 % элементов в форме собственных минералов, 30 % — не образуют минералов, 43 % — могут образовывать минералы и не могут	Температура и давление, pH, Eh, концентрация металлов	Вмещающие толщи	Приуральские, Ленские, Приангарские, месторождения Польши, Германии, Маунт-Лайелл
Поздний катагенез		160-220	450-2000	Гематит, халькозин высокий, борнит тетрагональный, дигенит (?)	Укрупненные агрегаты, гнезда, линзочки	80 % элементов образуют свои минералы, 10 % — не образуют, 10 % — являются промежуточными	Температура, давление, концентрация металлов, частично величины Eh-pH	Вмещающие толщи	Прибайкальские, Джезказган, Уайт Пайн
Метагенез		220-300	1500-3000	Дигенит (?), халькозин высокий, магнетит (?), борнит кубический, пирротин(?)	Гнезда, прожилки, линзочки, густая вкрапленность	Все элементы встречаются только в форме собственных минералов	То же	Вмещающие толщи	Частично Джезказган, Приверхо-янские проявления
Региональный метаморфизм	Хлоритовая субфация	300-400	2010 — 10 000	Пирротин, магнетит, графит, мойхукит	Просечки, жилы, крупные агрегаты, сланцеватые, массивные формы, метакристаллы	Все элементы образуют свои собственные минералы	Температура, давление, концентрация металлов, частично величины Eh-pH	Вмещающие толщи	Заир-Замбийские месторождения, Мангыш-лак
	Биотитовая субфация			Ильменит, графит, титано-магнетит	То же	То же	То же	То же	Удокан, Айнак
	Эпидот-амфиболовая субфация	350-500		То же	То же	То же	То же	То же	Витимские, Икабийские

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕРХЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРЬДАГ

А.М. Федоров, А.Е. Будяк

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Месторождение Бурал-Сарьдаг расположено в юго-восточной части Восточного Саяна в междуречье р. Оки и р. Урика на территории Окинского района Республики Бурятия. Оно является частью кварцитоносного пояса и приурочено к чехлу Гарганской глыбы сложенной верхнерифейскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты. Отложения иркутской свиты развиты в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы. Фундамент Гарганской глыбы архей-нижнепротерозойского возраста, представлен гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами и мигматитами (2,3-2,4 млрд лет), степень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации. К юго-западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг распространены интрузии сумсунурского комплекса (Гарганский плутон) плагиогранитов верхнерифейского возраста (790 млн лет) [2] тоналитового (тоналит-трондьемит-дацитового) типа. С юго-востока, северо-востока и северо-запада Гарганскую глыбу обрамляют породы верхнерифейских офиолитов и отложений Дунжугурской островной дуги, которые представляют собой фрагменты деформированного и эродированного аллохтона, надвинутого на глыбу с севера — северо-запада. На участке, расположенном к западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг, офиолиты представляют собой три главных покрова, разбитых на ряд чешуй. Ультрабазитовый комплекс представлен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами с линзами хромитов. Комплекс расслоенных интрузий выполнен ортопироксенсодержащими породами, в основном вебстеритами, ортопироксенитами, габбро-норитами, норитами. Дайковый комплекс сложен в основном массивными зеленоватыми диабазами. Вулканический комплекс представлен различными гиалокластитовыми брекчиями, массивными и шаровыми лавами [2].

Тектоническая история Гарганского микроконтинента, являющегося частью Тувино-Монгольского массива, детально описана А.Б.Кузьмичевым в работе [2]. На раннебайкальском этапе в процессе консолидации Тувино-Монгольского массива Дунжугурская островная дуга начала причленяться к Гарганскому континентальному блоку, в результате чего отложения чехла глыбы были деформированы, а впоследствии, в процессе обдукции, перекрыты породами офиолитов преддугового бассейна [2]. По мере развития обдукции офиолиты «сдирали» верхнюю часть осадочной толщи и усложняли складчатую структуру чехла глыбы. Породы аллохтона, по мере продвижения, вызвали термально-метасоматические преобразования перекрытых уровней кремнисто-карбонатного комплекса иркутской свиты.

Продуктивные тела кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг имеют субпластовую, вытянутую в плане форму, с различным простираем пластов и разными углами падения слоистости пород. Локализуются они, в основном, в привершинной части хребта в виде пологозалегающих плоских «шляп» и полого под углами $7-10^{\circ}$ падают на запад-северо-запад. Падение пластовых тел кварцитов месторождения не совпадает с генеральной складчатостью продуктивной кремнисто-карбонатной толщи иркутской свиты (рис 1).

На месторождении горы Бурал-Сарьдаг выделяется ряд разновидностей кварцитов (разрез снизу вверх): 1) первичные углеродсодержащие микрокварциты темно-серого до черного цвета, с пятнисто-полосчатой текстурой; 2) осветленные кварциты зон метасоматической проработки первичных микрокварцитов; 3) «суперкварциты» — мономинеральная порода белого цвета, со специфической грубо-неравномернoзернистой, часто крупнозернистой структурой, являющаяся конечным продуктом метасоматоза и представляющая собой тип сверхчистого кварцевого сырья; 4) «песчанистые» кварциты из зоны выветривания. Четких границ между выделенными разновидностями не наблюдается.

Основной геохимической характеристикой месторождения горы Бурал-Сарьдаг является снижение суммы элементов-примесей в процессе метасоматических преобразований кварцитов от наименее измененных пород (черные микрокварциты) к «суперкварцитам». В первую очередь это относится к основным загрязнителям, таким элементам, как Al, Fe, Ca, Mg, Ti. Черная окраска исходных микрокварцитов обусловлена исключительно примесью углеродистого вещества. Характерно, что профилирующими примесями в них являются Fe, Mg, Ti, в меньшей степени Cr и V, что, может являться косвенным признаком участия в формировании первичных кремнистых осадков вещества основного и ультраосновного магматизма. Подавляющая масса примесных компонентов сконцентрирована в аксессуарных минеральных формах (мусковит, эпидот, гематит).

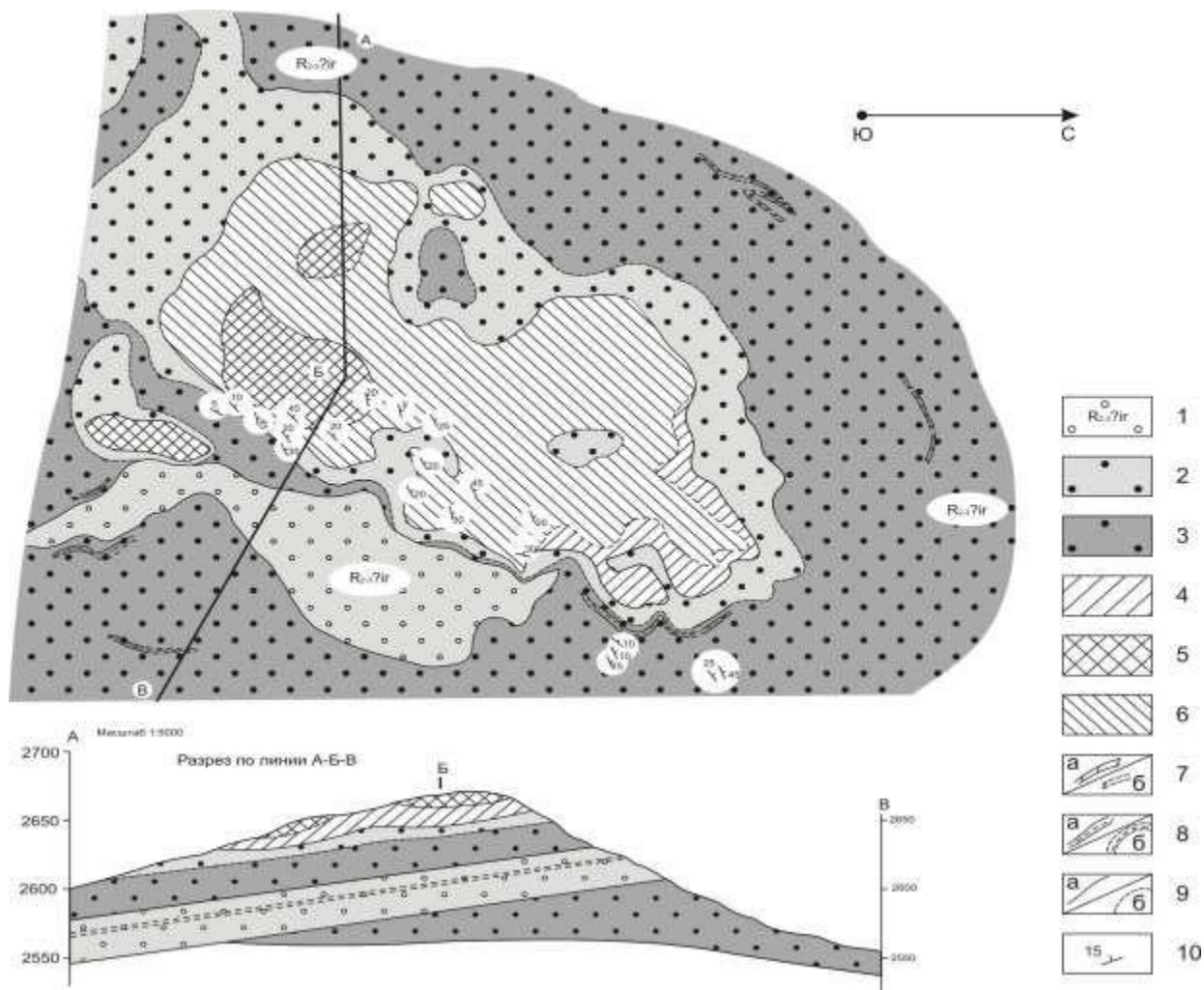


Рис. 1. Геологическая схема месторождения горы Бурал-Сарьдаг (по материалам В.П.Табинаева, С.Д.Щуцара, и др., 2003, с дополнениями и изменениями авторов). 1 — иркутская свита (R_{2-3}): песчаники, алевролиты, гравелиты субаркозового, полимиктового составов; горизонты, линзы красноцветных псаммитовых доломитов, песчаников и углеродисто-глинистых сланцев; 2-3 — иркутская свита: кварциты и микрокварциты различного состава; горизонты, линзы, желваки окремненных, часто мергелистых доломитов: 2 — черные, кремневидные микрокварциты с прослоями доломитов и мраморов, тонкие (до первых мм) прожилки и линзы перекристаллизованного кварца; 3 — серые и светло-серые микрокварциты; 4-6 — метасоматиты: 4 — светло-серые мелкозернистые кварциты; 5 — «суперкварциты»; 6 — «песчаные» кварциты — продукты выветривания метасоматических кварцитовых образований; 7-8 — маркирующие горизонты и линзы, а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — доломиты окремненные, глинистые до мергелей; 8 — углеродисто-глинистые сланцы; 9 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — элементы залегания.

В серых микрокварцитах общее количество примесных компонентов в сравнении со слабоизмененными черными микрокварцитами снижается незначительно. Четкой корреляции между интенсивностью осветления и количеством минеральных примесей также не обнаруживается. Это подтверждает, что окраска зависит в первую очередь от количества углеродистого вещества, которое выносятся из кварцитов более интенсивно, чем другие минеральные примеси.

«Суперкварциты» горы Бурал-Сарьдаг представляют собой наиболее чистую разновидность кварцитов. Они хорошо поддаются обогащению, при котором содержания основных элементов-примесей в результате одной лишь кислотной обработки снижается в несколько раз (суммарное содержание элементов-примесей в концентрате составляет 8-10 ppm), что доказывает низкое содержание структурных примесей за исключением флюидной составляющей. Флюидная фаза кварцитов месторождения горы Бурал-Сарьдаг является углекислотно-водной и сохраняется на относительно высоком уровне. При этом наблюдается различие составов флюидных фаз в осветленных микрокварцитах и суперкварците. Для первых характерно наличие восстановленных компонентов, при полном их отсутствии во вторых. По мнению авторов, осветленные кварциты и «суперкварциты» сформировались в ходе термально-метасоматических преобразований первичных кремнисто-карбонатных пород иркутской свиты под воздействием теплового поля продвигающегося по ним в результате обдукции офиолитового покрова. Высокий градиент Р-Т условий приводит к мобилизации собственной флюидной составляющей исходных кремнистых пород и к ее миграции по разломным и ослабленным зонам в область пониженных

температур и давлений. Этот факт подтверждается отсутствием прослоев карбонатов в пределах изучаемой площади месторождения Бурал-Сарьдаг. Необходимо подчеркнуть, что отсутствие эндогенного источника флюида является главным отличием приведенной схемы формирования месторождения горы Бурал-Сарьдаг от моделей предыдущих исследователей [1, 3].

Таблица 1

Геохимическая характеристика основных типов кварцитов месторождения горы Бурал-Сарьдаг (ppm)

Порода «Элемент»	Ожелезненные кварциты	Углеродсодержащие микрокварциты	Осветленные свет-до-серые кварциты	Белые сахаровидные кварциты	«Песчанистые» кварциты	Углеродсодержащие микрокварциты	Осветленные попос-чатые кварциты	«Суперкварциты»
Al	200	152	145	131	84	44	103	5,4
Fe	5944	260	97	117	117	137	44	2,6
Ca	15	10	16	27	18	15	10	5,3
Ti	62	57	35	3,6	2,2	0,4	3	1,2
Mg	11	87	104	12,7	7	4,2	15	3,1
Mn	1	0,3	0,5	0,6	0,3	0,9	0,5	0,7
Li	1	1	1	1	1,1	1,1	1,2	1
K	20	20	19,5	20	20	20	20	19,5
Na	12	8,5	11	12	11	9,5	10	11
B	2,9	3,5	3,3	2,4	3,1	2,4	6,1	1,8
Cu	1,6	2	1,4	1,3	1,9	0,4	1,2	0,1
P	42	5,2	3,1	3,6	3,5	5,4	2,5	1,3
Кол-во проб	2	2	8	4	5	2	2	9
Сумма	6311,5	605,5	435,8	331,2	268	239,2	215,3	52

Примечания: Атомный эмиссионный спектральный анализ (АЭСА) выполнен в Институте геохимии СО РАН, аналитик — д.т.н. И.Е.Васильева

В результате этого, в верхней части разреза подвергшейся максимальному термо-динамическому воздействию, происходила очистка кварцевого субстрата и его собирательная перекристаллизация с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зёрен кварца. Участки кремнистой толщи, находящиеся на удалении от тектонического контакта, подверглись меньшему термическому воздействию, вследствие чего они испытали перекристаллизацию в меньшей степени. Снижение степени преобразования кварцитов, при удалении от плоскости надвига, подтверждает отделение флюидов из самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов, как и отсутствие привноса чужеродного вещества. Осветление кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь пигментирующего углистого вещества.

Литература

1. Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н. Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценосного района (Восточный Саян) // Кварц. Кремнезем.: Материалы Междунар. Семинара. — Сыктывкар: Геопринт, 2004. — С.185-187.
2. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. — 192 с.
3. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) Е.И.Воробьев [и др.] // ДАН. РАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219-223.

ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕТОД ТИПИЗАЦИИ НИЗКОСУЛЬФИДНЫХ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.И. Фатьянов, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина, В.В. Ивин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Типизация руд золото-серебряных объектов относится к числу трудоемких задач научного и прикладного значения. От ее решения, в частности, зависит целенаправленное ведение поисково-разведочных работ, а также оптимизация производственной деятельности, например, подбор технологических схем для более полного извлечения металлов. Традиционно решение этой важной задачи связано с картированием рудной минерализации месторождения. Однако на низкосульфидных объектах такое картирование неэффективно. На подобных месторождениях возможно применение иного метода типизации руд, интегрирующего результаты детального минералогического их изучения и данные по разведочному опробованию рудных тел. Его эффективность продемонстрируем на примере Многовершинного месторождения — одного из крупнейших золото-серебряных объектов Дальнего Востока России.

Месторождение расположено у северного окончания окраинно-материкового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Золото-серебряное оруденение сконцентрировано в Улской вулканотектонической депрессии, являющейся составной частью позднемелового-палеогенового Бекчиулского вулканоплутонического сооружения. Геологическое строение месторождения охарактеризовано в публикациях и отчетах специалистов Министерства геологии СССР (ДВИМСа, ПГО Дальгеологии, ЦНИГРИ), Академии Наук (ГЕОХИ, ДВГИ, ИГЕМа) и здесь не рассматривается.

Промышленное золото-серебряное оруденение сосредоточено в пределах трех основных жильно-метасоматических зон — Главной, Промежуточной и Медвежьей, причем в первых двух разведанные запасы благородных металлов переданы в эксплуатацию. Основу зон составляют жилородные плитообразные крутопадающие тела гидротермально-метасоматического происхождения, трассирующие тектонические нарушения северо-восточного простирания. Жильно-метасоматические зоны прослежены на 7-12 км, их мощность достигает многих десятков метров. Поперечными разломами зоны фрагментированы на отрезки разной длины, получившие статус рудных тел.

Структурными исследованиями показано, что рудное поле имеет ступенчато-блоковое строение с погружением блоков относительно Бекчи-Улского гранитоидного плутона в северо-западном направлении [4]. Зона Главная приближена к плутону и подверглась значительной эрозии, зона Промежуточная более удалена и эродирована слабее. Фланги зон относительно их центральных звеньев также приподняты и эродированы сильнее.

Золото-серебряная минерализация сосредоточена в ядрах жильно-метасоматических зон, имеющих кварцевый, участками адуляр-кварцевый состав с примесью серицита, хлорита, карбонатов. Из рудных минералов преобладают сульфиды, содержание которых колеблется в пределах 0,5 — 3% объема жильной массы. Наиболее распространен пирит, обычны также халькопирит, галенит, сфалерит, спорадически встречаются пирротин и арсенопирит. В целом руды месторождения оцениваются как низкосульфидные с вариациями от убого- до малосульфидных. В подчиненных по отношению к сульфидам количествах присутствуют сульфосоли (блеклая руда, пирсеит-полибазит), теллуриды (гессит, петцит), самородное золото, наблюдающиеся в виде тонкой и мелкой рассеянной вкрапленности, иногда образующие прожилковидные выделения или гнездообразные скопления. Весьма редки теллуровисмутит, алтаит, шеелит, а также селениды — науманнит, теллуроселениды серебра, галенит-клаусталит [1, 3]. В наложенных на руды скарноподобных метасоматитах присутствует магнетит, иногда отмечается гематит.

Обозначим профилирующие минералы золота и серебра, определяющие экономическую значимость оруденения и его геохимическую специфику. Золото в рудах находится в самородном виде и в составе теллуридов, главным образом петците (AuAg_3Te_2). Серебро содержится в самородном золоте (его пробность 650 — 935 ‰), входит в состав блеклых руд (Ag — 1,5-15%), пирсеита-полибазита (Ag — 64-72%) и теллуридов, в основном гессита (Ag_2Te) и петцита (AuAg_3Te_2). Серебро содержат также сульфиды, иногда до нескольких сотен г/т, но чаще в значительно меньших количествах.

Обратим внимание также на такую важную геохимическую характеристику руд как золото-серебряное отношение. В целом для месторождения, ее величина, рассчитанная по ранее учтенным запасам металлов, составила 1:1,7. Средние отношения по зонам несколько отклоняются от этого значения: для Главной оно равно 1:1, для Промежуточной — 1:2 [2]. По рудным телам это отношение меняется в более широком диапазоне: от 1:0,2 (тело Оленье) до 1:13,6 (тело Глубокое). Анализ структурного положения оруденелых зон и рудных тел показал, что отмеченные вариации величин золото-серебряного отношения обусловлены изменчивостью состава благороднометальной минерализации, прежде всего, по восстанию гидротермально-метасоматической колонны. Этот факт и

послужил основанием для разработки нетрадиционного метода типизации руд, интегрирующего научные данные по минералогии месторождения и геохимические данные разведки.

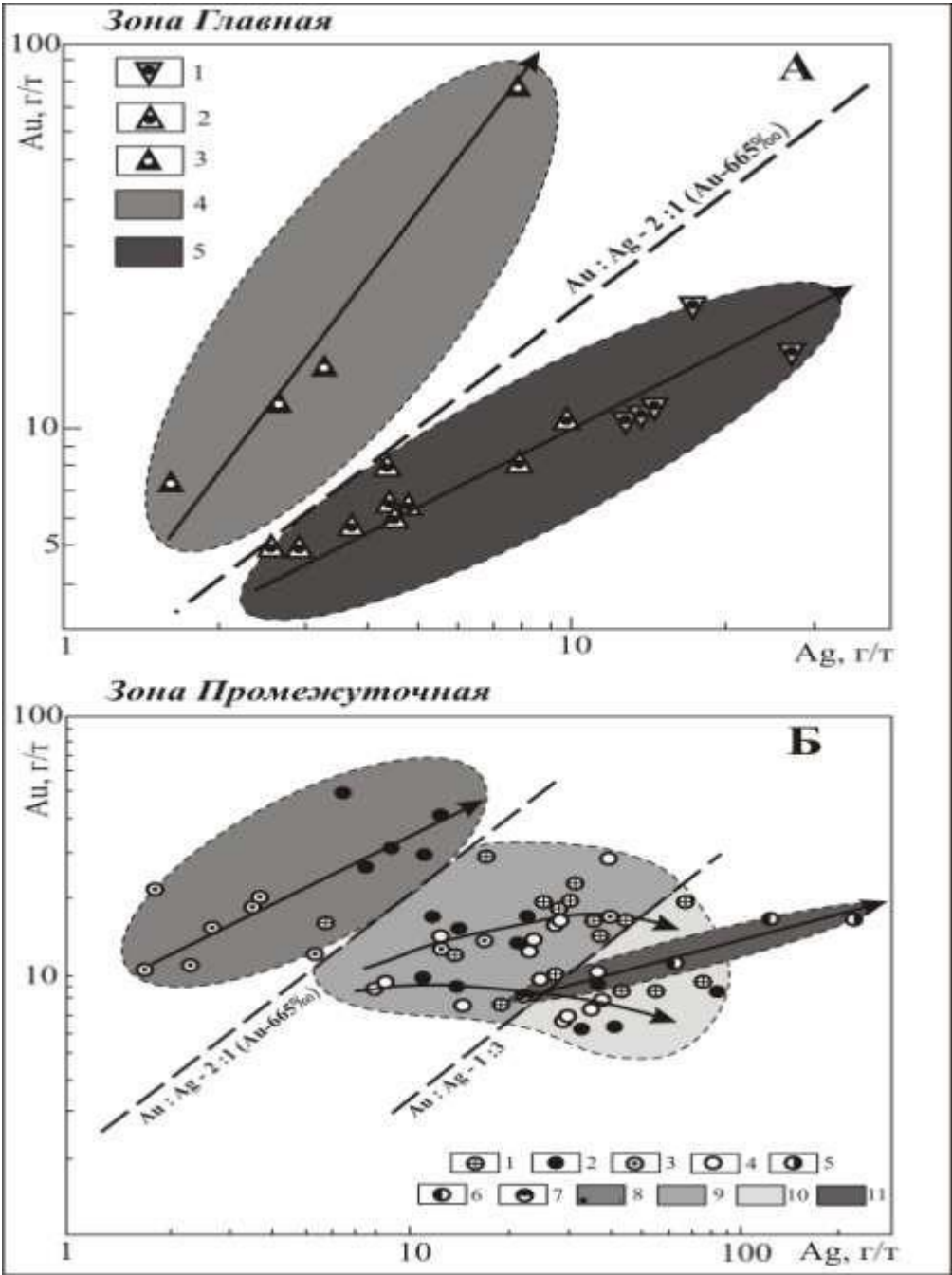


Рис. 1 Геохимические диаграммы среднеблочных содержаний Au и Ag для зон Главной (А) и Промежуточной (Б) Многовершинного месторождения
 А: 1-3 — разведочные блоки рудных тел: 1 — Центрального, 2 — Верхнего, 3 — Оленьего; 4 — 5 — типы руд: 4 — золото-сульфидный (Au : Ag -1:0,5 и выше), 5 — золото-сульфосольно-сульфидный (Au : Ag -1:0,5 -1:2,2).
 Б: 1-7 — разведочные блоки рудных тел: 1 — Промежуточного, 2 — Южного, 3 — Флангового, 4 — Северного, 5 — Глубокого, 6 — Тихого, 7 — Валунистого; 8-11 — типы руд: 8 — золото-сульфидный (Au:Ag — 1:0,5 и выше), 9 — золото-теллуридно-сульфидный (Au:Ag — 1:0,5 — 1:3), 10 — теллуридно-сульфидный (Au:Ag -1:3 -1:10), 11 — золото-сульфосольно-сульфидный (Au:Ag -1:2,2 -1:13,6). Стрелками на обеих диаграммах обозначены тренды «серебристости» руд.

Все разведочные блоки зон Главной и Промежуточной по показателям средних содержаний Au и Ag были вынесены на соответствующие геохимические диаграммы (рис. 1). Поля сосредоточения блоков отражают составы профилирующих рудогенных ассоциаций месторождения. Анализ диаграмм с целью установления присущей каждому полю рудогенной ассоциации выполнен на основе данных по минералогии рудных тел. Он показал, что в жильно-метасоматических зонах месторождения распространены следующие типы руд: золото-сульфидный (с Au:Ag не менее 1:0,5); золото-теллуридно-сульфидный (1:0,5 — 1:3); теллуридно-сульфидный (1:3 — 1:10); золото-сульфосольно-сульфидный (1:0,5 — 1:13,6). В значительно эродированной зоне Главной проявлены руды только первого и последнего типов, в менее эродированной Промежуточной — все типы руд.

Вынесение профилирующей рудной нагрузки разведочных блоков на вертикальные проекции жильно-метасоматических зон показало, что золото-серебряная минерализация в зонах характеризуется зональным размещением. Наиболее глубокие уровни промышленного оруденения представлены золото-сульфосольно-сульфидными рудами, вверх по восстанию зон они сменяются золото-сульфидными, те, в свою очередь, — золото-теллуридно-сульфидными и наконец последние — теллуридно-сульфидными. Такое распределение рудной минерализации, фиксирующееся и в вертикальной плоскости зон, и по их простиранию (вследствие разной степени их эродированности), отвечает фациальной зональности отложения. Выявленная структура минерально-геохимической зональности в размещении благороднометальной минерализации на месторождении может быть использована в практических целях, например при оценке степени эродированности новых рудных тел.

Установление профилирующей рудной нагрузки в каждом из разведочных блоков месторождения позволило произвести дифференциацию запасов Au и Ag, разведанных к началу его эксплуатации, по типам руд. В зоне Главной 78% запасов Au и 65% Ag связано с золото-сульфидным типом руд и лишь 22% Au и 35% Ag приходится на золото-сульфосольно-сульфидное оруденение. В зоне Промежуточной основным типом руд является золото-теллуридно-сульфидный. На его долю приходится 59,5% запасов Au и 49,2% Ag. В золото-сульфидных рудах зоны находится всего 22,5% запасов Au и 3,8% Ag. В теллуридно-сульфидных рудах сосредоточено соответственно 14,5% запасов золота и 29,4% серебра. Золото-сульфосольно-сульфидный тип руд здесь мало распространен; с ним связано лишь 3,8% запасов Au и 17,6% Ag.

Знание количественного распределения запасов по типам руд важно для подбора оптимальных технологических схем по извлечению металлов в процессе эксплуатации месторождения. Положение же профилирующих рудогенных ассоциаций в зонах, отраженное на вертикальных проекциях, позволяет осуществлять мониторинг состава руды при поступлении на обогатительную фабрику и оперативно изменять технологию извлечения металлов.

Литература

1. Казаченко В.Т., Фатьянов И.И. Теллуровисмутит // Новые и редкие минералы Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 89-90.
2. Фатьянов И.И. Элементы зональности на одном из золото-серебряных месторождений Нижнего Приамурья // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 21-35.
3. Фатьянов И.И., Сапин В.И. Селеновая минерализация на одном из золото-серебряных месторождений Нижнего Приамурья // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30, №6. С. 110-114.
4. Хомич В.Г., Фатьянов И.И. Геолого-структурные элементы одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья и их влияние на зональность оруденения // Структуры рудных полей и месторождений золота и серебра. Владивосток, 1985. Вып. 4 (I). С. 53 — 55.

КРУПНЕЙШЕЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГРАФИТА СОЮЗНОЕ

А.А. Черепанов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Уникальные свойства графита (огнеупорность, электро-теплопроводность, устойчивость к воздействию многих реагентов, высокая смазывающая и кроющая способность и др.) обусловили многоотраслевое использование графитового сырья и его изделий. Особенно значительно возрастает потребление кристаллического графита. Потребность в России в таком сырье 40-60 тыс.т в год, добывается 4-6 тыс.т. Эксплуатируется Тайгинское месторождение в Челябинской области с содержанием графита 3,2% при годовой добыче 4-6 тыс.т[5].

Одним из возможных источников кристаллического чешуйчатого сырья может быть месторождение графита Союзное, расположенное на территории Еврейской автономной области. Месторождение известно с конца XIX век, поисковые работы проводились в 1929-37 гг., а в 1956-57 гг. проведены детальные геолого-разведочные работы на Амуро-Бельском участке (площадь 400 х 600 м) с утверждением запасов по промышленным категориям в объеме 8,7 млн. т при содержании графита 16,8% [1,3,4]. В 2003-05 гг. ЗАО «Графит» на прилегающей к Амуро-бельскому участку площади провела поисково-оценочные работы, сопровождавшиеся проходкой горных выработок, геофизическими и технологическими исследованиями.

Союзное месторождение графита расположено в Кимканском окраинном прогибе Буреинского массива, сложенного терригенными, кремнисто-терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными формациями верхнего рифея-нижнего кембрия и представляет собой чередование более чем десятка пластов (горизонтов) высокоуглеродистых графитсодержащих пород со средним содержанием графита 16-18%. Площадь месторождения 60 кв. км.

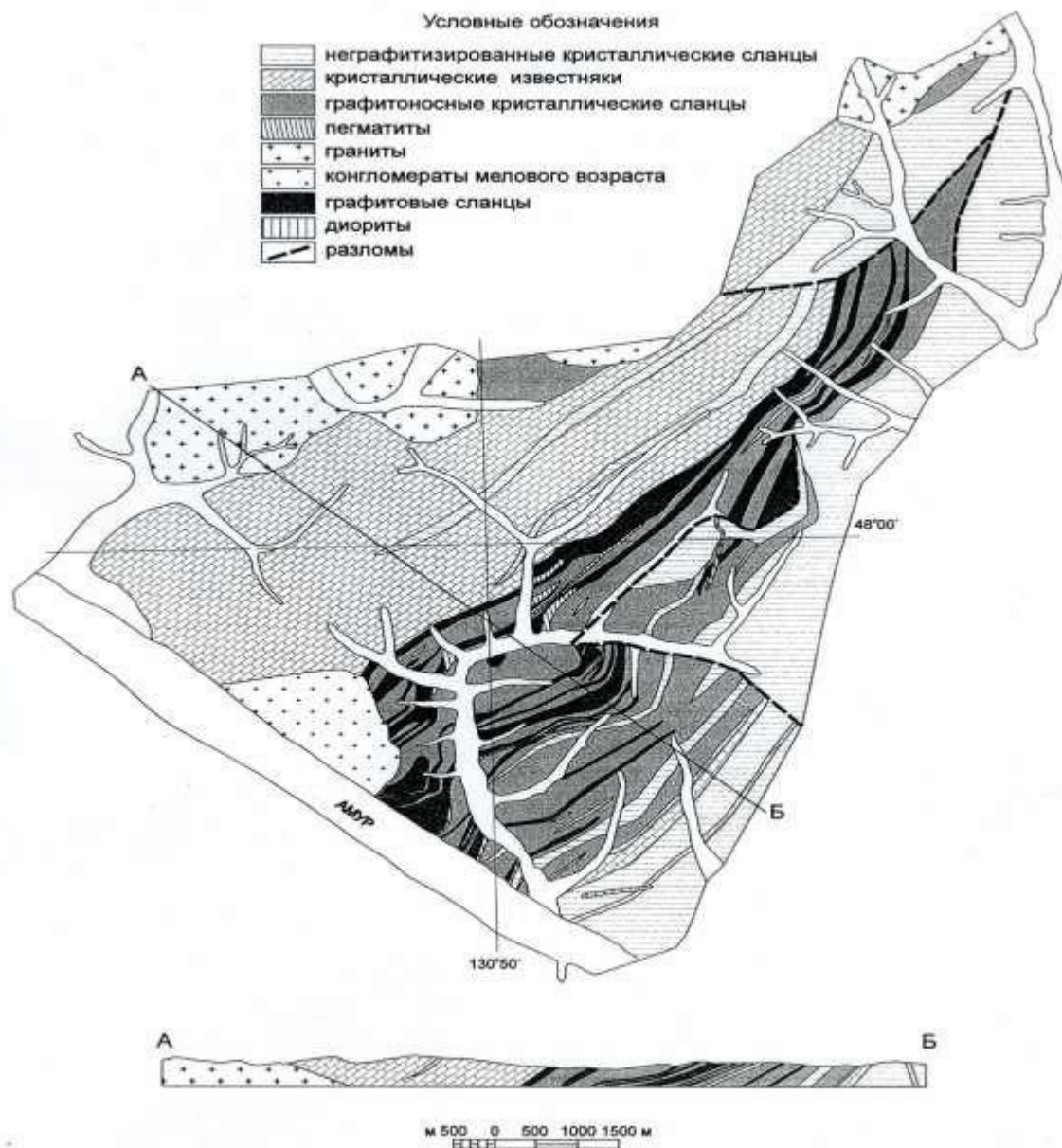
Вмещающими породами являются нижнекембрийские метаморфические образования кимканской толщи, представленные продуктами регионального и контактового метаморфизма. Последние в пределах площади месторождения разделяется на три пачки, моноклинально падающие на северо-запад под углами 10-40°. Наиболее продуктивна на графит нижняя пачка, сложенная переслаивающимися графитовыми и графитсодержащими кварцево-сланцевыми, слюдяно-кварцевыми и другими сланцами с гранатом, силиманитом, кордиеритом, полевыми шпатами, среди которых различают пласты кварцитоподобных пород, филлитов и мраморизованных известняков. Средняя пачка сложена метаморфизованными сланцами, лишенными графита, а верхняя по составу сходна с нижней, но графитоносность проявлена в ней менее интенсивно. Мощность толщи оценивается в 1600 м. В северо-западной части породы толщи прорваны гранитами бибиринского комплекса, а на самом месторождении секутся маломощными телами пегматитов и гидротермальными жилами кварца. Дислокационный метаморфизм пород толщи выражен в их рассланцевании, перекристаллизации цемента в терригенных породах и мраморах, мраморизации карбонатных пород и образовании бластических структур, что соответствует начальным стадиям филлитовой фации. Вблизи интрузии породы подверглись контактовым преобразованиям с образованием минеральных ассоциаций разных фаций термального метаморфизма — от мусковит-роговиковой до пироксен-роговиковой. Нахождение вместе андалузита, силиманита и графита характеризует метаморфизм, происходивший в неглубинных условиях при температуре 700-800°C и давлении 3 Кбар.

Химизм пород (низкое соотношение CaO/MgO) указывает на высокую соленость морского бассейна, а повышенное содержание $C_{орг}$ (частично перераспределенное) о насыщенности осадков водорослями и другими микроорганизмами. В графитовых сланцах установлено постоянное присутствие кварца (38-41%), карбонатов (0,5-18%), графита ($C_{орг}$ 7-32%), содержание серы от 0,1 до 1,32%. В них относительно кларков повышенные в 2 раза содержания Pb, Be, Ba, Ag, в 7-10 раз U, Bi, Mo, V, Cr. Установлена тесная корреляционная связь Mo-Cu-Co-Ni-U-V.

Для участков распространения пород кимканской толщи характерно дифференцированное магнитное поле напряженностью от 0 до 400 нТл, радиоактивность пород изменяется от 9 мкр/ч на известняках до 15-20 мкр/ч на сланцах, достигая максимума — 50 мкр/ч на графитовых сланцах. По данным АГСМ -съемок не углеродистые разности пород обладают низкими значениями калия (1,5-2%), урана $(2-3,5) \cdot 10^{-4}\%$, тория $(4-8) \cdot 10^{-4}\%$, а над углеродистыми графитовыми сланцами фиксируются аномалии урана до $(4-6) \cdot 10^{-4}\%$ (Атрашенко, 2001 г.).

Местами в пластах графитовых сланцев с повышенной радиоактивностью и сульфидизацией отмечаются Au (до 0,04г/т), Pt (до 0,02г/т), Pd (до 0,06 г/т). Такие образования характеризуются аморфным или тонкозернистым строением графита и относительно повышенными содержаниями V (0,6-0,8%), Mo (до 0,02%), Cr, Ni, Y, реже Ba, W, Ag, P.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРАФИТА СОЮЗНОЕ



На месторождении выявлено 13 графитоносных пачек (пластов) мощностью от 25 до 580 м и протяженностью от 0,3 до 6,6 км. Содержание графита от 7 до 28%, при среднем по канавам 14-16%. Форма рудных тел неправильно-пластовая. Она нарушается графитовой тектоникой, проявляющейся в обдавливании пластов, придании им линзовидной формы, а при значительной протяженности четковидное строение как по простиранию, так и падению. Характерно наличие прослоев пустых пород, переслаивание и ветвление пластов. Графитоносные сланцы нередко переходят в кварц-полевошпат-слюдаые сланцы.

Графит на месторождении в основном кристаллический, средне-мелкочешуйчатый, изометрической формы, размером в поперечнике от 0,02-0,05 мм до 0,5-1,0 мм. Располагается он по слоистости (сланцеватости). Кроме кристаллического отмечается скрытокристаллический, в виде графитовой пыли с размером чешуек в первые микроны и менее. В направлении к гранитному массиву и на контакте с пегматитами повышается концентрация графита и возрастают размеры чешуек.

Опытное обогащение и технологические испытания руд месторождения проводились неоднократно [3,6]. По последним исследованиям, выполненным 2004 г в ЦНИИгеолнатур (г. Казань) доказано, что руды месторождения могут быть отнесены к средне и легкообогатимым. При обогащении по схеме, основанной на операции извлечения по форме и последующей флотации [2] происходит извлечение в концентрат практически всего имеющегося в руде графита. Были получены концентраты крупностью от – 1,0+0,2 мм и менее с содержанием графитного углерода от 82 до 90%. Выход концентрата 14% от массы

породы, извлечение графита 80%. Качество графитового сырья Союзного месторождения допускает его широкое промышленное использование. Характерно, что полученные концентраты радиоционно безопасны (не содержат радионуклидов), несмотря на повышенную радиоактивность самих графитовых сланцев.

Разведанные запасы по Амуро-Бельскому участку составляют 6,5 млн. т руды с содержанием графита 16%. Но этот участок расположен в водоохранной зоне р. Амур и его эксплуатация будет затруднена. Ресурсы по рудному телу № 8, вскрытые тремя канавами в 2003-2004 гг. в центральной части месторождения и оцененные до глубины 50 м, составили 37 млн. т руды. Они расположены на удалении от р. Амур, пригодны для открытой добычи без применения ВВ.

В целом по месторождению прогнозные ресурсы ранее [3,4] оценивались в 1 млрд. т руды, по нашим данным они могут быть увеличены до 2-3 млрд. т. То-есть Союзное месторождение графита одно из самых крупных месторождений в мире.

На Дальнем Востоке известно и изучено около десятка месторождений графита (Тамгинское, Тургеневское, Сутарское и другие), но они имеют либо низкое качество руды при невысоком содержании, либо незначительные запасы. Союзное месторождение с высоко качественными рудами и большими перспективами наиболее инвестиционно привлекательное.

Россия ежегодно импортирует графита на сумму более 5 млн. долларов. С освоением Союзного месторождения и введением (пуском), на его сырьевой базе, новой графитовой фабрики будет не только полностью удовлетворена потребность в кристаллическом графите, ликвидирована импортная зависимость в нем, но и может быть организован экспорт высокосортной графитовой продукции.

Литература

1. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область // Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. С. 94-97.
2. Лузин В.П., Лузина Л.П., Бухмастов В.М. и др. Методика разработки принципиальной схемы обогащения графита // Методические рекомендации, № 92. Казань: ЦНИИГеолнеруд МПР РФ, 1999.
3. Павлов Н.Н. Союзное месторождение графита на Амуре в Дальневосточном крае СССР. Владивосток, 1935.
4. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. — М.: Изд-во геол. лит-ры, 1951.
5. Тимесков В.А. Минеральное сырье. Графит // Справочник. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997.
6. Шапиро И.А. Пути использования графита близ с. Союзного на Амуре // Минеральное сырье. 1931. № 12. С. 1015-1028.
7. Эйриш Л.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Хингано-Буреинская, лист L-52-V; Объяснительная записка, М., 1964, 32с.

К ОСНОВАМ ГЕММОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАГЕНИИ

Г.А. Юргенсон

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН. г.Чита

Геммология, зародившаяся в конце 19-го — начале 20-го веков сначала как направление в торговле драгоценными камнями и обслуживавшая, в основном, торговцев и потребителей драгоценностей, к середине 20-го столетия в связи с резкой интенсификацией синтеза минерального сырья, развилась в мощное научное направление по диагностике минералов современными физическими методами. Начала разработки поисковых признаков камней самоцветов заложены А.Е. Ферсманом в его известной монографии «Гранитные пегматиты» и в «Геохимии», первые издания которых относятся к 1930-м годам. Дав генетическую классификацию пегматитов и определив связи их с определенными гранитоидами, выявив условия их образования, он по сути дела заложил основы минерагенического подхода к изучению месторождений ограночных камней, связанных с пегматитами.

Это, относится, прежде всего, к разновидностям кварца, берилла (аквамарин,morganит, гелиодор, изумруд, зеленый бесхромистый берилл), турмалина (рубеллит, верделит, индиголит, дравит, шерл и другие), топаза, поллуцита, кунцита, граната-спессартина, образующихся в полостях-миаролах гранитных пегматитов и грейзенов, характеризующихся определенными геодинамическими, геолого-структурными и термодинамическими условиями образования продуктивных минеральных ассоциаций.

С истощением месторождений кондиционных камней в некоторых традиционных камнесамоцветных провинциях и возросшими возможностями использования для поисков камня явления типоморфизма, геммология стала объектом пристального внимания минералогов. Детальное изучение природы окраски, особенностей её распределения в кристаллах, использование газовой-жидких, флюидных и расплавных включений позволило выявить условия их образования в различных геологических ситуациях.

С возрастанием потребностей в пьезооптических и оптических материалах в СССР в начале 1950-х создаются специальные подразделения для поисков кварца, кальцита, флюорита и турмалина, попутного камнесамоцветного сырья. В системе Министерства промышленности средств связи СССР было создано 8-е Главное управление, преобразованное затем в 10-е Главное управление Министерства радиотехнической промышленности, в составе которого действовали Волынская на Украине, Северо-Уральская, Южно-Уральская и Светлинская на Урале, Нижне-Тунгусская в Восточной Сибири, Алтайская экспедиция, в ведении которой находилась огромная территория, включавшая Алтай, Казахстан, Забайкалье, база её была в Усть-Каменогорске. В результате деятельности этих экспедиций открыто и изучено множество разномасштабных месторождений, в том числе Теренсайское на Южном Урале, интенсивно изучался Уральский хрусталеносный пояс, открыты и изучены месторождения Кент, Ак-Джайляу и другие в Казахстане, Перекатное в Южной Якутии, Борщовочного кряжа, Адун-Челона и Зачикойской горной страны в Забайкалье и другие. С образованием Всесоюзного главного управления, а затем объединения «Союзкварцсамоцветы» с крупными структурами во всех крупнейших регионах страны проводились целенаправленные планомерные ГРП на пьезооптическое и камнесамоцветное сырьё, а также геологическое изучение их месторождений. Геологической службой этих структур под руководством Е.Я. Киевленко созданы основы геологии месторождений самоцветов [4,5].

Геолого-геохимические и генетические основы поисков ювелирно-поделочных камней, таких как лазурит, нефрит, родонит заложены Д.С. Коржинским и продолжены В.А. Жариковым в их работах по биметасоматической зональности. Н.П. Ермаков, А.И. Захарченко, В.С. Балицкий, И.Т. Бакуменко и другие исследователи выявили основные физико-химические характеристики условий образования самоцветов.

Минерагеническая составляющая современной классификации гранитных пегматитов по В.Е. Загорскому и др. [3] соотносится с геохимическим эволюционным рядом, в котором продуктивными на кондиционное кристаллосырьё могут быть лишь пегматиты, формирующиеся в условиях низкоградиентных относительно закрытых систем [6,7].

Специфика камнесамоцветного сырья, заключающаяся в том, что оно должно обладать особыми эстетико-технологическими свойствами, требует разработки специальных критериев поисков и оценки его месторождений. Как правило, участки месторождений, заключающих минеральные агрегаты или кристаллы, соответствующие этим свойствам, бывают невелики, а условия их образования должны обеспечивать формирование максимально однородных прозрачных кристаллов для ограночного ювелирного сырья или определенного рисунка и распределения окраски минеральных агрегатов — для ювелирно-поделочного.

С учетом того, что наиболее ценными являются кристаллы с крупными монообластями, следует разработать объективные количественные критерии диагностики минералообразующих систем с оптимальными для их роста градиентами температур, давлений и концентраций. Последние, как известно, возможно на основе использования явления типоморфизма. Одним из критериев относительно стабильной обстановки во время роста кристаллов является градиент соотношения воды и углекислоты в кварце [6].

Для бериллов Шерловой Горы, где широко развиты их ритмично-зональные индивиды, важным критерием прогноза ювелирных кристаллов с крупными одноцветными монообластями является отсутствие в над- и околожильном пространстве зон кварцево-флюоритового прожилкования, в которых флюорит имеет фиолетовую окраску, а кварц представлен халцедоновыми разностями. Существенное влияние на целостность и сохранность кристаллов оказывают наложенные процессы, связанные с формированием более позднего оруденения. Например, на Шерловогорском комплексном месторождении формирование наложенного оловополиметаллического оруденения, сопровождалось разрывом кондиционных кристаллов дымчатого и цитринового кварца, аквамарина и топаза. Продукты окисления сульфидов усугубили ухудшение качества кристаллов. Поэтому одним из важных поисково-оценочных критериев является анализ геохимических аномалий, связанных с наложенными рудообразующими процессами.

Большое значение при оценке ограночного кристаллосырья имеет габитус кристаллов. Аквамарины и бериллы зеленой тональности в пределах Шерловой Горы в Забайкалье, месторождения Куу в Казахстане, Хенч в Афганистане, Яхактинского гранитного массива на границе Забайкальского края и Республики Бурятия часто имеют тонкостолбчатый и даже игольчатый габитус кристаллов, обусловленный относительно быстрым их ростом. Размеры их по оси *a* достигают всего 2 — 3 мм при длине до 2 — 3 см. Доля таких кристаллов может составлять 60 и более процентов от общего их числа. Для фасетной огранки предпочтительны субизометричные кристаллы.

К настоящему времени еще не разработаны надежные критерии прогноза площадей развития ограночного бериллового кристаллосырья с оптимальными параметрами распределения цвета и размеров монообластей, обусловленных сплошностью и габитусом кристаллов. Поэтому наряду с чисто минералогическими подходами к решению этой важнейшей геммологической проблемы следует, как показано в [5], использовать и развивать минерагенический аспект, заключающийся, в том, что для прогноза и оценки вероятности нахождения в той или иной камнесамоцветной провинции или минерагенической зоне кондиционных ювелирных и ювелирно-поделочных камней необходимо использовать геодинамические, геолого-структурные, литолого-петрографические, минералого-геохимические и минералогенетические признаки, позволяющие оценить глубину локализации минералообразующих систем от земной палеоповерхности, магматический и флюидный режим и его геохимическую специализацию [8].

В случае прогнозирования ограночного сырья это должны быть признаки и критерии действия факторов, определяющих малые градиенты изменения скорости роста кристаллов и относительную стабильность концентраций основных и примесных минералообразующих компонентов в относительно закрытых системах, в которых минералообразование происходит медленно вследствие их эволюционной самоорганизации. Эти системы должны быть открыты относительно обмена веществом с вмещающими горными породами только на стадии внедрения расплава или раствора-расплава, а затем закрыться. Относительно теплообмена эти системы должны быть открыты на всем протяжении минералообразования.

Анализ состояния изученности Шерловогорского месторождения показал, что наиболее перспективными на ограночные берилл и топаз являются апикальные части гранитоидной интрузии, выраженные в форме куполов. В их пределах наиболее благоприятны кварцево-топазово-берилловые грейзены и миароловые граниты с обязательным наличием комплексного геохимического ореола рассеяния бериллия и вольфрама. Наиболее крупные кондиционные кристаллы развиты в мощных жилах (Новиковская, Поднебесных, Миллионная), где развиты крупные полости.

Для прогнозирования ювелирно-поделочного сырья, представляющего собою тонкокристаллические минеральные агрегаты с определенной равномерной или причудливо распределенной окраской (белый, зеленый, голубой нефрит, лазурит, жадеит, чароит и др.), необходимо выявление минералого-геохимических, геодинамических и других факторов, определяющих образования этих минеральных агрегатов и разработка критериев их прогноза. Главным фактором, обеспечивающим образование минеральных агрегатов, характеризующихся определенными размерами и формами зерен, особенностями их границ, сплошностью, распределением окраски, должны быть длительность процесса их образования в условиях низких градиентов физико-химических характеристик минералообразующих систем.

В частности, для нефрита, развивающегося по серпентинитам, существенное значение имеет длина, извилистость, определенные соотношения концентраций железа и магния в индивидах и агрегатах антигоритового серпентина, а также концентраций кальция и калия в воздействующих на серпентин флюидов, порожденных гранитным расплавом, вызывающим процесс тремолитизации серпентина. При этом тонкая волокнистость кристаллов тремолита, обеспечивающая его важнейшие механические свойства, связана с высокой концентрацией растворов, определяющей относительно быстрый рост тонковолокнистых кристаллов.

В результате длительной разработки крупных классических месторождений самоцветов, камни которых традиционно считались в Европе эталонными, образовались техногенные россыпи, содержащие не кондиционные прежде камни, появилась необходимость промышленной оценки этих россыпей. Такие россыпи возникли на старых, разрабатывавшихся тысячелетиями, месторождениях рубина Могока (Мьянма), изумрудов Индии, Колумбии, а также Изумрудных копей на Урале, на Шерловой Горе. В них часто находят прекрасные высококачественные камни. Основная часть оставленных в этих отвалах некондиционных камней может быть облагорожена современными методами. Поэтому одним из аспектов геммологической минерагении могут стать методы промышленной оценки техногенных россыпей.

В связи с высокой степенью реализации инвестиций в месторождения камнесамоцветного сырья и перманентным ростом цен на него на мировом рынке, одним из важных фундаментальных направлений в минерагенических исследованиях является развитие их геммологической составляющей, направленной на установление закономерностей их размещения, изучение условий образования минералов и их ассоциаций, характеризующихся ювелирными качествами, выявление факторов их прогноза и критериев поисков и оценки. Специфика условий образования и закономерностей размещения камнесамоцветного сырья, имеющийся опыт прогноза его месторождений [1 — 7] однозначно свидетельствуют о необходимости выделения специального раздела в рамках минерагении — геммологической минерагении, начало обоснования которой было предпринято автором в 2003 году [8] и уже нашло последователей [1].

Литература

1. Гадиятов В.Г. Камнесамоцветные формации Северо-Востока Азии. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. 272 с.
2. Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья / Г.А. Юргенсон, В.С. Четкин, В.М. Асосков и др. Под ред. Г.А. Юргенсона. Новосибирск: СИФ «Наука», 1999. 574 с.
3. Гранитные пегматиты. Т.3 /В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
4. Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Творческое объединение «Земля» Ассоциация ЭКОСТ, 2001. 582 с.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1986. – 752 с.
6. Юргенсон Г.А. Зависимость содержания воды и ушлекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах // Докл. АН СССР. 1991.Т.318, №3. С. 721 — 723.
7. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Изд-во Наука, 2001. 390 с.
8. Yurgenson G.A. Gemmological Minerageny // Proceedings for the 5th International Symposium on Geological and Mineragenetic correlation in the Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia. Changchun, China Oct.8 –10, 2003. — Changchun: International Centre for Geoscientific Research and Education in Northeast Asia, Jilin University, 2003. P.22 –25.

ТИПОМОРФИЗМ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОКУР

Г.А. Юргенсон

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г.Чита

Золоторудное месторождение Токур, находящееся на севере Амурской области в Верхнеселемджинском рудном районе, известно широкому кругу геологов и материалы о его геологическом строении и условиях локализации неоднократно публиковались [1 – 4] и поэтому нет необходимости их повторять.

Здесь рассмотрим анализ, в основном, неопубликованных данных, полученных автором в результате детального и длительного изучения жильного кварца, отобранного методом минералогического картирования в 1985 году (около 500 образцов). Использованы также пробы, любезно представленные Ю.Н. Припутневым, а также образцы сплошного опробования по узловым сечениям жил. Образцы отбирались всегда в одном направлении со стороны лежащего бока жил к висячему с указанием их ориентировки в пространстве для прослеживания направления нарастания слоев и зон в жилах, а также индивидов кварца в них. На зарисовках указывалось направление от контактов жил к их срединной части, также от контактов во вмещающие горные породы. Ширина зон околожильных изменений определяла зону опробования в участках сопряжения горных выработок. Число образцов по отдельным сечениям достигало 15, в среднем составляя 9. Масса образцов в среднем составляла 1.5 кг. Изучены жилы №160, Голубая, Октябрьская, Декабрьская.

Изучен химический состав жильного кварца с использованием метода фотометрии пламени (K, Na, Li), пробирного анализа (Au, Ag), атомно-абсорбционного (абсорберы Perkin Elmer), РФА и количественного спектрального анализ. Соотношение воды и уголекислоты в пластинках кварца определено методом ИКС (спектрофотометры UR-20 и Specord M-80). Из физических свойств изучены естественная термолюминесценция (ЕТЛ), совершенство кристаллического строения (СКС) измерением уширения рефлексов рентгенограмм, температуры фазового перехода II рода ($\alpha \rightarrow \beta$ переход) с использованием дериватографа фирмы Paulik.

В результате обработки всех полученных данных построены разрезы, на которых показана изменчивость состава жильного кварца и его свойств.

Месторождение представляет собою серию полого ($30 - 60^\circ$) падающих малосульфидных кварцевых жил мощностью в среднем 30 – 50 см (вариации 3 – 100 см). Жилы залегают в песчанико-сланцевой толще токурской свиты, рассеянной пострудным дайковым комплексом юрского возраста. Иногда дайки сопровождают кварцевые жилы (жила Голубая, гор.777 м, штрек.397 и др.), иногда секутся кварцевыми жилами (жила Голубая, гор.700 м, штрек.251и др.). В этих участках дайки диоритов, равно, как и кварцевые жилы, содержат промышленные концентрации золота.

В основном это маломощные жильные зоны, содержащие большое количество захваченного материала вмещающих горных пород. Основная масса жил не выдержана по мощности. Наиболее протяженная жила 160 имеет сложное строение, характеризующаяся раздувами и пережимами.

Контакты жил обычно плохо выражены. Чаще это зоны контактовых взаимодействий водосиликатных расплавов или расплавов-рассолов с вмещающими их интенсивно окварцованными, березитизированными, сульфидизированными песчаниками и сланцами. В тонкозернистом до мелкозернистом кварце приконтактных частей жил присутствуют адуляр, иллит, арсенопирит, реже – пирит, манганкальцит, манган- или ферридоломит. Мощность зон сульфидизации достигает в зависимости от мощности конкретных участков жил от 20 – 30 см до 1 метра и более. Околорудноизмененные горные породы нередко содержат золото до 10 и более г/т.

Редко встречающиеся относительно хорошо оформленные фрагменты жил, как правило, имеют специфическое симметрично-асимметрично-зональное строение. Асимметричность выражается в том, что со стороны висячего и (или) лежащего бока приконтактная часть жилы (до 1/3 её мощности) представляет собой брекчию по сланцам либо песчаникам, сцементированную тонкозернистым, реже – мелкошестоватым или мелко-друзоватым полумолочным или полупрозрачным кварцем. В этой брекчии не связанные между собою обломки вмещающих горных пород как бы плавают в массе существенно-кварцевого материала. Вокруг обломков вмещающих пород развит арсенопирит, реже – пирит. Поперечная зональность кварцевых жил выражена обычно в последовательности: 1) тонкозернистый кварц с ксенолитами окварцованного и калишпатизированного и сульфидизированного песчаника или сланца, 2) тонкозернистый кварц с адуляром и (или) иллит-серицитом, 3) мелко-среднезернистый кварц с сульфидами и золотом, тяготеющими к основанию зоны, 4) мелко-среднезернистый (иногда до массивного стекловатого, жила Голубая, реже в других жилах) кристаллически-зернистый кварц, переходящий в мелкодрузоватый, 5) мелкодрузоватый, содержащий в остаточных полостях идиоморфные

сульфиды и золото, а также поздний иллит и карбонаты. Карбонаты, а также иногда и поздний пирит, кроме того, секут основной жильный комплекс, в основном, завершая процесс формирования жил. Осевые части жил, если они выражены, сложены кварцем венчиковой (призматически-радиально-лучистой или кокардовой) текстуры. Рудные минералы – арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, золото – концентрируются как в приконтактных зонах жил, кристаллизуясь после силикатов до кварца, так и в массе полосчатых кварцево-сульфидных агрегатов. В кварцевых агрегатах наблюдается неоднократные перерывы в росте его кристалликов, последующие обильные выделения ложатся на одну плоскость всех срастающихся кристаллов тонко- до мелкозернистого существенно кварцевого материала в ассоциации с рудными, желто-оранжевым иллитом и мангананкеритом либо ферридоломитом. Весь агрегат может быть насыщен струями и потоками мельчайших ГЖВ с углекислотой.

Жильный кварц месторождения Токур обогащен (г/т): серебром ($x=22.6$ при $\sigma=48.3$), золотом ($x=17.7$ при $\sigma=32.5$), медью ($x=63$ при $\sigma=72$), цинком ($x=194$ при $\sigma=380$), свинцом ($x=136$ при $\sigma=276$), никелем ($x=25$ при $\sigma=20$), ванадием ($x=42$ при $\sigma=32$), цирконием ($x=88$ при $\sigma=83$), хромом ($x=122$ при $\sigma=194$), вольфрамом ($x=634$ при $\sigma=2007$), мышьяком ($x=8950$ при $\sigma=3820$), но обеднен молибденом ($x=2$ при $\sigma=1$), кобальтом ($x=7$ при $\sigma=4$), висмутом ($x=0.6$ при $\sigma=0.3$), сурьмой ($x=24$ при $\sigma=37$), оловом ($x=0.4$ при $\sigma=0.3$). При этом среднее содержание серебра, мышьяка, вольфрама, циркония самое высокое из всех изученных нами месторождений золотокварцевой формации, а висмута, олова, молибдена, кобальта, никеля – самые низкие. Среди месторождений золотокварцевой формации жильный кварц Токура характеризуется средними значениями кобальт-никелевого отношения (Воскресенское – 0.22, Нежданинское – 0.23, Токур – 0.28, Любавинское – 0.31, Мурунтау – 0.35, Советское – 0.48). Примеси щелочных металлов находятся в пределах (г/т): калий ($x=958$ при $\sigma=285$), натрий ($x=452$ при $\sigma=166$), литий ($x=93$ при $\sigma=37$), калий/натрий ($x=2.3$ при $\sigma=0.9$), калий/литий ($x=13$ при $\sigma=14$). Жильный кварц месторождения Токур характеризуется максимальным содержанием лития по сравнению с другими изученными месторождениями золотокварцевой формации (соответственно, г/т): Токур – 93, Нежданинское – 9, Мурунтау – 7, Советское – 7, Любавинское – 5, Караль-Веемское – 1.2, Ирокиндинское – 0.6).

Важным типоморфным признаком жильного кварца, характеризующим условия его образования, является соотношение воды и углекислоты во флюидных включениях в нем [5]. Оно связано гиперболической зависимостью с флюидным давлением в минералообразующих системах и обозначается буквой K . Этот показатель варьирует от 0.1 до 87, а для жильного кварца месторождений золотокварцевой формации находится в пределах: от $x=6$ при $\sigma=2$ для месторождений, переходных к глубинным (например, Советское) до $x=15$ при $\sigma=7$ (Токур). Для малоглубинной золотосеребряной формации (Балейско-Тасеевское месторождение $x=39$ при $\sigma=40$, Карамкенское – $x=67$ при $\sigma=36$) величина K максимальна [5].

Другой важный типоморфный признак жильного кварца, также связанный с условиями образования кварцевых жил, указывающий на скорость минералообразования, зависящий как от глубины формирования месторождения, так и от градиентов физико-химических характеристик минералообразующих систем, – совершенство кристаллического строения (СКС) минеральных индивидов и их агрегатов. Все изученные месторождения золотокварцевой формации характеризуются довольно узкими пределами значений СКС от: $x=45$ до 67 при $\sigma=5.3$ до 14.7. Жильный кварц месторождения Токур характеризуется наименьшим средним значением этого признака для изученных месторождений золотокварцевой формации ($x=45$ при $\sigma=6.0$). Оба этих признака однозначно свидетельствуют о принадлежности месторождения Токур к наименее глубинному из месторождений среднеглубинной золотокварцевой формации.

Специфичны параметры ЕТЛ жильного кварца месторождения Токур. Сравнительное изучение обобщенных термолунограмм, построенных в координатах температура – интенсивность высвечивания при нагревании позволила установить, что они достаточно индивидуальны и позволяют отличать кварц этого месторождения от других. Например, для жильного кварца месторождений среднеглубинной золотокварцевой формации главные пики на ТЛ-граммах – в температурном диапазоне 220 - 250°C и 300 – 340°C. Термолунограммы кварца Токура, наименее глубинного из них, отличаются отсутствием пика при 250°C. Зато высока частота встречаемости пиков при 270° и 200°C и 210°C. На примере жилы 160 установлена некая связь появления определенных пиков на термолунограммах с развитием в жильном кварце золотого оруденения. На горизонтах 777 – 700 м, где жила золотоносна, на термолунограммах имеется множество пиков, а затем с горизонта 640 м число их сокращается до одного на горизонте 540 м, где промышленные концентрации золота исчезают. И лишь на горизонте 515 м, где вновь содержание золота становится промышленным, появляется второй максимум. Ниже, на горизонте 490 м число пиков вновь возрастает. Температуры α - β переходов находятся в пределах 569.6 – 570°C.

Содержание солей во включениях в золоте по данным Н.С. Остапенко (2) (г/кг флюида) составляет в различных жилах от 336.41 (жила Голубая) до 611.07 (жила 376^{бис}) и воды, соответственно: от 495.26 до 182.43. Это указывает на то, что флюид представлял собою водно-солевой расплав, в котором, с учетом

содержания сульфидов не более 5%, основную массу составляли кремнекислоты. При этом газовая фаза варьировала, соответственно, от 168.239 до 206.5 г/кг. Судя по сходству состава флюидных включений в золоте из окисленных и первичных руд, в обоих пробах оно было первичным.

Приведенные выше особенности состава и свойств жильного кварца, строения существенно кварцевых жил – асимметричная зональность, нахождение взвешенных обломков вмещающих горных пород в материале жилы вблизи её всяческого бока, неоднократное ритмичное выпадение различных по размерам, форме зерен и парагенезисов кристаллов и сростков зерен кварца, отсутствие многократных пересечений, относительно устойчивый минеральный состав, однонаправлено изменяющийся с глубиной (увеличение роли арсенопирита), - все это свидетельствует о специфичности жил месторождения Токур, которые образовались, вероятно, в результате одноактного внедрения в пологие зоны разуплотнения и эволюционной самоорганизации водно-силикатных расплавов или рассолов-расплавов высокой плотности (более 2.4 г/см³) и вязкости, обогащенных рудными и летучими, а также щелочными элементами. Кристаллизация жильного кварца происходила в условиях периодической разгерметизации.

Особенности строения агрегатов жильного кварца, ростовая мозаичность индивидов, пределы вариации состава и свойств, относительно низкая пробность заключенного в нем золота, если оно присутствует, позволяют уверенно отличать его от такового других месторождений.

Месторождение Токур, по крайней мере, его вскрытая эксплуатационно-разведочными работами часть, по особенностям условий залегания, строения и типоморфных свойств жильного кварца (относительно высокое значение K , низкое СКС, самое высокое содержание лития и калий-литиевое отношение а также и относительно низкое кобальт-никелевое отношение) относится к наименее глубинным из всех известных среднелугубинных месторождений золотокварцевой формации.

Литература

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России.– Владивосток: Дальнаука, 1966. 352 с.
2. . Остапенко Н.С. Первичные и окисленные руды месторождений золота Приамурья и стратегия их разведки // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование: Труды I Всероссийского симпозиума с международным участием «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий» и VII Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана «Современное минералообразование», 7 – 10 ноября 2006 г., Чита, Россия. Чита: «Экспресс-Издательство», 2006. С.20 – 23.
3. Припутнев Ю.Н. Минералого-геохимические критерии оценки золотоносности малосульфидной золотокварцевой формации: автореф. дис.... канд. геол.- мин. наук. Улан-Удэ, 1987. 20 с.
4. Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, минералогия и геохимия (Амурская область, Россия). Хабаровск: ДВО РАН, 1998. 144 с.
5. Юргенсон Г.А. Зависимость содержания воды и углекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах // Докл. АН СССР. 1991. Т.318, №3. С. 721 – 723.
6. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.
7. Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. К вопросу о рудно-формационной принадлежности месторождения Токур // История исследований золотоносности Приамурья. Благовещенск: Амурское отделение ВМО АН СССР, 1989. С.82 – 84.

ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ФАУНА ПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю.Л. Болотский, И.Ю. Болотский

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Первые находки азиатских динозавров были сделаны полковником Генерального штаба М.М. Манакиным в местонахождении Лунгушань на правом берегу р. Амур близ китайского города Цзянь в 1900 году. В настоящее время в Зейско-Буреинском бассейне известно шесть местонахождений, где встречаются остатки позднемиоценовых (маастрихт) позвоночных — Благовещенск, Кундур, Гильчин и Димское на левом берегу р. Амур. На китайском берегу находятся Улага и Лунгушань (Цзянь). Возраст костеносных отложений в Приамурье датировался рубежом кампана-маастрихта [2] или широким интервалом от позднего кампана до среднего маастрихта [9]. Современные данные указывают на маастрихт: ранний — «средний» [4,5,6,20], «средний» [7,8,10], «средний» — поздний [17,18,24], поздний [22].

Все местонахождения включают схожую фауну динозавров и других позвоночных. Но для динозавров это сходство заключается в большей степени на уровне подсемейств. Доминирующие в местонахождениях утконосые гадрозавровые динозавры (*Hadrosauridae*) представлены в местонахождениях различными родами.

Крупномасштабные раскопки местонахождения Лунгушань проводил препаратор Русского Геологического комитета Н.П. Степанов в 1916 — 1917 годах. Полученный материал был описан ленинградским профессором А.Н. Рябининым, который выделил новые роды и виды динозавров *Mandschurosaurus amurensis*, *Albertosaurus periculosus*, *Saurolophus krishtofovichii* и черепаху *Aspideretes planicostatus* [11,12]. Так как на имевшемся в распоряжении Рябинина динозавровом материале отсутствуют диагностические признаки, эти таксоны большинством исследователей принимаются как *nomen dubium* [2,17,18].

Палеонтологическая лаборатория Института геологии и природопользования ДВО РАН была образована в 1997 году, однако палеонтологические раскопки проводились с 1980 года лабораторией стратиграфии и лабораторией палеогеографии АмурКНИИ ДВО РАН.

Первым успехом было открытие и описание динозавра нового рода и вида семейства гадрозаврид подсемейства ламбеозаврин *Amurosaurus riabinini* (Bolotsky et Kurzanov, 1991) [2].

С конца 1990-х годов прошлого столетия в исследованиях динозавровых местонахождений приняла участие большая группа исследователей. Большую помощь в трудные для российской науки годы оказали бельгийские ученые из Royal Belgian Institute of Natural Sciences. Также работы проводились в тесной кооперации с палеоботаниками из БПИ ДВО РАН (г. Владивосток) и палеозоологами из ПИН РАН (г. Москва) и ЗИН РАН (г. Санкт-Петербург).

В 1999 году в Кундурском местонахождении был открыт практически полный скелет ламбеозаврового гадрозавра *Olorotitan arharensis*, который после трех лет раскопочных работ был описан в 2003 году [17].

Также в 2002 году черепаха *Aspideretes* была переизучена и выделена в новый род *Amuremys* семейства *Lindholmemydidae* [16]. В Кундурском местонахождении в 2002 году обнаружен первый для Северной Азии представитель млекопитающих из группы мультитуберкулят *Cimolodonta* indet. [13].

В 2004 году были описаны первые в России остатки панцирных динозавров *Nodosauridae* indet. [23]. Новый плоскоголовый гадрозавр из Благовещенского местонахождения *Kerberosaurus manakini* был выделен на основе изучения краниального материала. [14].

В 2005 году детально исследована стратиграфия и седиментология Кундурского местонахождения. (24). Монографически описан *Amurosaurus riabinini*. [18].

Тафономия и возрастной состав популяций гадрозавров в Благовещенском местонахождении были опубликованы в 2008 году. [19].

В 2008 году начались исследования изолированных зубов плотоядных динозавров семейства *Tyrannosauridae* [14].

Проблемам верхнемеловой стратиграфии, возрасту вмещающих остатки позвоночных отложений, растительности и палеоландшафтам посвящены исследования владивостокских палеоботаников. [93, 20,

21]. Одним из наиболее редких компонентов фауны приамурских местонахождений являются зауроподы. В 2010 году описан первый представитель этой группы на Дальнем Востоке *Arkharavia heterocoelica*. [1]. Фауна позвоночных из местонахождений Приамурья представлена в таблице 1.

Таблица 1

Фауна позвоночных из приамурских местонахождений

Таксоны			Местонахождения		
			Кундур	Благовещенск	Гильчин
			МЕЛОВАЯ СИСТЕМА		
			Верхнемеловой отдел		
			Маастрихтский ярус		
			Нижний подъярус	Средний подъярус	
Класс Reptilia	Отряд Chelonia	Сем. <i>Trionychidae</i> indet			
		Сем. <i>Lindholmemydidae</i>			
		<i>Amuremys planicostata</i> (Riabinin 1930)			
	Отряд Crocodylia	Сем. <i>Paralligatoridae</i> indet			
	Отряд Saurischia	Подкласс <i>Dinosauria</i>			
		Сем. <i>Dromaeosauridae</i>			
		cf <i>Sauromitholestes</i> sp			
		cf <i>Dromaeosaurus</i> sp			
		Сем. <i>Troodontidae</i>			
		<i>Troodon</i> sp			
		Сем. <i>Tyrannosauridae</i>			
		cf <i>Tarbosurus</i> sp			
		<i>Aublysodon</i> sp 1			
		<i>Aublysodon</i> sp 2.			
		Сем. <i>Incertae sedis</i>			
		<i>Richardoestesia</i> sp 1			
		<i>Richardoestesia</i> sp 2			
		Сем. <i>Titanosauridae</i>			
		<i>Arkharavia heterocoelica</i> (Alifanov et Bolotsky 2010)			
	Отряд Ornithischia	Подсем. <i>Lambeosaurinae</i>			
		<i>Amurosaurus riabinini</i> (Bolotsky et Kurzanov 1991)			
		<i>Olorotitan arharensis</i> (Godefroit, Bolotsky et Alifanov 2003)			
		Подсем. <i>Hadrosaurinae</i>			
		<i>Kerberosaurus manakini</i> (Bolotsky et Godefroit 2004)			
		<i>Hadrosaurinae</i> n. gen. et sp			
		Сем. <i>Ankylosauridae</i> indet			
Класс Mammalia	Отряд Multituberculata	Сем. <i>Cimolodontidae</i> indet			

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-001151-А.

Литература

1.Алифанов В.Р. , Болотский Ю.Л. *Arkharavia heterocoelica* gen.et sp nov — новый зауроподный динозавр из верхнего мела Дальнего Востока России // Палеонтол. журн. 2010. №1. С. 76-83.
1. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Благовещенск, 1991. С. 94-103.

2. Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В., Маркевич В.С. Динозавры и среда их обитания в конце мелового периода (Зейско-Буреинский бассейн, российский Дальний Восток) // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 73-83.
3. Бугдаева Е.В., Маркевич В.С., Болотский Ю.Л. и др. // Меловое вымирание динозавров: взгляд палеоботаников // Вестн. ДВО РАН. 2000. № 1. С. 80-88.
4. Бугдаева Е.В., Маркевич В.С., Сорокин А.П. и др. // Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука, 2001. 160 с.
5. Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. // Кундурское местонахождение динозавров Приамурья // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 96-107.
6. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. // Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: АмурНЦ ДВО РАН, 1997. 53 с.
7. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экология и палеобиогеография. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. –156 с.
8. Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Азии // СПб. БИН РАН. 1997. 218 с.
9. Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. С. 191-212..
10. Рябинин А.Н. *Mandschurosaurus amurensis* nov.gen. nov.sp. верхнемеловой динозавр с Амура // Монография Русского палеонтологического общества. Вып. 2. Л., 1930. 36 с.
11. Рябинин А.Н. К вопросу о фауне и возрасте динозавровых слоев р. Амур // Записки Русского минералогического общества. Л., 1930. Вып. 59. №1. С. 41-51.
12. Averianov A.O., Bolotsky Yu.L., Godefroit P. First multituberculate mammal from Russia // Cretaceous continental margin of Earst Asia: stratigraphy, sedimentation, and tectonics. The IV-th International Symposium of IGCP 434: Program and abstracts / Editor-in-chief G.L. Kirillova. Khabarovsk, 2002. P. 27–28.
13. Bolotsky Y.L. and Godefroit P. A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia // Journ. of Vertebrate Paleontology. 2004. Vol. 24. P. 354-368.
14. Bolotsky I. Yu., Bolotsky Yu.L. Tyrannosaurids from the Amur (Heilongjiang) river basin. // Abstrs of the Intern. Dinosaur Symp. in Fukui 2008. Recent progress of the study on Asian dinosaurs and paleoenvironments. FRDM. Katsuyama. Japan, 2008. P. 19-20.
15. Danilov I.G., Bolotsky Y.L., Averianov A.O., Donchenko I.V.: A new genus of lindholmemydid turtle (Testudines, testudinoidea) from the Late Cretaceous of the Amur river Region, Russia.// Russ. Journ. of Herpetology. 2002. P. 155-68.
16. Danilov I.G., Bolotsky Yu.L., Averianov A O. et al. A new genus of lindholmemydid turtle (Testudines: Testudinoidea) from the Late Cretaceous of the Amur River Region, Russia // Russ. J. Herpetol. 2002. Vol. 9, № 2. P. 155-168.
17. Godefroit P., Bolotsky Y.L., Van Itterbeeck J.: Amurosaurus riabinini, a Late Cretaceous lambeosaurine dinosaur from Far Eastern Russia // Acta Palaeontologica Polonica. 2004. Vol. 4. P. 585-618.
18. Lauters P., Bolotsky Y.L., Van Itterbeeck J., Godefroit P. Taphonomy and age profile of a latest Cretaceous dinosaur bonebed in Far Eastern Russia. Palaios, 2008. Vol. 23. P.153-162.
19. Markevich V.S., Bugdaeva Ye.V.: Floras and correlation of lauers with dinosaur fossil remains in the Russia Far East // Geol. Pacif. Ocean. 1999. Vol. 14. P. 977-990.
20. Markevich V.S., Bugdaeva Ye.V. The maastrichtian flora and dinosaur of the Russian Far East // Goodman D.K. and Clarke R.T. (eds). Proc. of the IX Intern. Palynological Conf., Houston, Texas. USA. 1996. AASP Foundation. 2001. P.139-148.
21. Markevich V.S., Bugdaeva Ye.V. The maastrichtian flora and dinosaur of the Russian Far East // Goodman D.K. and Clarke R.T. (eds). Proc. of the IX Intern. Palynological Conf; Houston, Texas. USA. 1996. AASP Foundation. 2001. P.139-148.
22. Tumanova T.A., Bolotsky Y.L., Alifanov V.R. The first finds of armored dinisaurs in the Upper Cretaceous of Russia (Amur Region) // Paleontol. Zhurnal. 2004. Vol. 38. P. 73-77.
23. Van Itterbeeck J., Bolotsky Y.L., Bultynck P., Godefroit P. Stratigraphy, sedimentology and palaeoecology of dinosaurbearing Kundur section (Zeya-Bureya Basin, Amur Region, Far Eastern Russia) // Geol. Magazine. 2005. Bd. 142. P. 735-750.

О НАХОДКАХ ДИНОЗАВРОВ СЕМЕЙСТВА SAURORNITHOLESTINAE В МААСТРИХСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

И.Ю. Болотский, А.А. Атучин

Исследовательский центр Палеонтологии и Стратиграфии Цзилинского Университета,
г. Чанчунь, Китай

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Динозавры подсемейства Saurornitholestinae представлены мелкими высокоспециализированными, подвижными тероподами, характеризующиеся наличием «хищного когтя» на втором пальце стопы, а также адаптациями позвонков, необходимыми для контроля баланса.

Представители этого подсемейства представлены исключительно американскими формами трех родов: Saurornitholestes, Atrociraptor и Bambiraptor. Первое упоминание о присутствии в отложениях удурчуканской свиты Saurornitholestes sp. (2) не сопровождалось описанием. В этой работе предпринята попытка исправить существующее положение.

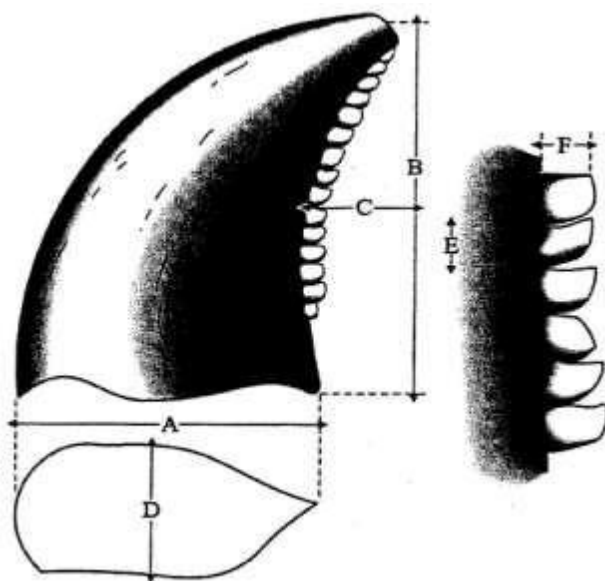


Рис. 1. Измерения зуба (5). А. Антерокаудальная базальная длина (FABL); В. Высота, от вершины до основания коронки; С. Кривизна, наибольшая дистанция от заднего п.г. до перпендикулярной линии от вершины до основания; D. Толщина сечения; E. Наибольшая ширина зубчика; F. Наибольшая высота зубчика. .

Материал и методы

Три изношенных зуба с резорбированной корневой частью и следами прижизненного и постмортального износа. Зубы определялись по методике (3). Образец АЕНМ 1/1083 сохранился лучше других. Исследования проводились на основе измерения (рис. 1) и сравнения с уже описанными формами. Изучение кромки пальчатых гребней и составляющих её зубчиков проводилось при помощи бинокулярного микроскопа МБС-10 и макрофотографий. Зубы препарировались стальным инструментом и пропитывались поливинилбутиралевым клеем. Препаровка пальчатых гребней производилась 7% раствором CH_3COOH .

Описание

Все исследованные зубы происходят из маастрихских отложений удурчуканской свиты Благовещенского местонахождения.

отряд Saurischia
подотряд Theropoda
инфраотряд Eudromaeosaurus
семейство Dromaeosauridae
подсемейство Saurornitholestinae
Saurornitholestes sp.

Три изношенных, латерально сильно сжатых зуба идентифицированы как принадлежащие динозаврам подсемейства заурорнитолестин (Saurornitholestinae). Об этом свидетельствует форма коронки, положение и морфология пильчатых гребней, ориентированных вдоль центральной линии зуба при переднем и заднем аспекте. Они практически не заходят на лабиальную и лингвальную стороны коронки. Высота коронок 13-15 мм. Антерокаудальная базальная длина (FABL) 7-8 мм, кривизна 1,8-2,5 мм, толщина сечения 3-4 мм. Признак, позволяющий отнести зубы к заурорнитолестинам (Saurornitholestinae) - существенное различие в размерах зубчиков переднего и заднего пильчатого гребня (2). Задний п.г. образца АЕНМ 1/1083 состоит из зубчиков шириной и высотой 0,2 мм, количество которых составляет 5 на 1 мм. Передний п.г. имеет 7 зубчиков на 1 мм, ширина которых составляет 0,14 мм, а высота 0,1 мм. Высота зубчиков заднего п.г. на всех трех образцах равна ширине. Межзубчиковые впадины относительно глубокие. Кровяные бороздки невелики, но различимы. Измерения зубов приведены в таблице 1.

Таблица 1.

№	Крв	FABL	В.	Т.с	Зуб-к/мм Задний п.г.	Ширина Зуб-к на заднем п.г.	Высота Зуб-к на заднем п.г.	Зуб-к/мм Передний п.г.	Ширина Зуб-к на переднем п.г.	Высота Зуб-к на переднем п.г.
1/10 81	2.5	10	15	4	3.2	0.33	0.33(0.25)	4	0.25	сточены
1/10 82	2	7	15	3	5.5	0.19	0.2	-	-	-
1/10 83	1.8	8	13	3	5	0.2	0.2	7	0.14	0.1

Измерения зубов заурорнитолестин (в мм). Благовещенское местонахождение

Сокращения: кривизна (крв.); антерокаудальная базальная длина (FABL); высота (В.), ширина (шир); толщина сечения (т.с.); форма сечения (ф.с.); зубчик (зуб-к); количество зубчиков на мм (зуб-к/мм); передний пильчатый гребень (передний п.г.); задний пильчатый гребень (задний п.г.)

Обсуждения и выводы

Остатки заурорнитолестин (Saurornitholestinae) в Благовещенском местонахождении очень редки. Это вряд ли вызвано тафономическими причинами, а скорее этологическими. Мелкие подвижные тероподы были активными хищниками в отличие от тираннозаврид бывших в большой степени падальщиками. Зубы последних многочисленны в отложениях конусов выноса в Приамурье, сформированных мощными грязекаменным потоками, губившими многочисленные стада растительноядных гадрозавров (Hadrosauridae) (1). Находка первого представителя азиатских заурорнитолестин (Saurornitholestinae) подтверждает ранее высказанную гипотезу (3) о фаунистическом обмене с Северной Америкой через «Берингийский мост» в кампане-маастрихте.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00151-а. Авторы приносят благодарности Ю.Л. Болотскому за ценные замечания при подготовке рукописи.

Литература

- 1.Болотский И.Ю. Зубы тираннозаврид из маастрихта Приамурья // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Москва. 2009. С.83-88.
- 2.Alifanov V.R., Bolotsky Y.L. New. New data about the assemblages of the upper cretaceous caraniovorous dinosaurs (Theropoda) from the Amur region // Cretaceous Continental Margin of East Asia:Stratigraphy, Sedimentation, and Tectonics. Khabarovsk, 2002. P. 25-26.
3. Currie P.J., Rigbi J.R., Sloan R.E. Theropod teeth from the Judith River Formation of Southerh Alberta, Canada // Cambride University Preess. 1990. P. 108-125.
- 4.Godefroit P., Bolotsky Y.,Alifanov A. Remarkable hollow-crested hadrosaur from Russia: an Asian origin for Lambeosaurines // C.R. Paleovol. 2003.№2. P.143-151.

ФИТЕРАЛЫ РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ УГЛЕЙ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА (ПРИАМУРЬЕ)

Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

На территории Зейско-Буреинского бассейна широко распространены верхнемеловые и кайнозойские отложения. Последовательность отложений представлена кундурской свитой (на правом берегу р. Амур ей соответствуют формации Юнаныцунь и Тайпинлинчан) сантон-кампанского возраста [12, 13] и цагайской свитой (формации Юйлянцзы, Фужао и Уюнь) маастрихт-датского возраста [23, 17, 2, 20, 24, 7, 8].

На юго-востоке Зейско-Буреинского бассейна расположены три месторождения бурого угля: Архаро-Богучанское, Райчихинское и Уюнь. Их возраст нами определен как раннепалеогеновый, по всей видимости, позднедатский [20, 11, 14]. Угленосные отложения завершают формирование осадочного чехла бассейна.

Состав растений-углеобразователей из разных пластов Архаро-Богучанского месторождения в основном сходен: они представлены папоротниками и сосновыми. Однако палиноспектр из верхнего угольного прослоя пласта "Двойной" отличается от таковых из двух нижележащих углей более высоким участием (свыше 30%) покрытосеменных. Этот уголь в разрезе перекрывает маломощный слой риолитового туфа. Можно предположить, что болото, на котором произрастали растения, впоследствии сформировавшие уголь, было засыпано вулканическим пеплом. В таких нарушенных местообитаниях получают преимущество покрытосеменные в силу своей эксплерентной природы. Очевидно, цветковые, внедрившись в растительные сообщества заболоченных низин, заняли в них устойчивые позиции, что и отражает состав палиноспектра верхнего угольного прослоя.

По литологическим признакам можно выделить две обстановки для времени формирования этого угольного месторождения - сначала существовали болота и заболоченные низменности, впоследствии редуцированные. С. Сузуки с соавторами [25] по фаціальным особенностям восстанавливают обстановки болотистого озера, окруженного лесом, или речной долины со многими руслами рек, между которыми произрастали деревья. Палеопочвы указывают на поверхностные условия. Далее происходит смена обстановок. Тонкозернистый песчаник с косыми сериями свидетельствует о формировании осадочной толщи в речных условиях [25].

С переменной палеосред тесно связано изменение состава растительности: по палинологическим данным влажные хвойные долинские леса с папоротниковым подлеском сменяются широколиственными лесами со значительным участием таксодиевых и кипарисовых. По составу растительных макроостатков реконструируются хвойно - широколиственные леса с таксодиевыми, кипарисовыми, платановыми и кизилловыми, которые сменяются хвойно - широколиственными лесами с преобладанием таксодиевых, *Trochodendroides*, платановых, березовых [2, 15, 18, 9, 16, 19, 4 и др.].

В состав растений-углеобразователей Райчихинского месторождения (участок Пионер) входят преимущественно растения, продуцировавшие двумешковую пыльцу. В нижнем угольном прослое велика роль спор папоротникообразных, однако в вышележащих углях она снижается. Пыльца таксодиевых на втором месте по своему количественному участию. Болотную растительность слагали хвойные (сосновые, таксодиевые, кипарисовые) и папоротники с некоторым участием покрытосеменных.

Необходимо отметить такую закономерность, как увеличение количества пыльцы таксодиевых в кластических междупластях и уменьшение в углях. По всей вероятности, территория нынешнего месторождения была занята проточным болотом, время от времени заливавшимся реками, выходившими из берегов во время наводнений. Седиментологическими данными также реконструируется депрессия со сглаженным рельефом, снос в которую осуществлялся потоками с востока, северо-востока. Обратная сортировка отражает формирование отложений в речных условиях и является результатом наводнений [25].

В составе растений-углеобразователей месторождения Уюнь основную роль играют таксодиевые. Следует отметить, что доказательства получены как по палинологическим, так и по палеоботаническим и палеоксилнологическим данным. В то время как пыльца может сноситься со всего водосборного бассейна и захораниваться в низинах, находки листьев и древесины в углях свидетельствуют о довольно близком переносе.

В кластических междупластях Уюня закономерно уменьшается роль пыльцы таксодиевых и увеличивается роль двумешковой.

В карьере Уюнь конгломераты обнаружены не были. Между пластами углей залегают косослоистые песчаники и глины. Разрез завершают пески с косой слоистостью [22].

Возникает вопрос, почему в разновозрастных месторождениях Архаро-Богучан и Пионер основные углеобразователи сосновые и папоротники, а в Уюне – таксодиевые? Для углей палеоценовой формации Форт Юнион в Северной Америке выявлена почти такая же ситуация - в палиноспектрах мощных угольных прослоев доминирует пыльца *Taxodiaceae* (до 75%), в то время как в тонких прослоях ее значение резко падает до 6-8% [21]. Это различие объясняется автором разницей в обстановках осадконакопления. В исследованных нами месторождениях на левобережье р. Амур угольные пласты малой мощности, а на месторождении Уюнь нижний пласт превышает 5 м. Мощные угольные пласты указывают на формирование в обстановке облесенного болота, современные аналоги которого можно найти в заболоченных лесах с *Taxodium* и *Nyssa* юго-восточной части США. В палиноспектрах из кластических междупластий Уюня резко возрастает роль двумешковой пыльцы, что явно говорит о ее привносе со склонов. Это же подтверждается и по фаціальным признакам: песчаники, несомненно, формировались в речных условиях [22].

Относительно маломощные угольные прослои месторождений Архаро-Богучан и Пионер явно формировались в других условиях. Возможно, это были преимущественно безлесные болота; берега ручьев и рек, впадавших в них, занимали таксодиевые. По-видимому, двумешковая пыльца сосновых, занимавших окружающие склоны, беспрепятственно переносилась и захоранивалась в низинах, где шли процессы торфонакопления. Отметим, что содержание пыльцы древесных растений в палиноспектрах из углей невелико. Оно возрастает в кластических междупластиях. Также в этих слоях обычно встречаются остатки листьев, побегов и репродуктивных органов растений, принесенные с мест их произрастания.

Недопонимание таких тафономических особенностей приводит к ошибочным выводам о составе древних болотных сообществ [7, 8]. Например, Т.В. Кезина считает, что одними из основных углеобразователей Архаро-Богучанского и Райчихинского месторождений были платановые. Известно, что последние являются представителями рипарийных, но не болотных растительных сообществ. Современные платаны обитают на аллювиальных почвах, по берегам рек и озер, по днищам ущелий [5]. Добавим, что содержание трикольпатной пыльцы, которую, возможно, продуцировали платановые, составляет в углях вышеназванных месторождений от 0 до 4%.

Современные таксодиевые являются остатками некогда процветавшего семейства. В настоящее время существуют их изолированные ареалы в Северной Америке и Восточной Азии, в то время как в палеогене и неогене эти растения были важными компонентами лесов, широко распространенных по всему северному полушарию.

В сантоне таксодиевые входили в состав растительных сообществ Зейско-Буреинского бассейна, но их значение было невелико. По определению Л.Б. Головневой, сантонская флора этого региона включает *Sequoia* sp. и *Metasequoia* sp. [12, 13]. В кампанский век разнообразие этой группы возросло за счет появления *Glyptostrobus* sp. и "*Taxodium*" sp., однако, по палинологическим данным количество ее пыльцы снижается. В ранне- и среднемаастрихтских палиноспектрах участие таксодиевых повышается, в позднемаастрихтской флоре они доминируют как по палинологическим, так и по палеоботаническим данным. Нами в отложениях этого возраста были найдены остатки *Taxodium* sp.

Цагайская флора датского возраста включает *Taxodium olrikii* (Heer) Brown, *Metasequoia disticha* и *Sequoia reichenbachii* (Geinitz) Heer [10], остатки которых многочисленны и обильны в тафоценозах. В более молодой кивдинской флоре таксодиевые сохраняют свои позиции; являясь одними из основных эдификаторов [2]. В эоцене происходит резкое обновление флоры. В ней доминируют покрытосеменные, среди которых велика роль теплолюбивых форм [3, 1, 6]. Участие же таксодиевых значительно сокращается.

Исследования были поддержаны грантами Дальневосточного отделения РАН № 06-III-A-06-141, 09-I-П15-02.

Литература

1. Ахметьев М.А. Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока, их стратиграфическое значение и климатическая характеристика // Сов. геология. 1973. № 7. С. 14-29.
2. Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М., Манчестер С.Р. Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Буреинского бассейна // Сб. памяти члена-корреспондента АН СССР, проф. В.А. Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 275-315.
3. Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // Труды ГИН АН СССР. Вып. 207. М.: Наука, 1969. 56 с.
4. Герман А.Б., Ахметьев М.А., Кодрул Т.М. и др. Развитие флор Северо-Восточной Азии и Северной Аляски в переходное время между меловым и палеогеновым периодами // Стратигр. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 1. С. 88-108.
5. Жизнь растений. Т. 5 (1). Цветковые растения. – М.: Просвещение, 1980. – 430 с.
6. Камаева А.М. Стратиграфия и флора пограничных отложений мела и палеогена Зейско-Буреинской впадины. Хабаровск: АмурКНИИ, 1990. 66 с.

7. Кезина Т.В. Палинostrатиграфия угленосных отложений позднего мела и кайнозоя Верхнего Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – 206 с.
8. Кезина Т.В. Стратиграфия Райчихинского бурогоугольного месторождения по биостратиграфическим данным (Зейско-Буреинский осадочный бассейн) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: тр. Междунар. палеоботан. конф. / ред. М.А. Ахметьев, А.Б. Герман. М.: ГЕОС, 2005. С. 141-153.
9. Кодрул Т.М., Теклева М.В., Красилов В.А. Новый вид хвойных *Mesocyparis rosanovii* sp. nov. (Cupressaceae, Coniferales) и проблема трансберингийских флористических связей // Палеонтол. журн. 2006. № 3. С. 93-102.
10. Красилов В.А. Цагаянская флора Амурской области. – М.: Наука, 1976. – 92 с.
11. Маркевич В.С., Бугдаева Е.В., Ашраф А.Р. Палинофлора из угленосных отложений Архаро-Богучанского месторождения (Приамурье) // Эволюция жизни на Земле: материалы III Междунар. симпоз. Томск: ТГУ, 2005. С. 258-261.
12. Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. Стратиграфия и флора кундурской свиты (верхний мел, Приамурье) // Сб. ст. второго Всерос. совещ. «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / ред. В.В. Аркадьев и В.А. Прозоровский. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 160-176.
13. Маркевич В.С., Головнева Е.Б., Бугдаева Е.В. Флористическая характеристика сантон-кампанских отложений Зейско-Буреинского бассейна (Приамурье) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: тр. Междунар. палеоботан. конф. М.: ГЕОС, 2005. Вып. 1. С. 198-206.
14. Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Сантон-датская палинофлора Зейско-Буреинского бассейна // Палинология: стратиграфия и геоэкология: сб. науч. трудов XII Всерос. палинол. конф. / ред. О.М. Прищепа, Д.А. Субетто, О.Ф. Дзюба. СПб: ВНИГРИ, 2008. Т. 3. С. 157-164.
15. Маслова Н.П., Кодрул Т.М. *Archanthus* gen.nov. - новый род платановых из маастрихт-палеоценовых отложений Амурской области // Палеонтол. журн. 2003. № 1. С. 92-100.
16. Маслова Н.П., Кодрул Т.М., Теклева М.В. Новое тычиночное соцветие *Bogutchanthus* gen.nov. (Hamamelidales) из палеоценовых отложений Амурской области, Россия // Палеонтол. журн. 2007. № 5. С. 89-103.
17. Флора и динозавры пограничных меловых и палеогеновых слоев Зейско-Буреинского бассейна. – Владивосток: Дальнаука, 2001. – 160 с.
18. Kodrul T. M. The middle Tsagayan flora of Amur River region // Proc. 3rd Symp. Cretaceous Biot. K/T Boundary, Heilongjiang River Area, China. 2004. P. 17-21.
19. Kodrul T. M., Maslova N. P. A new species of the genus *Platimeliphyllum* N. Maslova from the Paleocene of the Amur Region, Russia // Paleontol. J. 2007. Vol. 41, №. 11. P. 1108–1117.
20. Markevich V.S., Bugdaeva E.V., Ashraf A.R. Results of study of Arkhara-Boguchan coal field // Proc. 3rd Symp. Cretaceous Biot. K/T Boundary, Heilongjiang River Area, China, 2004. P. 41-44.
21. Nichols D.J. The role of palynology in paleoecological analyses of Tertiary coal // Intern. J. Coal geology. 1995. Vol. 28. P. 139-159.
22. Okada H. Sedimentological features of the Heilongjiang River sections // Proc. 3rd Symp. Cretaceous Biot. K/T Boundary, Heilongjiang River Area, China, 2004. P. 59-63.
23. Regional geology of Heilongjiang province. Beijing: Geological publishing house, 1993. 735 p. (in Chinese)
24. Sun G., Akhmetiev M.A., Ashraf A.R. et al. Recent advance on the research of Cretaceous-Tertiary boundary in Jiayin of Heilongjiang, China // Proc. 3rd Symp. Cretaceous Biot. K/T Boundary, Heilongjiang River Area, China, 2004. P. 1-6.
25. Suzuki S., Ashraf A.R., Okada H. Sedimentary facies of Maastrichtian to Danian deposits in the Amur River area, the Russian Far East // Proc. 3rd Symp. Cretaceous Biot. K/T Boundary, Heilongjiang River Area, China, 2004. P. 65-74.

ПРИМЕНЕНИЕ СКЛЕРОМЕТРА (SCHMIDT HAMMER TEST) ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

А.А.Галанин

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан

К методам относительного датирования относится тест с помощью молотка Шмидта (Schmidt Hammer Test), разработанного в Германии Е. Шмидтом в 1948 г. Российским аналогом этого прибора является склерометр, применяемый в современном строительстве при производстве бетона и других искусственных каменных материалов.

В 1960-е годы метод привлек внимание геоморфологов и стал довольно широко использоваться для оценки прочности (твердости) различных каменных поверхностей [1]. Методика и калибровочные кривые остаточной прочности для датирования голоценовых ледниковых образований с применением молотка Шмидта была предложена Дж.А.Матьюсом и Р.А.Шейкесбай [2]. На основе данного метода получены сведения о хронологии голоценовых ледниковых событий в южной Норвегии [3] в Новой Зеландии [4; 5].

За последние 40 лет тест Шмидта получил широкое применение для решения различных геоморфологических, палеогеографических и археологических задач [1]. Например, Д.Р.Брауна с коллегами [6] использовали тест Шмидта для изучения источников каменного материала и функциональных характеристик орудий культуры Олдувей в Центральной Африке. Р. Сьоберг [7] - для датировки мегалитических памятников железного века на Скандинавском полуострове.

В отечественной геоморфологии данный прием до настоящего время остаются практически неизвестным. В 2008 и 2009 гг. нами выполнялось изучение позднеледниковых комплексов в пределах хребта Черского, в рамках которого также была предпринята попытка использования метода Шмидта в комплексе с другими методами [8].

В сущности метод Шмидта необходимо отнести к усовершенствованному приему датирования по коркам выветривания. Его отличие состоит в оценке степени выветрелости поверхности количественно - в единицах прочности (твердости). Физический принцип действия состоит в выполнении точечного удара специальным механизмом, использующим энергию сжатой пружины. Часть энергии поглощается поверхностью, расходуясь на пластической деформации и разрушения, а также преобразуется в тепло и звуковые колебания. Оставшаяся часть - упруго отражается от поверхности и измеряется прибором. В обычных механических склерометрах отраженная энергия измеряется в относительных единицах и именуется величиной обратного отскока (rebound value, R). Более прочные породы имеют большее значение R.

В литературе имеется большой объем измерений величины обратного отскока у самых разнообразных типов осадочных, метаморфических и изверженных пород. Показано, что разброс осредненных значений обратного отскока весьма велик как. У карбонатных пород - 9-61, терригенных осадочных - 10-64, магматических - 40-65. По величине обратного отскока может быть рассчитана абсолютная прочность в МПа, а также модуль Юнга с помощью функций пересчета [1].

На величину R в разной степени оказывает влияние сила тяжести, что проявляется в расхождении вертикальных и горизонтальных оценок. Поэтому все оценки должны быть нормализованы по отношению к горизонтальному положению

В настоящее время имеется много методических приемов измерения величины упругого отскока, предложенные разными исследователями [9]. В большинстве своем обсуждается минимальное количество единичных измерений, необходимых для объективной оценки величины R. Некоторые рекомендуют выполнять 20 единичных измерений, на расстоянии не менее 1-2 см, а за величину отскока принимать среднее арифметическое 10 максимальных значений. Дж.А.Матьюс и Р.А.Шейкесбай [2] - 15 измерений, исключая из выборки 5 крайних значений. Другие выполняли до 40 измерений, а для оценки R использовали 50% максимальных значений [10]. Ненормально распределенные значения величины обратного отскока (R) могут быть вызваны неоднородностью, кривизной неравномерной степенью выветривания поверхности и другими причинами.

Существует несколько модификаций склерометров, предназначенных для оценки пород различной твердости [1]. В зарубежных геоморфологических исследованиях наиболее часто используются склерометры N – типа, имеющие ударный импульс около 2 Нм. Они позволяют проводить тестирование различных горных пород в широком диапазоне прочности от 20 до 250 МПа. Склерометры L- типа имеют ударный импульс около 0,7 Нм, что намного ниже, чем у N-типа. Это позволяет выполнять тестирование

мягких горных пород и корок выветривания. Склерометры Р-типа предназначены для исследования очень мягких материалов, с предельной прочностью на сжатие менее 70 кПа.

Современные электронно-механические склерометры (молотки Шмидта), в отличие от механических, с помощью встроенных калибровочных кривых автоматически рассчитывают значение прочности. Они также имеют ряд существенных преимуществ и повышенную точность. Для анализа степени выветривания ледниковых валунов стадияльных морен нами использован электронно-механический склерометр отечественного производства «Оникс 2.6.2», в котором плунжер с бойком двигаются в электромагнитном поле, и инициирует электрические токи. Параметры генерирующихся токов фиксируются прибором с высоким разрешением, что позволяет электронному устройству выполнять развернутую запись электрического колебательного процесса удар-отскок вплоть до его затухания, длящегося доли миллисекунды.

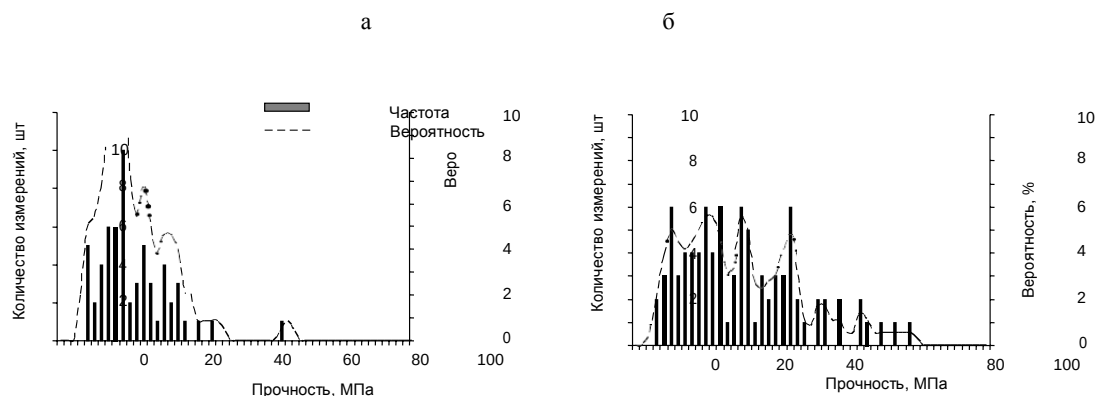


Рис. 1. Распределения измерений прочности корки выветривания на разновозрастной ледниковой морфоскульптуре (гранитоиды) Мандычанского горного массива (хребет Черского). а – ледниковые валуны «досартанского» возраста; б – обломки на поверхности активного каменного глетчера

Встроенная в прибор программа и калибровочные кривые позволяют проводить точное вычисление соотношения поглощенной и отраженной энергии, выполнять непосредственно расчет прочности в единицах СИ с заданной точностью. Данный тип склерометров также имеет программируемую функцию автоматической нормализации оценок прочности, выполненных под разными углами к тестируемой поверхности. Использованный нами прибор включен в систему Госстандартов, калиброван и сертифицирован изготовителем, и дает возможность измерять прочность в пределах от 3 до 100 мПа с погрешностью не более 8%.

Полученные нами частотные распределения прочности и, связанной с ней величины R, на старых выветрелых поверхностях часто имеют полимодальный вид (рис. 1). Это связано с прочностной неоднородностью отдельных фрагментов поверхностей, омоложенных в результате постгенетических процессов шелушения и десквамации, морозного дробления и др. На крупнозернистых и особенно порфировых породах, когда размеры отдельных зерен превышают диаметр бойка склерометра (4-5 мм), полимодальный характер распределения может быть связан с различной прочностью отдельных минералов, либо с наличием катаминированных и фациальных разностей, а также включений. Эти аспекты вносят соответствующие ограничения на применение метода и требуют унификации приемов выбора исследуемых участков и всей методики тестирования.

Поскольку распределения измерений прочности в пределах даже достаточно однородной геоморфологической поверхности имеют часто ассиметричные и полимодальные распределения, возникает вопрос правомочности применения элементарных статистик. Аналогичные вопросы нами неоднократно рассматривались при разработке лихенометрического метода и изучения частотных распределений эпилитных лишайников [11, и др.]. Предварительная обработка результатов измерений остаточной прочности в пределах разновозрастных генераций Мандычанского позднеплейстоценового комплекса показывает относительную устойчивость коэффициентов линейных регрессий, наложенных на вариационные ряды исходных выборок (рис. 2). В этом случае при использовании коэффициентов уравнений в качестве прогнозируемых значений прочности учитываются веса всех элементов выборки и уменьшается влияние полимодальности. На рисунке 3 наблюдается снижение остаточной прочности поверхности ледниковой морфоскульптуры в ходе ее экспонирования. Таким образом, выполненные исследования намечают определенные перспективы использования рассмотренного приема оценки остаточной прочности геоморфологических образований с помощью склерометра. По крайней мере, в качестве дополнительного источника данных о возрасте в комплексе с другими методами. Исследования выполняются при поддержке РФФИ № 08-05-00046.

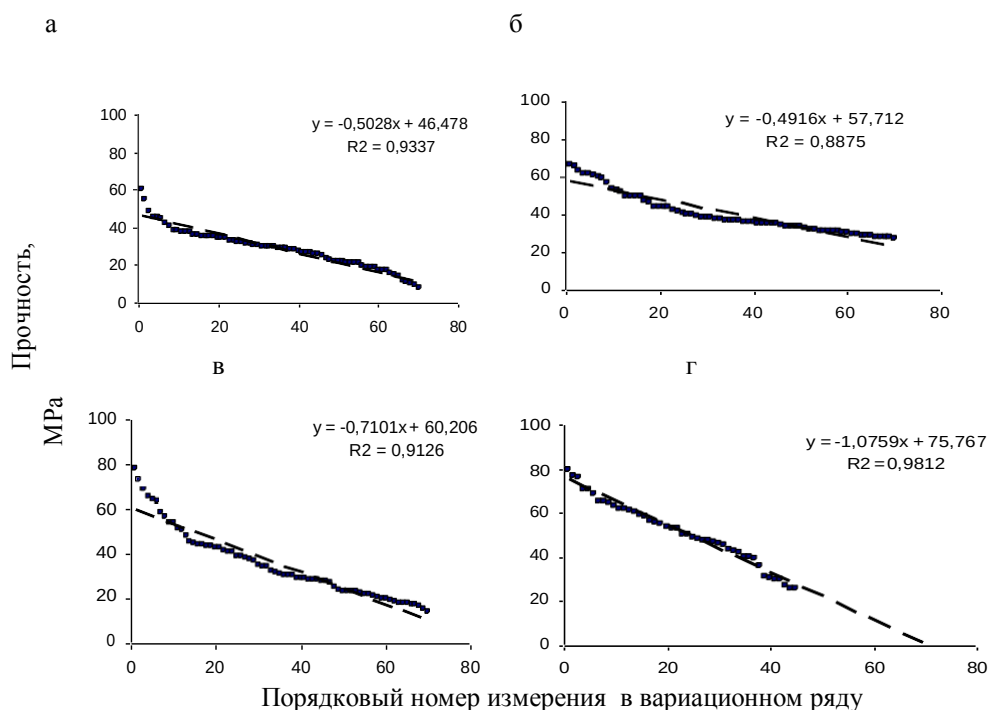


Рис. 2. Убывающие вариационные ряды результатов измерения остаточной прочности на разновозрастной морфоскульптуре Мандычаского ледникового комплекса (хребет Черского). а – валуны на поверхности «досартанской» морены (т.н. 51); б – валуны на гребне сартанского дистального комплекса (т.н. 54); в – глыбы на поверхности раннеголоценового отмершего каменного глетчера (т.н. 56); г – глыбы на поверхности активного позднеголоценового каменного глетчера (т.н. 66).

Литература

1. Goudie A. S. The Schmidt Hammer in geomorphological research // *Progress in Physical Geography*. 2006. № 30. P. 703–718.
2. Matthews J.A., Shakesby R.A. The status of the «Little Ice Age» in southern Norway: relative age dating of Neoglacial moraines with Schmidt Hammer and lichenometry // *Boreas*. 1984. № 13. P. 333–346.
3. Shakesby R.A., John A. Matthews J.A., Winkler S. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: relative-age dating of Holocene moraine complexes at six high-altitude glaciers // *The Holocene*. 2004. Vol. 14, № 6. P. 899–910.
4. Winkler S. The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 2005. Vol. 48. P. 105–116.
5. Shakesby R.A., John A. Matthews J.A., Owen G. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25, Issues 21–22. P. 2846–2867.
6. Brauna D.R., Plummerb T., Ferraroc J.V, Ditchfieldd P., Bishope L.C. Raw material quality and Oldowan hominin toolstone preferences: evidence from Kanjera South, Kenya // *Journal of Archaeological Science*, 2009. Vol. 36, Issue 7. P. 1605–1614.
7. Sljoberg R. Measurement and calibration of weathering processes and lichenometric investigations on a wave washed woraine, Badamalen, on the upper Norland coast, Sweden // *Geogr. Ann.* 1990. № 72 A. P. 319–327.
8. Галанин А.А., Пахомов А.Ю. Опыт применения склерометра «Оникс 2.6.2.» для датирования Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // *Геоморфология*. 2010. № 1. С. 16–25.
9. Goktan R.M., Gunes N. A comparative study of Schmidt hammer testing procedures with reference to rock cutting machine performance prediction // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2005. № 42. P. 466–472.
10. Katz, O., Reches, Z. Roegiers J.C. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2000. № 37. P. 723–728.
11. Галанин А.А. Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. - 74 с.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАНДЫЧАНСКОГО ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА (ХРЕБЕТ ЧЕРСКОГО)

А.А.Галанин, А.Ю.Пахомов

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан

Под позднеледниковьем мы понимаем временной этап от последнего ледникового максимума II морской изотопной стадии (МИС). Позднеледниковые комплексы, в отличие от более древних, имеют наибольшую степень сохранности, четко реконструируемые границы, компактный вид и размеры от первых километров (Приохотье) до 60-70 км (Ныгчеквеевский комплекс в Корякском нагорье) и более [1; 2]. Они состоят, как правило, из осцилляционных морен с возрастными от 30 тыс. л.н. до позднеголоценовых, образующих регрессионный ряд.

Массив г. Бол. Мандычан (2200) сложен среднезернистыми лейкократовыми гранит-порфирами и гранодиоритами позднеюрско-раннемелового возраста, он входит в состав хребта Больших порогов и систему хребтов Черского. Здесь развит расчлененный альпинотипный рельеф 2-3 стадии с отметками стенок каров до 2000-2200 м и относительными превышениями до 1400 м. Позднеледниковый комплекс расположен на северном склоне массива и относится к бассейну оз. Гагар и р. Мал. Мандычан (рис. 1). Он имеет хорошую степень сохранности, сложное строение и протяженность около 12,5 км. Область питания представлена системой многокамерных ступенчатых цирков с отметками днищ от 1000 до 1600 м. Дистальная часть комплекса приурочена к отметкам 640-660 м.

В пределах комплекса выделяется 8-10 стадийных моренных образований (валов), отделенных друг от друга озерными котловинами, ригелями, либо плоскими наледными поверхностями. Наиболее древняя дистальная часть подпруживает оз. Гагар (880 м н.у.м., длина 2 км) и отражает положение края ледника в максимальную фазу последнего (сартанского) оледенения. Она образована системой сближенных и наложенных друг на друга серповидных гряд, изометричных холмов и западин с небольшими озерами, каналобразных понижений. Ширина краевой части около 3,5 км, мощность морены составляет не менее 100 м. К краевой части примыкает флювиогляциальная поверхность (конус), полого наклоненная вниз по долине р. Мал. Мандычан и протягивающаяся до р. Бохапча на расстоянии 10-12 км.

К наиболее поздним генерациям относятся активные и отмершие каменные глетчеры, обнаруженные в истоках руч. Левада. Они частично перекрывают раннеголоценовые моренные формы.

Отсутствие почвенно-растительного покрова, морфометрические и геоморфологические признаки, а также полученные лихенометрические датировки (см. табл.) указывают на их позднеголоценовый возраст.

Обзор литературы по использованию молотка Шмидта (склерометра) и его электронной модификации

Оникс 2.6.2. изложены в одном из докладов настоящего сборника и в [3]. На разновозрастных (стадийных) морфоскульптурных элементах (преимущественно гребнях и вершинах морен) было заложено 11 пробных площадок, образующих продольный профиль протяженностью около 25 км вдоль оси исследуемого ледникового комплекса (см. рис. 1). В верхней и наиболее молодой части заложено профиля были выполнены лихенометрические датировки по методике, которая детально рассмотрена нами в специальных работах [4; 5 и др.].

Полученные значения прочности корок выветривания валунов на гребнях разновозрастных морен Мандычанского ледникового комплекса в целом проявляют взаимосвязь с расстоянием по оси транзита ледникового материала, а также с абсолютной высотой (рис. 2). Статистически достоверно различаются две группы объектов. К первой (площадки 51-56, 67, 68а,б) относятся стадийные морены сартанского и зырянского (51) возраста. Эта группа характеризуется широким разбросом прочностей корок выветривания отдельных валунов. Средние значения внутри серий варьируют от 12 до 60 МПа. Средние средних изменяются от 27 до 38 МПа. Существенных различий между стадиями в этой группе не выявляется. Крупный отмерший присклоновый каменный глетчер расположен в правом борту р. Левады и имеет высоту поверхности 1070,3 м (т.н.56). По лихенометрической датировке он отнесен к первой половине голоцена.

Во вторую группу попадают площадки 64, 65, 66 приуроченные к самой верхней части комплекса, расположенные на поверхности активных каменных глетчеров и самых верхних (поздних) моренах в истоках р. Левада. Прочностные характеристики здесь варьируют от 51 до 59 МПа.

Наиболее крупный каменный глетчер приурочен к левому кару в истоках руч. Левада. Он имеет длину около 2600 м, и сформировался из каровой морены. Он имеет гипертрофированные размеры и аномально деформированную поверхность с разрывами поверхности в транзитной части, свидетельствующую о смещении его фронтальной части (т.н. 59, 60) на расстояние около 1 км в результате быстрых катастрофических процессов.

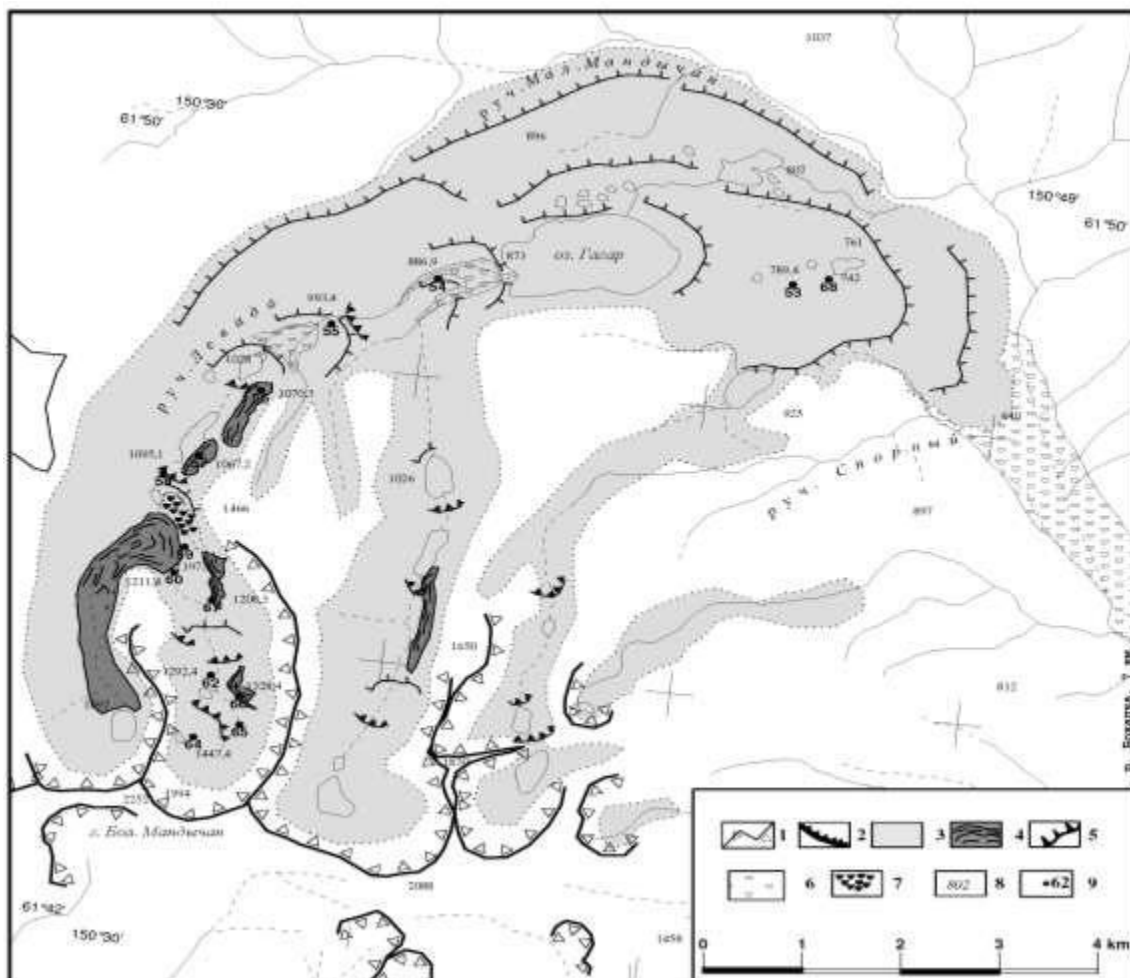


Рис. 1. Геоморфологическая схема позднеледниковой-голоценовой ледниковой системы массива г. Бол. Мандычан (хребт Черского). 1 – бровки ледниковых цирков; 2 – скальные ригели и резкие уступы тальвега; 3 – максимальные границы сартанского оледенения; 4 – каменные глетчеры; 5 – гребни моренных валов; 6 – водно-ледниковые и аллювиальные образования; 7 – крупноглыбовый обвал при разрушении стенки кара; 8 – отметки высот; 9 – точки наблюдений и площадки измерения прочности ледниковых валунов

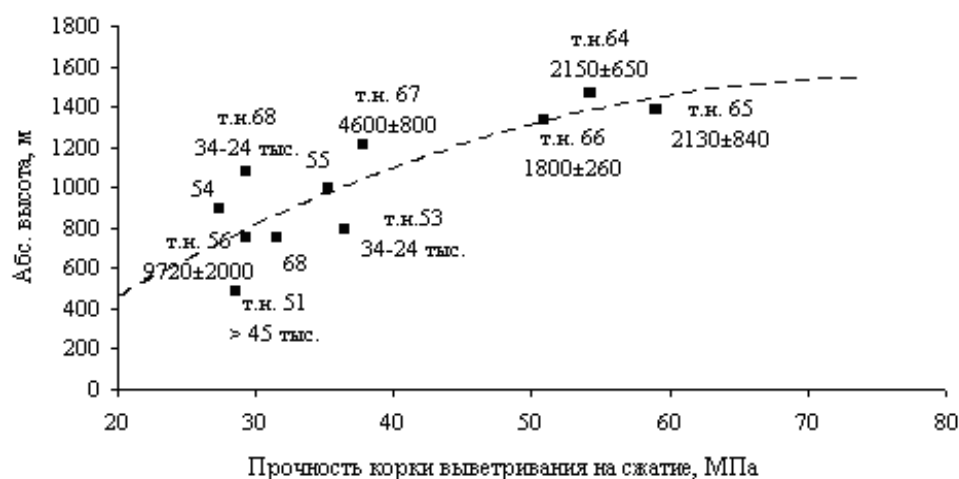


Рис. 2. Связь прочности выветрелой корки ледниковых валунов с их расстоянием от области питания (а) и абсолютной высотой (б). На нижнем рисунке (б) приведены соответствующие датировки голоценовых образований, выполненные по *Rhizocarpon* sp., и датировки экстраполированные из [6]

Лихенометрические датировки фронтальных частей активных каменных глетчеров и льдистых морен в истоках р. Левада варьируют от 4,6 до 1,8 тыс. л.н. Позднеголоценовый возраст данных образований устанавливается также на основе морфометрических и геоморфологических характеристик – слабое развитие постгенетических образований, отсутствие почвенно-растительного покрова и др.

Полученные данные по остаточной прочности экспонируемой поверхности ледниковой морфоскульптуры Мандычанского комплекса не позволяют пока провести четкое расчленение позднесартанских (дриасовых ?) и раннеголоценовых фаз осцилляции, но четко разграничивают позднеплейстоценовую (27-38 МПа) и неогляциальную части комплекса (51-59 МПа). В то же время установлена статистически достоверная зависимость остаточной прочности поверхностей ледниковой морфоскульптуры от расстояния от области питания и от абсолютной высоты морен.

На основе геоморфологического сходства с близлежащими соседним ледниковым районам возраст Мандычанского ледникового комплекса интерпретирован нами как сартанский [1]. Абсолютные отметки оз. Гагар (880 м) и особенности геоморфологического окружения позволяют сопоставить его с аналогичными ледниковыми озерами Джека Лондона (820), Эльгеня (1040 м), Соседнее (822 м), расположенными в хр. Анначаг в 60-80 км к северо-западу и сформировавшимися внутри сартанских ледниковых комплексов. Пыльцевые колонки и датировки первых двух озер указывают, что осадконакопление началось не позднее 15 тыс.л.н., а в оз. Соседнее - 22 тыс.л.н. [6].

Таким образом, имеющиеся геоморфологические данные, результаты оценки прочности ледниковых валунов и сопоставление с датировками ледниковых озер указывают на относительную кратковременность последнего позднеплейстоценового оледенения в регионе, достигшего максимума между 30 и 25 тыс. л.н. и значительно сократившегося уже к 20 тыс. л.н. Последний эпизод ледниковой активности произошел в голоцене и связан с неогляциальной эпохой 4,5-2 тыс. л.н.

Исследования выполнены при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 08-05-00046.

Литература

1. Глушкова О.Ю., Гуалтиери Л. Особенности позднечетвертичного оледенения северной части Корякского нагорья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1998. - С. 112-132.
2. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время // Геоморфология. 2006. № 2. С. 50-61.
3. Галанин А.А., Пахомов А.Ю. Опыт применения склерометра «Оникс 2.6.2.» для датирования Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // Геоморфология. 2010. № 1. С. 16–25.
4. Галанин А.А. Лихенометрические кривые роста *Rhizocarpon* sp. в горах Северо-Востока Азии и Северной Америки // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий / Четвертичная геология, геоморфология, россыпи. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. - С. 11-14.
5. Галанин А.А. Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода. Магадан: СВКНИИ, 2002. 74 с.
6. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных)/ Ред. П.М.Андерсон, А.В.Ложкин. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. – 369 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНКАНО-ДЖАГДИНСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТО- НАДВИГОВОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Колесников^{1,2}

¹ ОАО «Амургеология», г. Благовещенск,

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
Kimkan77@mail.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из наиболее сложных геологических структур Дальнего Востока и Забайкалья. В различное время разными авторами был предложен ряд схем с целью тектонического районирования данной территории. Смена геосинклинальной концепции теорией тектоники литосферных плит обусловила переход от традиционно выделявшихся для данного региона, в зависимости от насыщенности разреза вулканическими породами, мио- и эвгеосинклиналей [1, 4], к складчато-надвиговым системам и террейнам, выделение которых, как правило, отражало взгляды отдельных геологов на структурно-тектоническое строение этого района [2, 3].

Сложность проблемы тектонического районирования обусловлена весьма интенсивной тектонической дислокацией образований, слагающих Монголо-Охотскую область и почти полным отсутствием в них ископаемых органических остатков. Это продиктовало необходимость использования для определения возраста первично осадочных пород косвенный метод – датировки абсолютного возраста ассоциирующих с ними магматических пород, что привело к неоднократному последующему пересмотру возраста первых в весьма широком диапазоне – от протерозоя до среднего палеозоя.

Типичным примером сложно дислоцированных структур центральной части Монголо-Охотской области является крайний восточный сегмент Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы - Янкано-Джагдинская зона, ограниченная с запада так называемым Аникинским порогом, а с востока образованиями Джагдинской зоны (рис. 1).

Янкано-Джагдинская зона имеет вулкано-терригенное наполнение, подчиненное значение имеют карбонатные и пирокластические породы. Разными исследователями образования данной зоны включались в состав различных тектонических структур [1, 2, 4].

Согласно последним научным представлениям отложения, слагающие Янкано-Джагдинскую зону, включены в состав Тукурингского фрагмента Агинского террейна аккреционного клина, сложенного океаническими образованиями при подчиненной роли турбидитов [3].

На наш взгляд, данные полученные в результате этих исследований, нуждаются в некоторой корректировке. При проведении среднемасштабных региональных геологических работ была выработана структурно-тектоническая схема, являющаяся синтезом новейших данных по стратиграфии и тектонике данного района. Согласно этой схеме в составе Янкано-Джагдинской зоны, являющейся крайним восточным сегментом Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы, выделяются Шахтаунская, Янканская и Зее-Тунгалинская подзоны.

Шахтаунская подзона характеризуется двучленным строением – в низах ее развиты карбонатно-терригенные отложения, верхняя часть сложена вулканогенными образованиями. Характерной особенностью подзоны является наличие пирокластических пород умеренно-кислого и кислого состава. Породы незначительно преобразованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма. В низах разреза подзоны обнаружены фаунистические остатки: коралл семейства *Pachyporidae*, а также криноидеи *Eunax aff. ethax Moore et Jefford* и *Schyschatocrinus (?) sp.*, что свидетельствует о среднепалеозойском возрасте вмещающих их отложений.

Янканская и Зее-Тунгалинская подзоны весьма схожи в структурно-вещественном плане. Разделение их обусловлено, на наш взгляд, различной степенью изученности сходных в формационном плане отложений, а также применением к ним стратиграфических схем, разработанных разными авторами. В соответствии с этим, нам представляется правомерным объединение Янканской и Зее-Тунгалинской подзон в одну структуру в ранге подзоны, сопоставимую в тектонической иерархии с Шахтаунской подзоной.

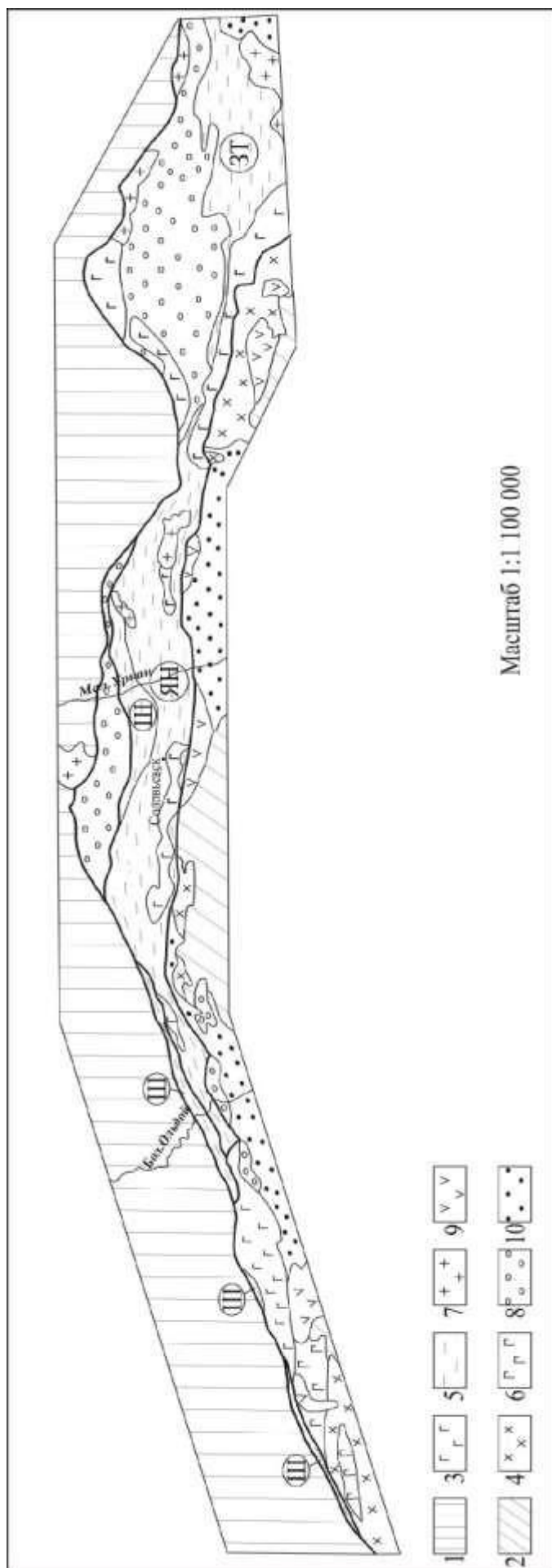


Рис. 1. Схема районирования западной части Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы Монголо-Охотской складчатой области.

1. Алдано-Становой геоблок 2-4 Амурский геоблок: 2 - Осадочные породы палеозойского возраста; 3 - Верхнепалеозойские габброиды; 4 - Верхнепалеозойские гранитоиды; 5 - Амуро-Охотская складчато-надвиговая система (Ш - Шахтаунская подзона, Ян - Янканская подзона, ЗТ - Зее-Тунгалинская подзона); 6 - Верхнепалеозойские габброиды пиканского комплекса; 7 - Нижнемеловые гранитоиды; 8 - Прогиты юрского - нижнемелового возраста; 9 - Прогиты мелового возраста; 10 - Прогиты кайнозойского возраста

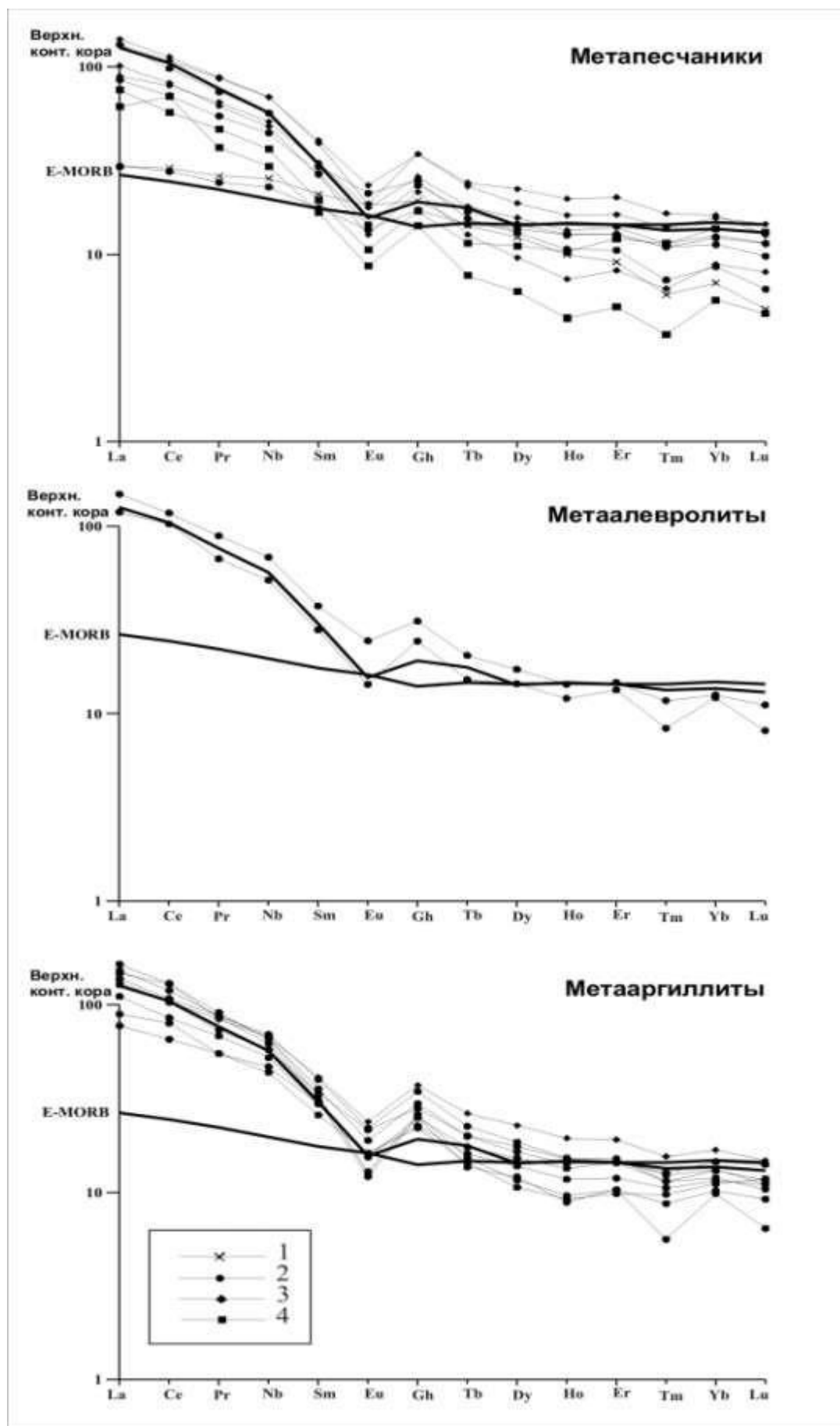


Рис. 2. Нормированные по хондриту C_1 (Sun, McDonough, 1995) спектры распределения РЗЭ в терригенных породах Янкан-Джагдинской зоны. 1 – Первая ассоциация; 2 – Вторая ассоциация; 3 – Третья ассоциация; 4 – Четвертая ассоциация.

Совокупности горных пород этой объединенной подзоны представляют собой образования аккреционного клина, сформировавшегося в преддуговом глубоководном желобе в результате тектонической аккреции. В процессе субдукции происходило «тектоническое скупивание» осадков, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. В результате последующей коллизии образования аккреционного клина были повторно дислоцированы с образованием чешуйчато-надвиговых пластин с различной амплитудой перемещения.

Вулканические и терригенные породы подзоны изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, для них характерно полное отсутствие органических остатков. Это создает значительные трудности при изучении данных образований и диктует необходимость использования литолого-стратиграфического метода при их картировании. Особую роль при применении данной методики занимают геохимические методы исследования осадочных пород.

В составе объединенных Янканской и Зее-Тунгалинской подзон, на основе литолого-фациального анализа, представляется возможным выделить четыре структурно-вещественных ассоциации горных пород, сменяющих друг друга вверх по разрезу. Объем и взаимоотношения выделенных ассоциаций фиксировались в ряде разрезов, расположенных вкрест простирания структур подзоны.

Первая ассоциация, слагающая нижнюю часть подзоны, представлена метавулканиками (метадолериты, метабазалты) с маломощными прослоями метапелитов, реже метапесчаников. Отмечаются единичные прослои мраморизованных известняков мощность которых не превышает 10 м. Мощность ассоциации достигает 1500 м. Спектр распределения РЗЭ в метапесчаниках близок к таковому в базальтах E-MORB (Рис. 2), что свидетельствует о формировании их за счет разрушения последних. Формирование вулканитов ассоциации могло происходить в условиях энсиматической островной дуги.

Вторая ассоциация, залегающая на метавулканиках, сложена метапелитами и метаалевролитами, содержащих прослои метапесчаников и метавулканитов. Мощность ее более 800 м. Породы смяты в сложные ассиметричные, дисгармоничные по отношению к нижележащим метавулканикам и вышележащим метапесчаникам складки. Распределение РЗЭ в метатерригенных породах ассоциации наиболее близко к таковому в верхней континентальной коре (Рис. 2), что однозначно указывает на формирование осадков ассоциации за счет разрушения пород кислого и умеренно-кислого состава. Такие условия осадконакопления могли существовать в обстановке окраинно-континентальной (энсиалической) островной дуги в наиболее удаленных от надводных вулканических построек, глубоководных условиях.

Третья ассоциация представлена флишoidным переслаиванием метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов. Мощность ее более 500 м. Спектр распределения РЗЭ в породах ее близок к спектру распределения во второй ассоциации (Рис. 2), что свидетельствует в пользу формирования данных ассоциаций в различных фациальных условиях одной и той же геодинамической обстановки. Если для пород второй ассоциации были характерны наиболее глубоководные условия формирования, то флишoidные образования третьей, вероятно, образовались на участках глубоководного желоба прилегающих к островной дуге и наиболее благоприятных для формирования турбидитовых отложений.

Венчает разрез подзоны четвертая ассоциация, сложенная метапесчаниками с прослоями метаалевролитов и метапелитов. Мощность ее превышает 400 м. Распределение РЗЭ в породах этой ассоциации занимает промежуточное значение между первой и второй – третьей ассоциациями в связи с чем геодинамическая обстановка формирования ее пород не может быть установлена однозначно. Наиболее вероятно, что песчаники данной ассоциации накапливались в условиях смещения продуктов разрушения основных и кислых пород, что возможно также в обстановке окраинно-континентальной островной дуги.

Литература

1. Геология зоны БАМ. Том 1. – Л.: Недра, 1988 – 442 с.
2. Вольский А.С., Шатков Г.А., Красный Л.И. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004 – 188 с.
3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24-43.
4. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. – М.: Наука, 1980. – 284 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВНУТРИКАЛЬДЕРНОМ ОЗЕРЕ ЧЕРНОЕ (О. ОНЕКОТАН)

Д.Н. Козлов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Изучение морфологических и генетических особенностей внутрикальдерных озер это немаловажная задача, решение которой проливает свет на историю развития вулканов и позволяет решать ряд задач, связанных с вулканопасностью и кальдерообразованием. Курильские острова исключением не являются, и вот уже в течении 5 лет лабораторией вулканологии и вулканопасности ИМГиГ ДВО РАН ведутся работы по исследованию внутрикальдерных озер с помощью современных цифровых эхолотов.

С середины июля по конец августа 2008 г. сотрудники лаборатории принимали участие в работе третьего этапа Международной комплексной экспедиции на Курильские острова, в рамках Курильского биоконексного проекта «Человеческая уязвимость и способность к восстановлению при субарктических изменениях» (грант NSF № ARC-0508109, руководитель доктор Бен Фицхью) [1]. В задачи вулканологического отряда входило исследование проблем истории развития вулканов и их современной активности, работы по вулканическому районированию, изучение структурных элементов и морфологических особенностей различных вулканических построек. Составной частью этих работ было проведение батиметрической эхолотной съемки внутрикальдерного озера Черное (о. Онекотан, влк. Пик Немо).

Целью проведения батиметрической съемки является построение схемы донного рельефа и выявление участков с газогидротермальными выходами, а так же ведется поиск скрытых толщей воды вулканических образований типа подводных куполов или воронок взрыва. В предыдущем этапе экспедиции, проходившем в 2007 году, проводилась батиметрическая съемка кальдерного озера

Бирюзовое, которое находится на о. Симушир, в кальдере Заварицкого [2]. В ходе исследований были обнаружены неизвестные ранее подводные воронки взрыва, а так же, затопленные термальные источники.

На острове Онекотан находится два действующих вулкана: Пик Креницына (1325 м) и Пик Немо (1019 м), в кальдерах каждого из вулканов располагаются бессточные озера Кольцевое и Черное, соответственно (рис. 1).

Кальдерный комплекс Немо представляет собой сложную вулканическую постройку, описание которой впервые в отечественной литературе привел Г.С. Горшков [3, 4]. Позднее подробную статью о его строении опубликовал И.В. Мелекесцев с соавторами [5]. История формирования комплекса насчитывает три основных этапа, в течении которых он приобретал свой современный вид:

- 1) *докальдерный*, верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый, до 690 тыс. л.н.
● связан с образованием фундамента комплекса.
- 2) *кальдерный*, от 45-50 до 25 тыс. л.н. Включает в себя:
 - образование двух древних доледниковых кальдер Немо I и Немо II (45-50 тыс. л.н.), которые частично перекрывают друг друга. Размер депрессии 13.5×11 км, площадь 100 км².
 - образование фрагмента крупного андезитового стратовулкана (нижняя часть конуса) Старый Немо, большая часть которого была разрушена кальдерообразующими извержениями Немо II и III.
 - формирование наиболее молодой в комплексе (25 тыс. л.н.) кальдеры Немо III, размер 5.5×4.5 км, площадь 17 км².
- 3) *посткальдерный*, стратовулканический, от 25 тыс. л.н. до настоящего времени, в этот период образовались:
 - действующий вулкан Пик Немо, сложенный преимущественно андезито-базальтами и находящийся в южной части кальдеры Немо III. Начало образования постройки около 9-10 тыс. л.н., известные исторические извержения в 18 веке и 1906 г. [4].
 - потухший вулкан Пра-Пик Немо, сливающийся с действующим вулканом Пик Немо.

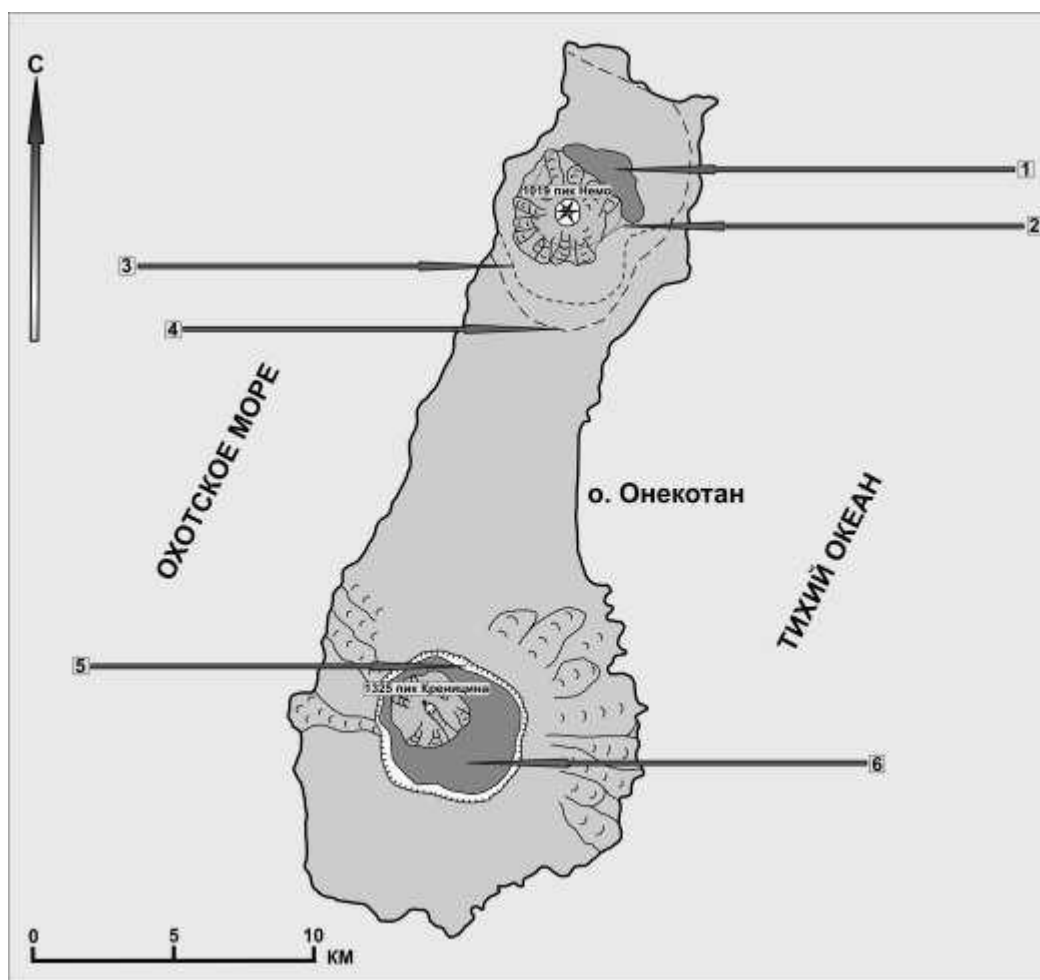


Рис. 1. Схема расположения кальдерных комплексов на острове Онекотан. Цифрами обозначены: 1 - внутрикальдерное озеро Черное; 2 - очертания внутренней кальдеры Немо III; 3 - кальдера Немо II; 4 - кальдера Немо I; 5 - кальдера Тао-Русыр; 6 - внутрикальдерное озеро Кольцовое

В пределах комплекса располагается бессточное внутрикальдерное озеро Черное. Оно находится в северной части острова, в пределах кальдеры Немо III. Озеро имеет размеры 4.5×0.7 км, площадь 5.8 км^2 , высоту уреза воды относительно уровня моря 72 м. Берега обрывистые, труднопроходимые, часто изрезанные оврагами. Они представлены древними грубообломочными лавовыми потоками, которые повсеместно спускаются в воду. Морфологически озеро представляет собой клиновидное углубление в форме полумесяца между северным краем внутренней кальдеры Немо III и постройкой действующего вулкана Пик Немо. Вода здесь на вкус пресная. Сезонные колебания уровня вод невелики, их значение находится в пределах одного метра, это можно определить по характеру размещения растительности вдоль береговой линии. По данным промеров, сделанных предыдущими исследователями с помощью лота и эхолота, максимальная глубина составляла около 80 м [6]. Видимо, такие результаты получены потому, что эхолотные промеры проводились с помощью модели, у которой максимальный рабочий диапазон глубин составляет 80 м.

В экспедиционных работах ИМГиГ ДВО РАН, для батиметрической съемки использовался эхолот Lowrance LMS-527с DF iGPS, установленный вместе с элементами питания на надувную лодку. Излучатель эхолота был установлен в плотном контакте с днищем лодки. Благодаря этому эхолотная съемка проводится без сильных помех от креплений излучателя, потерь скорости и маневренности лодки. Запись профилей велась в режиме частоты излучателя 200 Гц, с одновременной привязкой информации о глубине к координатам спутникового GPS-приемника. Данный способ эхолотной съемки, уже не раз использовался на Курильских островах [2, 7] и зарекомендовал себя, как наиболее надежный и доступный в полевых условиях. Подробное описание методики приводится в статье Д.Н. Козлова и Р.В. Жаркова, [8]. В течение двух дней работы на озере было получено 24 эхолотных профиля, на основе которых была составлена обзорная батиметрическая схема озера (рис. 2).

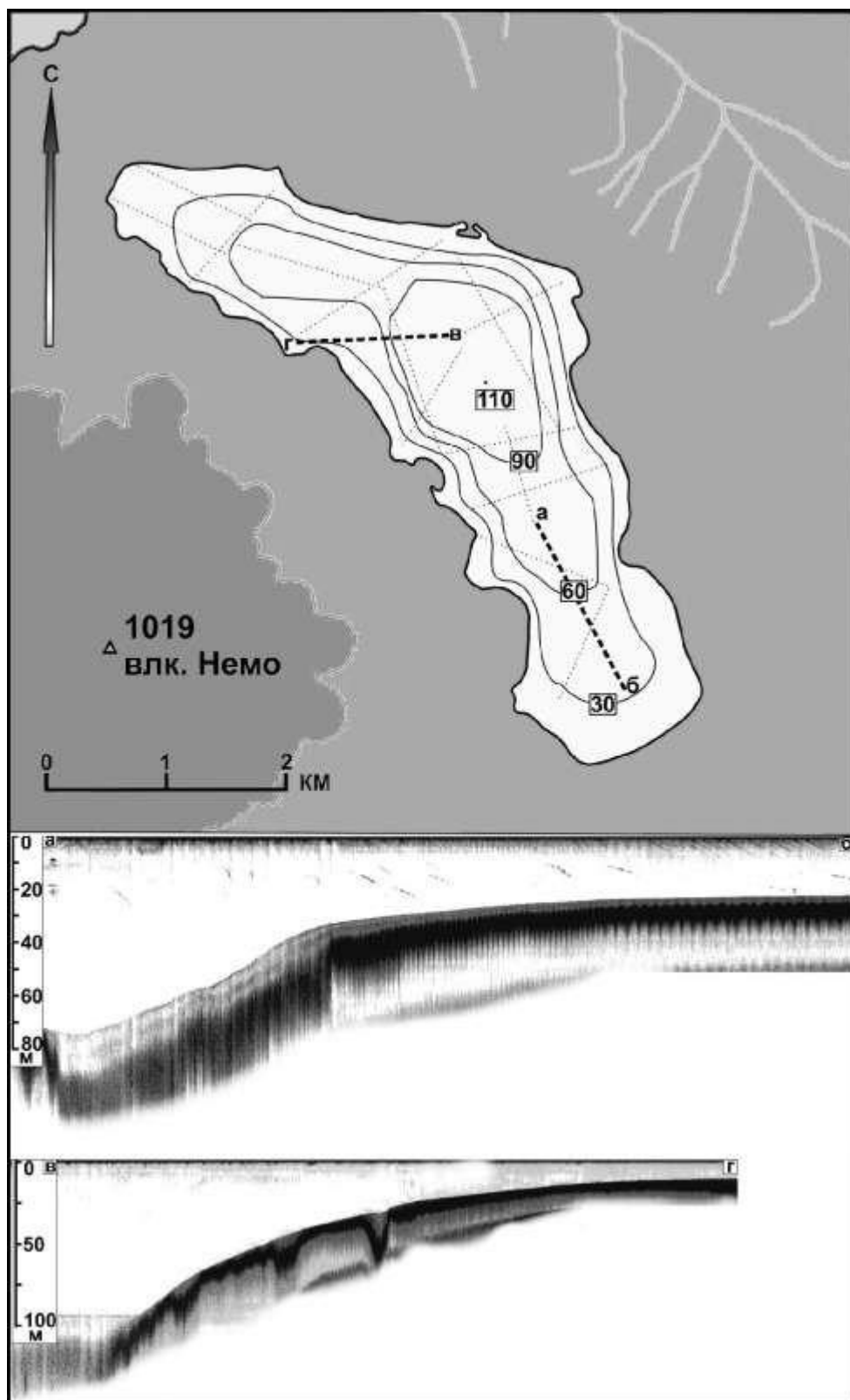


Рис. 2. Батиметрическая схема оз. Черное. Пунктиром на схеме обозначены галсы, жирным выделены профили аб и вг.

На схеме видно, что максимальные глубины сосредоточены в средней части озера. Наибольшее значение, зафиксированное нашим эхолотом, составило 110 м. Возможно, разница в измерениях глубины с другими исследователями озера, составляющая 30 метров - выявлена благодаря использованию современного оборудования и методики. Характер донного рельефа позволяет говорить о том, что в течении длительного периода времени здесь отсутствовали какие-либо гидроэксплозии. По-видимому, многие донные неровности нивелируются илистыми отложениями. Об обилии таких отложений говорит полоса помех, которую можно рассмотреть на профиле «вг», на глубине около 100 м.

Как прямые, так и косвенные признаки говорят о том, что ни одного газогидротермального выхода в воды озера не существует. Косвенным подтверждением этому служит наличие в водах озера специфической изолированной формой гольца *Salvenius gritzenkoi*. Если бы на дне озера имелись выходы газов или горячих вод, это без сомнений отразилось бы на профилях, из-за различной скорости звуковых волн в воде насыщенной газами и с разной плотностью.

Проведенные работы по исследованию донного рельефа и вод озера Черное подтвердили хронологическую картину формирования кальдерного комплекса Немо, описанную Г.С. Горшковым и И.В. Мелекесцевым. Никаких следов извержений за последнее время здесь не обнаружено. Можно предполагать, что вулкан находится в относительно спокойной стадии активности периферийной зоны, такой как дно внутренней кальдеры. Важно отметить, что информация о строении озера Черное составляет целый сегмент в работе о кальдерных озерах Курильских островов, так как оно оказалось первым, среди подобных и без признаков вулканической активности.

Работа выполнена при поддержке грантов: грант Национального Научного Фонда США, руководитель доктор Бен Фицхью, № ARC-0508109. Гранта РФФИ № 07-05-10070К, грантов ДВО РАН № 06-II-CO-08-031, № 06-III-B-08-371 и № 07-III-D-08-097.

Литература

1. Левин Б.В., Фитцхью Б., Буржуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2008 г. (III этап) // Вестник ДВО РАН. 2009. № 2. С. 134-142.
2. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Результаты исследования внутрикальдерного озера Бирюзовое на вулкане Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: III Сахалинская молодежная науч. школа, 3-6 июня 2008 г., Южно-Сахалинск: [сб. материалов]. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. С. 57-62. (а)
3. Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов // Бюл. вулканологических станций. 1957. № 25. С. 96-178.
4. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
5. Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Немо III (о. Онекотан, Северные Курилы): строение, ^{14}C возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных продуктов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32-51.
6. Савваитова К.А., Гриценко О.Ф., Груздева М.А., Кузищин К.В. Жизненная стратегия и фенетическое разнообразие гольцов рода *Salvelinus* из озера Черное (о. Онекотан, Курильские острова) // Вопросы ихтиологии. 2000. Т. 40, № 6. С. 743-763.
7. Козлов Д.Н., Белоусов А.Б. Современные методы исследований внутрикальдерных озер активных вулканов (на примере вулкана Головнина, о. Кунашир, Курильские о-ва) // XIII научное совещание географов Сибири и дальнего востока 27-29 ноября 2007 г., Иркутск: [сб. материалов] Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 1. С. 142-144.
8. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Новые данные по морфологии внутрикальдерных озер островов Кунашир и Симушир // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2009 №2. Вып. № 14 С. 159-164. (б)

МЕСТООБИТАНИЯ МААСТРИХТСКИХ ДИНОЗАВРОВ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА ПРИАМУРЬЯ

В.С. Маркевич¹, Е.В. Бугдаева¹, Ю.Л. Болотский²

1 - Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

2 - Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В Зейско-Буреинском бассейне Приамурья время известно шесть местонахождений - на окраине г. Благовещенск, возле дер. Гильчин, р. Дим и Кундур на левом (российском) берегу р. Амур, а также местонахождения Улага и Лунгушань на правом (китайском) берегу.

В.С. Маркевич удалось выделить спорово-пыльцевые спектры из разрезов, что позволило не только скоррелировать с другими местонахождениями ископаемых рептилий Российского Дальнего Востока, но и получить обширную палинологическую характеристику слоев с динозаврами [6, 7, 8, 15, 11, 14]. Был выявлен раннемаастрихтский возраст местонахождений Кундур и Лунгушань, среднемаастрихтский - Благовещенск, Гильчин, Димское и Улага.

Благовещенск. Расположено на западной периферии Зейско-Буреинской равнины. Оно обнажается в уступе высокой террасы р. Амур, на западной окраине г. Благовещенск. Более 90% костных фоссилий, найденных в пролювиальных отложениях, принадлежит *Amurosaurus riabininii* [1, 2, 9]. Встречены, в основном, остатки юных особей; очевидно, здесь было место выращивания детенышей гадрозавров или, образно говоря, "детский сад" [13].

Для палинокомплекса характерно значительное содержание двумешковой пыльцы хвойных (около 30%). Высоко значение спор папоротникообразных (в среднем около 14%), ульмоидной и трипоратной пыльцы. Почти в равном соотношении (по 5-7%) пыльца *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Taxaceae* (ТСТ), трикопчатая и типа "unica". Около 20% составляет группа "другие". Ее слагает в основном пыльца голосеменных (араукариевые) и разнообразных покрытосеменных; значение спор папоротников в этой группе не превышает 4%.

Гильчин. Располагается в песчаном карьере на окраине с. Гильчин Тамбовского района Амурской области. Здесь в аллювиальных отложениях были найдены позвонки крупного гадрозавра, зуб *Tyrannosauridae* indet., щиток черепахи *Trionichidae* indet.

Для палинокомплекса из местонахождения Гильчин характерно высокое содержание спор папоротникообразных, далее по степени убывания значимости - пыльцы двумешковой, ТСТ, трикопчатой, *Ulmoideipites*, *Ginkgocycadophytus* и пыльцы типа "unica". Ничтожно мало количество трипоратной пыльцы. Группа "другие" составляет 30%. В нее входят в основном споры папоротникообразных, среди которых доминируют глейхениевые.

Димское. Оно представляет собой заброшенный карьер на северной окраине с. Ярославка Михайловского района Амурской области. Здесь в аллювиальных русловых фациях среди многочисленных окремненных стволов древесины таксодиевых и покрытосеменных (определение М.А. Афонина) встречены редкие разрозненные обломки костей посткраниального скелета динозавров. Определена плечевая кость гадрозавра из подсемейства *Lambeosaurinae*.

Для палинокомплекса из местонахождения Димское характерно доминирование спор папоротникообразных, на втором месте - трикопчатая пыльца растений, характерных для долинных речных сообществ (платановых и ильмовых). Примерно в равном соотношении участие двумешковой пыльцы, пыльцы ТСТ и *Ginkgocycadophytus*. Очень мало значение трипоратной пыльцы и пыльцы типа "unica". Более 20% составляет группа "другие". В нее входят примерно в равном количестве преимущественно споры папоротников и мохообразных, а также пыльца типа "oculata", которую продуцировали водные растения.

Улага. Находится в юго-восточной оконечности Зейско-Буреинского бассейна, на правобережье р. Амур. В разрезе этого местонахождения хорошо выражены аллювиальные красновато-желтого цвета и пролювиальные серого цвета фации, т.е., по седиментологическим данным можно утверждать, что костеносные тафоценозы формировались в условиях речных долин селевыми потоками. В захоронении многочисленны крупные кости; они приурочены к нижней части пролювиальных отложений. Тафоценоз более чем на 80% состоит из костей ламбеозаврового гадрозаврида *Sahaliyana elunchunorum* gen. et sp. nov. В этом месте также найдены изолированные кости плоскоголового гадрозаврида *Wulagasaurus dongi* gen. et sp. nov. [12].

В палинокомплексе доминируют споры папоротникообразных (более трети всех палиноморф) и трикопчатая (около 21%) пыльца. Высоко значение пыльцы *Ginkgocycadophytus* и ТСТ, каждой по 13%.

Участие двумешковой и трипоратной пыльцы довольно мало - соответственно 9% и 8%. Значение пыльцы типа "unipala" ничтожно мало. Совершенно отсутствует пыльца ильмовых и водных растений.

Местонахождения динозавров Благовещенск и Улага располагаются в краевых частях Зейско-Буреинского бассейна, в то время как Гильчин и Димское - в местах, удаленных как от склонов долины, так и от срединной самой глубокой части впадины, которая, возможно, была занята водоемами. Также два последних находятся относительно недалеко от прохода из впадины Сунляо. В разрезе всех местонахождений хорошо выражены аллювиальные фации, т.е., можно утверждать, что костеносные тафоценозы формировались в условиях речных долин.

Для палинофлоры Благовещенского местонахождения характерно доминирование представителей Pinaceae и Araucariaceae, говорящих о близости горного обрамления впадины. Участие папоротников и таксодиевых, пусть и в незначительном количестве, свидетельствует о существовании небольших заболоченных водоемов в пойме реки. Не исключено, что они играли роль "инкубаторов" при выращивании динозавровой молодежи. В этой части бассейна предгорные склоны восточной и юго-восточной экспозиции; по всей видимости, они хорошо прогревались солнцем, и были благоприятны для воспроизводства новых поколений гадрозавров. По всей видимости, в этом месте были какие-то особенные, специфичные условия (возможно, это недоступность или малая доступность хищников), если гадрозавры выбрали его для размножения и подрастания молодых особей.

В местонахождении же Гильчин повреждения на костях отсутствуют, вероятно, из-за малой дальности переноса; возможно, место захоронения динозавров было недалеко от мест их обитания. Находки костей удивительно больших размеров; возможно, здесь обитали только взрослые особи. Не исключено, что характер водотоков был довольно спокойный; существовало множество стариц, в которых произрастали водные растения, продуцировавшие пыльцу *Orbiculapollis*. О заболоченности субстрата свидетельствует большое количество спор папоротников в палинокомплексах, а также довольно значительное - пыльцы таксодиевых.

Высокое содержание трикольпатной пыльцы и пыльцы Ulmaceae в палиноспектрах обычно говорит о существовании долинных речных светлых лесов. Чаще всего, трикольпатная пыльца связывается с платановыми. Ныне живущие представители последних никогда не образуют сомкнутые древостои [5]. Современные ильмовые также представляют собой неприхотливые деревья, которые могут переносить крайне изменчивые факторы среды, одним из которых является колебания уровня воды [4].

Сказанное выше может свидетельствовать о существовании в конце мелового периода резко изменчивых условий среды, возможно, непостоянного поступления воды. О последнем может говорить также развитие пролювиальных отложений в одновозрастных местонахождениях динозавров Благовещенск и Улага. Современные селевые потоки формируются в районах горного рельефа с неравномерным выпадением осадков. Вероятно, в середине маастрихта территория, как самой впадины, так и ее склонов покрылась вулканическим пеплом после извержения вулканов. В настоящее время на Камчатке после пеплопадов вода непригодна для питья, ягоды (они становятся горькими) - для еды. Не исключено, что и в маастрихте после такого катастрофического события динозавровая фауна претерпела массовую смертность. Ливни, смешавшись с вулканическим пеплом, сформировали грязевые потоки, которые сносили в низины по речным долинам камни, глины, трупы животных и отдельные кости и захоранивали их.

Малое количество двумешковой пыльцы в палиноспектрах Гильчин и Димское может быть обусловлено далеким расстоянием до склонового обрамления впадины. Причем ее значение очень мало для алевролитов и увеличивается в песчаниках. Возможно, песчанистые фации формировались в результате паводков или наводнений; и привнос пыльцы Pinaceae в это время возрастал.

Окременная древесина из Димского по устному сообщению М.А. Афонина представлена стволами деревьев секвойевых и покрытосеменных. Такой тип сохранности определяется щелочной обстановкой в древних почвах и иловых водах, обычно связанных с аридной климатической обстановкой [10]. Как уже упоминалось выше, древесина окатана, значит, по всей видимости, была принесена с сухих склонов в старицу потоком какого-либо наводнения и захоронилась. Современные секвойевые и сейчас образуют довольно обширные лесные массивы в Северной Америке, преимущественно по побережьям. Не исключено, что и в конце мелового периода эти представители хвойных формировали лесное обрамление впадины. У современной секвойи имеется удивительная способность давать обильную и быстро растущую поросль [3; с. 377].

Район местонахождения Улага представлял собой обширную речную долину, поросшую платановыми и гинкговыми. Берега реки были покрыты папоротниками и таксодиевыми. Скорее всего, здесь не было тихих заводей, поросших водными растениями, как в средней части впадины. Также у реки был довольно постоянный режим снабжения, без резких колебаний уровня. Основанием для такого заключения является доминирование платановых и полное отсутствие ильмовых.

В целом, можно предположить, что местообитания динозавров Зейско-Буреинского бассейна в середине маастрихта были приурочены к широкой речной долине с меандрирующей рекой и с большим количеством озер и стариц, заросших водными растениями. Растения должны были обеспечивать жизнедеятельность больших динозавров (гадрозавры достигали иногда более 10 м в длину). Для этих животных была характерна гregarность, т.е., они обитали семьями и стадами, что также требовало большого количества корма.

Берега водоемов покрывала пышная, быстро возобновляемая растительность, представленная разнообразными папоротниками и таксодиевыми. За этим прибрежным поясом иногда произрастали ильмовые леса, сменявшиеся платановыми с редкими березовыми и ореховыми, и также гинкговыми и цикадофитами. Склоны были заняты сосновыми, таксодиевыми, араукариевыми и гинкговыми.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00168, 10-05-00151) и Дальневосточного отделения РАН (грант № 09-1-П15-02).

Литература

1. Болотский Ю.Л. Благовещенское местонахождение меловых динозавров // Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С. 109-114.
2. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Благовещенск, 1991. С. 94-103.
3. Жизнь растений. Т. 4. Мхи. Плауны. Хвощи. Папоротники. Голосеменные растения. / Под ред. И.В. Грушвицкого и С.Г. Жилина. М., 1978. 447 с.
4. Жизнь растений. Т. 5 (1). Цветковые растения / Под ред. А.Л. Тахтаджяна. М., 1980. 430 с.
5. Лесная энциклопедия. Т. 2. / М., 1986. 631 с.
6. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. – Владивосток, 1995. – 200 с.
7. Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров в Приамурье // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 96-107.
8. Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Флора и корреляция слоев с остатками динозавров Российского Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 114-124.
9. Моисеенко В.Г., Болотский Ю.Л. О динозаврах Приамурья. – Благовещенск, 1988. –36 с.
10. Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 10-18.
11. Флора и динозавры пограничных меловых и палеогеновых слоев Зейско-Буреинского бассейна / под ред. Е.В. Бугдаевой. – Владивосток, 2001. –162 с.
12. Godefroit P., Hai Shulin, Yu Tingxiang, Lauters P. New hadrosaurid dinosaurs from the uppermost Cretaceous of northeastern China // Acta Palaeontologica Polonica. 2008. Vol. 53 № 1. P. 47 – 74.
13. Lauters P., Bolotsky Y.L., Van Itterbeeck J., Godefroit P. Taphonomy and Age Profile of a Latest Cretaceous Dinosaur Bone Bed in Far Eastern Russia // *Palaios*. 2008. Vol. 23. P. 153-162.
14. Markevich V.S. Palynological zonation of the continental Cretaceous and lower Tertiary of eastern Russia // Cretaceous Research. 1994. Vol. 15. P. 165-177.
15. Markevich V.S., Bugdaeva E.V. The Maastrichtian flora and dinosaurs of the Russian Far East // Goodman, D.K., and Clarke, R.T. (eds.). Proceedings of the IX International Palynological Congress, Houston, Texas, U.S.A., 1996; American Association of stratigraphic Palynologists Foundation. 2001. P. 139-148.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИАМУРСКОЙ ЧАСТИ НОРА- СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю. В. Смирнов, Ю. Н. Смирнова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Нора-Сухотинский террейн представляет собой сложно построенную тектоническую структуру, которая рассматривается в качестве фрагмента Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, протягивающегося от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на Северо-Восток Китая и в прилегающие районы российского Дальнего Востока.

В пределах Приамурской части в строении террейна принимают участие условно силурийские зеленокаменно измененные вулканические и девонские терригенно-карбонатные образования. Эти породы несогласно перекрыты терригенными породами пермского возраста, меловыми вулканогенно-осадочными породами и рыхлыми отложениями Амуро-Зейской впадины [1].

В данной публикации рассмотрены геохимические особенности песчаников живетского яруса девона приамурской части Нора-Сухотинского террейна.

Эти породы состоят из угловатого и полуугловатого обломочного материала алевропсаммитовой размерности (0.05-0.15 мм). Обломки представлены главным образом кварцем - 30-40 %, плагиоклазами (олигоклазом и андезином) - 10-30 %, пироксеном - 5 % (в некоторых разностях содержание пироксена достигает 15 %). Среди акцессорных минералов выявлены единичные включения циркона и рудных минералов. Цемент контактовый, контактово-поровый, базальный серицит-кварцевый состава и реже регенерационный. Песчаники часто карбонатизированы и ожелезнены.

Песчаники девонского возраста при нормировании на хондрит характеризуются обогащением как легкими (в сто раз), так и тяжелыми РЗЭ (в десять раз) при умеренно дифференцированном характере распределения РЗЭ ((La/Yb)_n=6-15). Европиевая аномалия для большинства псаммитов имеет отчетливое отрицательное проявление (Eu/Eu*=0.67-0.80), тогда как в единичных образцах эта величина имеет более высокие значения (Eu/Eu* до 0.87). Содержания большинства литофильных элементов соответствуют верхней континентальной коре (UCC) по [3]: Sr (165-725 ppm), La (14-31 ppm), Ce (28-71 ppm), Ba (138-890 ppm), Sc (12-24 ppm), Y (11-27 ppm) при деплетировании U (до 2.1 ppm), Zr (до 170 ppm), Nb (до 13 ppm), Pb (до 5 ppm), Rb (до 54 ppm), Th (до 6 ppm) и обогащении Ni (29-60 ppm), Cr (28-146 ppm) и V (114-223 ppm).

Исследуемым породам свойственно более низкое суммарное содержание РЗЭ по сравнению с глинистыми сланцами, при сохранении типичных в целом для осадочных пород показателей: - отрицательной европиевой аномалии и обогащение ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ. На основе чего, можно предположить, что основной вклад в формировании терригенных пород террейна внесли отложения верхней континентальной коры.

Для разграничения состава в источнике сноса использовались диаграммы - Th-La-Sc, Th-Hf-Co и Th/Co-La/Sc [3, 5], где фигуративные точки локализуются между полями кислого и основного состава, тяготея к вершинам La и Co или в полях пород кислого состава и частично - основного. Для этих же целей был также использован ряд отношений малых элементов, которые переносятся в области осадконакопления без существенной дифференциации [3]. Большая часть рассматриваемых песчаников девонского возраста имеют значения, соответствующие кислым породам (высокие величины Th/Sc (до 0.56), La/Sc (до 1.62), La/Co (до 3.33) и V/Ni (до 7.35)). Встречены также песчаники со значениями величин типичных для основных пород (высокие отношения Cr/Zr (до 2.96), Cr/V (до 1.20) при низких - Th/Co (min - 0,04) и Th/Cr (min - 0.01)). Эти данные могут свидетельствовать о существовании в областях сноса источников материала как кислого, так и основного составов.

Анализ дискриминационных диаграмм Th-La-Sc, Th-Sc-Zr/10 и Th-Co-Zr/10 [4], позволяет предположить, что накопления песчаников девонского возраста проходило в островодужных обстановках. Данный вывод согласуется с имеющимися данными о тектонических условиях накопления Нора-Сухотинского террейна [2].

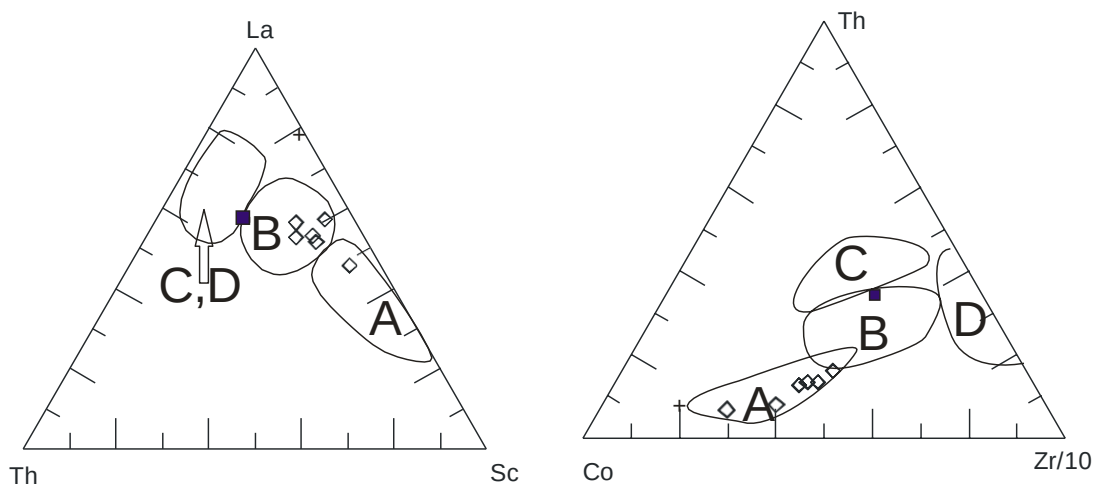


Рис. Положение фигуративных точек песчаников живецкого яруса (◇) Нора-Сухотинского террейна на диаграммах Th-La-Sc (а) и Co-Th-Zr/10 (б).

Условные обозначения: ■ - верхняя континентальная кора, + - нижняя континентальная кора по (3). Поля отложений: островных дуг: А - океанических; В - приконтинентальных; обстановок: С - активных континентальных окраин; D - пассивных окраин.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 09-II-CY-08-004, 10-III-B-08-220).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / под ред. Ханчука А. И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – 572 с.
2. Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24-43.
3. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
4. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181-193.
5. Wronkiewicz D. J., Condie K. C. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 2401-2416.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ю. Н. Смирнова, Ю. В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Ольдойский террейн находится в пределах северной (в современных координатах) окраины Аргунского супертеррейна, обращенного к структурам восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Согласно ранее существовавшим представлениям эта структура рассматривалась в качестве "миогеосинклинали" [2 и др.], а в настоящее время интерпретируется как фрагмент пассивной континентальной окраины [1, 5 и др.].

Стратифицированные образования рассматриваемого террейна представлены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями [2]: 1 - силурийскими кварцевыми песчаниками, алевролитами, конгломератами с редкими прослоями известняков (омутнинская свита), которые характеризуются брахиоподами Монголо-Тувинской палеобиогеографической провинции (род *Tuvaella*) [7]; 2 - нижнедевонскими тонкозернистыми и псаммитовыми терригенными образованиями (большеневверская свита); 3 - ниже- и среднедевонскими известняками, песчаниками, алевролитами (имачинская свита); 4 - средне- и верхнедевонскими алевролитами и песчаниками с прослоями известняков (ольдойская и тепловская свиты). Для отложений девона характерны брахиоподы Монголо-Охотской палеобиогеографической провинции [7]; 5 - нижнекаменноугольными песчаниками, алевролитами с прослоями известняков и конгломератов (типаринская свита), где установлены брахиоподы (род *Tomtops*, *Torynifer* и другие) бореальной области [7].

Ранее [9] нами были рассмотрены геохимические особенности отложений нижней (омутнинская и большеневверская свита) части разреза Ольдойского террейна. Было показано, что эти особенности свидетельствуют о том, что накопление указанных отложений происходило в обстановке пассивной континентальной окраины.

В настоящей публикации рассмотрены особенности химического состава пелитов и псаммитов типаринской свиты нижнекаменноугольного возраста, представляющие верхнюю часть разреза Ольдойского террейна. Исследования литохимического состава пород проводилось с использованием метода РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). А определение содержания РЗЭ и элементов-примесей - методом ICP-MS в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск).

Алевролиты и песчаники типаринской свиты имеют зеленовато-серый – серовато-черный цвета, массивной и сланцеватой текстуры.

Тонкозернистые образования свиты сложены полуокатанными и полуугловатыми обломками алевроитовой размерности (до 45 % объема породы) и по составу представлены кварцем (30-35 %), слюдами (5-10 %) и единичными включениями плагиоклаза (олигоклаза и андезина). Среди акцессорных минералов выявлены включения циркона и лейкоксена. Цемент базальный серицит-глинистого и серицит-кремнистого состава. Порода подвержена карбонатизации и ожелезнению.

Песчаники содержат полуокатанный, полуугловатый и редко угловатый обломочный материал алевропсаммитовой размерности (0.1-0.3 мм). По составу обломки, главным образом, представлены кварцем (30-40 %), полевыми шпатами (5-35 %), кварцитом (10 %) и чешуйками мусковита (5 %). Среди акцессорий наблюдаются единичные включения циркона, лейкоксена и рудных минералов. Цемент базальный и контактово-поровый серицит-глинистого состава. Местами псаммиты карбонатизированы и ожелезнены.

Для классификации осадочных пород по составу использовались литохимические модули, предложенные Юдовичем Я. Э. и Кетрисом М. П. (АМ и ГМ), а также построены дискриминационные диаграммы Предовского А. А., Петтиджона Ф. и др. и Херрона М.

Терригенные отложения типаринской свиты согласно ГМ ($(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$) и АМ (Al_2O_3/SiO_2) [3], которые варьируют в пределах 0.15-0.31 и 0.12-0.25 соответственно, относятся к слабглинистым и глинистым силицитам.

С помощью дискриминационной диаграммы Предовского А. А. возможно разграничение осадочных пород по содержанию глинистой составляющей (ГМ) и по составу ($ФМ=FeO+Fe_2O_3+MgO/SiO_2$) [8]. Отложения верхней части разреза Ольдойского террейна расположены в поле субграувакк и граувакк, а по величине частной глиноземистости - в области низкоглинистых пород.

На диаграмме Петтиджона Ф. и др. ($\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$) [6] и Херрона М. ($\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$) [12] песчаники и алевролиты типаринской свиты, так же как на диаграмме Предовского А. А., имеют преимущественно «граувакковый» состав.

Тонкозернистым породам типаринской свиты свойственно обогащение ЛРЗЭ в 100 раз и ТРЗЭ в 10 раз по сравнению с хондритом. Пелитам характерно умеренное дифференцирование спектров РЗЭ (La/Yb) $n=8.3-9.4$ и отчетливо проявленная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.41-0.48$). Уровень концентрации в песчаниках ЛРЗЭ в 100-200 раз, а ТРЗЭ – в 20-40 раз превышают хондритовый. Породам свойственно умеренное дифференцирование спектра РЗЭ (La/Yb) $n=6.0-7.8$ и более высокие значения отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.40-0.78$) по сравнению с таковыми в алевролитах (рисунок 1).

Спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых породах и песчаниках типаринской свиты сходны с таковыми в средних постархейских образованиях различных частей мира [10] и могут свидетельствовать о том, что в областях размыва преобладали породы кислого состава.

Пелиты и псаммиты исследуемой свиты имеют типичные для верхней континентальной коры (UCC) (10) содержания La (14-40 ppm), Ce (28-67 ppm), Nd (13-37 ppm), Y (10-33 ppm) и Yb (2.1-3.6 ppm) при деплетировании в отношении остальных элементов-примесей (рисунок 2).

Для установления геодинамических обстановок накопления отложений типаринской свиты использовались диаграммы [11, 13], с помощью которых можно предположить, что накопление образований верхней части террейна проходило в условиях активной континентальной окраины и островных дуг, что согласуется с наличием вулканического материала в отложениях средне-верхнедевонской ольдойской свите [4] и слабой окатанности и грубозернистости обломочного материала рассматриваемой свиты. Таким образом, на основе полученных данных можно предположить смену пассивной континентальной окраины орогенными условиями накопления осадочных пород при переходе снизу вверх по разрезу Ольдойского террейна.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты 09-II-CV-08-004, 10-III-B-08-221).

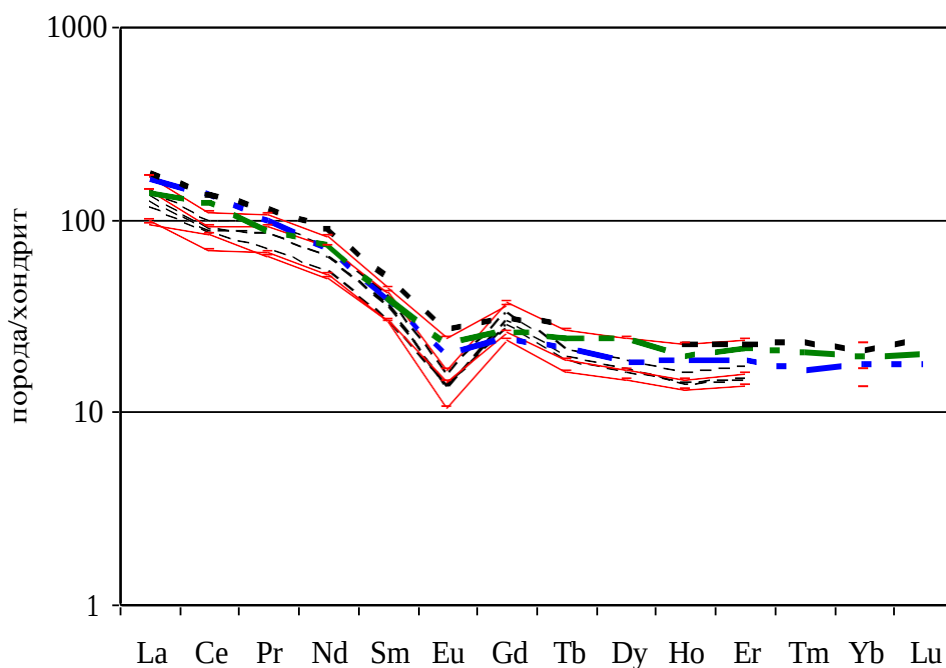


Рис. 1. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых породах (---) и песчаниках (—) верхней части разреза Ольдойского террейна и в основных стандартах: среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS: -·-·-), составной пробе палеозойских глинистых сланцев Северной Америки (NASC: -△-△-) и глинистых сланцах Европы (ES: -□-□-).

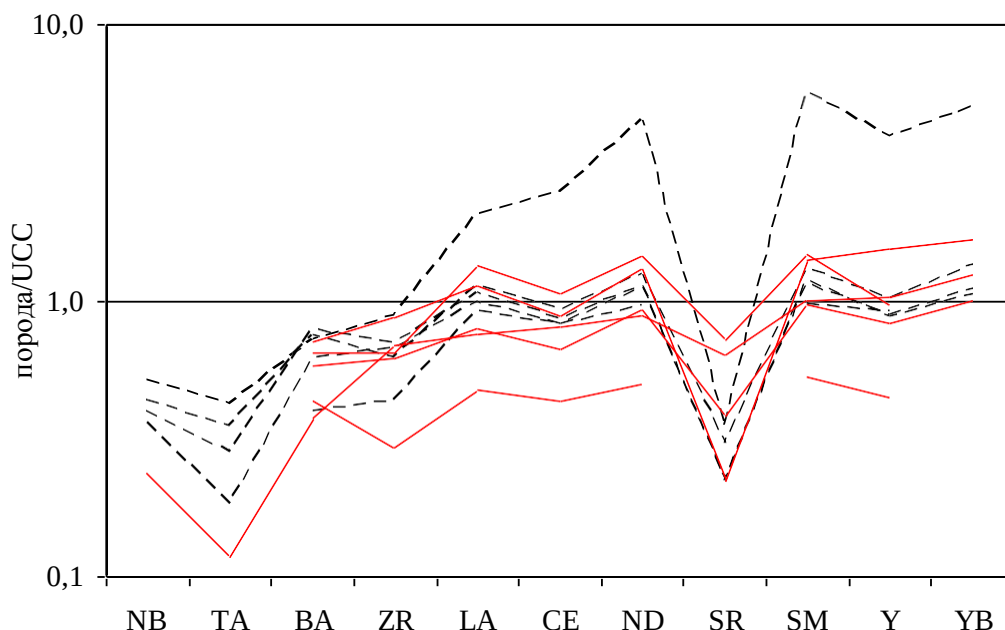


Рис. 2. Спайдердиаграмма для терригенных пород верхней части Ольдойского террейна. Условные обозначения на рисунке 1.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / под. ред. Ханчука А. И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геология зоны БАМ. Геологическое строение / под ред. Козловского Е. А. Министерство геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский институт – Л.: Недра, 1988.-443 с.
3. Интерпретация геохимических данных / под ред. Складорова. - М.:Интермет Инжиниринг, 2001. Т. 1. – 288 с.
4. Козак З.П., Вахтомин К.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Издание второе. Становая серия. N-51-XVI./ Ред. Л.П.Карсаков. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000.
5. Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгатов А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. С. 7-41.
6. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
7. Попеко Л. И., Натальин Б. А., Беляева Г. В., Котляр Г. В., Шишкина, Г. Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 19-30.
8. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего девона. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
9. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности силурийских и нижне-среднедевонских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Выпуск 6. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 108.
10. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. 384 с.
11. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181-193.
12. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.
13. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. Vol. 94, № 5. P. 635-650.

ГЕОЭКОЛОГИЯ ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

СОЗДАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ «МЕГАСИСТЕМА «ОЗЕРО БАЙКАЛ — ПОТОКИ»»

О.Ю. Астраханцева

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

astra@igc.irk.ru

Разработка научно обоснованных, современных информационных и правовых методов регулирования рационального природопользования водного объекта «Оз. Байкал» может быть наиболее эффективной лишь с учетом всех современных научных знаний о состоянии и эволюции геологической среды. Однако физико-химическое направление исследования геологических результатов взаимодействия в системе «воды оз. Байкал — окружающая среда (потоки)», причин и условий протекания процессов минералообразования, природы и пути химического развития оз. Байкал как системы «вода — порода — газ — органическое вещество» было упущено. Неизвестны количественные соотношения основных составляющих рассматриваемой системы, разнообразие их состава, Р–Т — параметры, регулирующие характер геохимической среды, которая, в свою очередь, определяет разнообразие вторичных образований и геохимические типы вод. В результате реакций взаимодействия вод оз. Байкал с веществом потоков постоянно образуются новые соединения — возникает тот или иной, равновесный с раствором, вторичный продукт. Установление характера существующего равновесия между водами озера и отдельными минералами горных пород, атмосферой и органическим веществом, понимание механизмов, контролирующих характер и степень равновесия, его природу, направленность развития и результат в конкретных геохимических и термобарических ситуациях — есть та проблема, которая стоит сейчас перед учеными. По оз. Байкал и впадающим в него потокам (рекам, взвесьям речных вод, подземным водам, минеральным водам, дождю, снегу, аэрозолям) накоплен большой эмпирический материал, который является основой для перевода данных по геохимии вод Байкала на качественно новый уровень, характеризующийся количественным познанием процессов формирования химического состава вод озера. На смену эмпирическому, качественному подходу к анализу геохимических явлений в оз. Байкал необходимы новые средства (компьютерные технологии) и методы (создание количественных моделей процессов формирования химического состава вод озера в естественных и техногенных ситуациях) на основе методов точных фундаментальных наук — химической термодинамики и физико-химической гидродинамики. Важнейшая теоретическая проблема гидрогеохимии — создание имитационных моделей процессов формирования химического состава природных вод континентальных водоемов, а так же прогнозирование качества вод при различных режимах их эксплуатации. До сих пор оз. Байкал изучалось преимущественно по произвольному набору измерений и сопоставлений различных химических и физических параметров, как правило, без учета взаимодействия вещества вод с веществом потоков, впадающих в озеро. Одними исследователями делался вывод, что по акватории оз. Байкал содержание химических компонентов не изменяется, т.е. с точки зрения химического состава озеро представляет собой однорезервуарную систему [1-5,8], а другими, что Байкал — сложная мегасистема, в которой внутриводный теплообмен, процессы тепло — и влагообмена озера с атмосферой, радиационный и тепловой баланс должны рассматриваться, по меньшей мере, в совокупности пяти систем — резервуаров — воды оз. Байкал — атмосфера» [6,7].

Объект нашего исследования — система «оз. Байкал — окружающая среда», включающая совокупность геохимических процессов взаимодействия вод озера и внешних входящих и выходящих потоков, приводящих к установлению стационарного состояния мегасистемы в целом в течение исторически значимого интервала времени. Существуют средство для исследования — алгоритм физико-химического моделирования эволюции системы локально-равновесных резервуаров, связанных потоками подвижных групп фаз [11,15] с положенной в его основу теорией стабильных стационарных мегасистем [10] и универсальный инструмент для решения широкого круга задач физико-химического моделирования — программный комплекс — Селектор». Учитывая, что комплексное исследование системы «оз. Байкал — окружающая среда (потоки)» методом компьютерного физико-химического моделирования на ЭВМ еще никем ранее не проводились, перед исследователями встает задача создания принципов и методов подхода к формированию физико-химических моделей системы — оз. Байкал — окружающая среда (потоки)».

Общие методологические принципы моделирования водных систем предусматривают определенную последовательность в построении моделей. Прежде всего, необходимо построить качественную геологическую (геохимическую) модель процесса или явления, которая должна содержать граничные условия — пространственно-временные масштабы для построения модели, Т-Р — условия процесса, источники вещества и их составы, способы и характеристики переноса вещества. Далее на этой основе строят его физико-химическую, математическую и компьютерную модели. На первом этапе необходимо разработать методику для создания геолого — геохимической модели системы «воды оз. Байкал — потоки».

По водам, донным отложениям и потокам озера Байкал собран огромный эмпирический материал, но он нуждается в осмыслении и систематизации. Необходимо учитывать, что Байкал — глубокое рифтовое олиготрофное озеро, эволюцией которого управляют физико-химические законы, обусловленные рифтогенной структурой земной коры. Геоэкосистема озера подобна океанской, а не озерной [9]. На то, что оз. Байкал подобен океанической геоэкосистеме, указывает и наличие океанических фронтов [12-14]. Отличие озера Байкал от других континентальных озер — сложное строение дна и максимальная средняя глубина (больше 500 м). Следовательно, подход к созданию геохимической модели системы «оз. Байкал — потоки» должен быть особым, индивидуальным, как к сложной системе. Создание геохимической модели озера даст реально осуществимую возможность перехода на новую технологию переработки накопленного фонда эмпирических данных по озеру Байкал и его потокам.

Создание геолого-геохимической модели «оз. Байкал — потоки» обуславливает необходимость определения баланса масс — количества вещества в водах озера и потоках, поступающих и вытекающих из озера и установления особенностей миграции и аккумуляции компонентов, поступающих в озеро с потоками. Эта цель достигается путем решения следующих задач:

1) в исследуемом водоеме «Озеро Байкал» провести геохимическое районирование — выделить стационарные системы, обменивающиеся потоками вещества и энергии, различающиеся по физико-химическим условиям формирования химического состава вод озера и характеру геохимической среды;

2) установить состояние природного фона систем и потоков в отрезок времени, предшествующий активным антропогенным нагрузкам — создать среднесуточные базы данных по содержанию макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества в мг/л и моль/кг в системах и потоках многоотчетной системы «оз. Байкал — потоки»;

3) рассчитать водные и химические балансы всех резервуаров и потоков мегасистемы — оз. Байкал — потоки; создать базы данных количества вещества в системах и потоках в г/год и моль/год; установить типы миграции компонентов, поступающих в озеро с внешней и внутренней нагрузками.

Разработанная геохимическая модель «Мегасистема «оз. Байкал — потоки»» позволила сделать следующие выводы:

1. Механизм формирования качества вод озера Байкал обусловлен геологическим фактором — рельефом дна озера и, соответственно, перепадами глубин, определяющими своеобразие гидродинамических процессов, градиентов температуры, давления, интенсивность водообмена в пяти резервуарах озера. Условия формирования вещества (температура, давление, химический состав, интенсивность водообмена, взаимодействие вещества резервуаров с веществом потоков) в мегасистеме «оз. Байкал — потоки» в существующих условиях индивидуальны по меньшей мере в пяти главных водных морфологических резервуарах озера Байкал с потоками, впадающими в резервуары и вытекающими из них и в системах этих резервуаров. Рассчитанные химически равновесные модели поверхностных, прибрежных, глубинных и придонных вод пяти резервуаров оз. Байкал показали, что характеристики геохимических сред — суммы растворенных веществ, характеристики кислотно-основных и окислительно-восстановительных состояний, а так же концентрации форм нахождения компонентов — в этих водах различаются, причем у таких компонентов, как Al, Cu, Cr, Fe, As, P, Hg, U, V доминирующие формы нахождения в системах разные.

2. Озеро Байкал — ультрапресное озеро, однако оно имеет большой диапазон содержаний химических компонентов, и этот диапазон индивидуален для каждого резервуара и систем в этих резервуарах. Определен среднесуточный состав компонентов мегасистемы «оз. Байкал — потоки» (в мг/л, моль/кг) — проведена оценка природного фона систем и потоков, необходимая для проведения сравнительной оценки современных изменений, происходящих под влиянием природных и антропогенных факторов. По всем системам озера Байкал и поступающим в резервуары потокам созданы базы данных независимых компонентов: «Среднесуточные содержания химических компонентов и среднесуточные содержания независимых компонентов в потоках (реки, взвесь речных вод, подземные воды, минеральные воды, дождь+снег, аэрозоль) и системах (прибрежные воды, поверхностные, глубинные, придонные воды, донные отложения) пяти резервуаров оз. Байкал».

3. В приходной части водного баланса материковый сток является главной составляющей только в Северном и Селенгинском, в остальных резервуарах первое место по вкладу в водный баланс занимает приток озерных вод из соседних резервуаров озера. Среднее значение постоянной времени обмена вод для каждого резервуара составляет: в Северном резервуаре — около 386 лет; в Ушканьеостровском — около 129 лет; в Среднем — около 287 лет; в Селенгинском — около 25 лет; в Южном — около 96 лет.

4. Внешняя и внутренняя нагрузки на протяжении озера, в зависимости от морфологии, резко меняются и индивидуальны в каждом резервуаре. Только в Селенгинском резервуаре реки являются основным источником прихода компонентов. Выявлены большие внутренние нагрузки — потоки из донных отложений в четырех резервуарах озера и незначительная в Селенгинском резервуаре. Установлена ведущая роль внутриводоемных процессов в поступлении и утилизации биогенных элементов, $P_{орг}$, основных компонентов — катионов и группы микроэлементов в резервуарах оз. Байкал. Основные источники остальных компонентов (внешняя нагрузка): в Южном резервуаре — подземные воды и приток озерных вод из других резервуаров озера; в Среднем — приток озерных вод, аэрозоль; в Ушканьеостровском — приток озерных вод, дождь+снег; в Северном — реки.

5. Утилизация вещества в донные осадки оз. Байкал избирательна: с внутриводоемными потоками в донные отложения поступают биогенные элементы, $P_{орг}$, часть основных компонентов — катионов и группа микроэлементов. Установлено, что во всех резервуарах оз. Байкал, кроме Селенгинского, процент утилизации (захоронения) поступающего вещества очень низок вследствие того, что вещество, поступившее с потоком в донные отложения, за отсутствием малой части возвращается с потоком из донных отложений. В четырех резервуарах озера утилизация вещества ничтожна около 10 %, при этом существуют мощные химические круговороты компонентов. В Селенгинском резервуаре захоранивается 90 % вещества, поступившего с потоком в донные отложения. В случае техногенных аварий самоочищение во всех резервуарах, кроме Селенгинского, практически отсутствует.

6. Резервуары транзитны для основного количества поступившего в них вещества и являются барьерами для части катионов, органического вещества, для биогенных элементов и группы микроэлементов (компоненты связываются: участвуют в химических круговоротах или захораниваются). Аккумуляция вещества в резервуарах индивидуальна, похожа в четырех резервуарах озера и резко отличается в Селенгинском резервуаре. В Южном, Среднем, Ушканьеостровском и Северном резервуарах связанное вещество накапливается в водах и лишь малая часть — в донных отложениях. В Селенгинском резервуаре картина обратная: аккумуляция связанного вещества происходит в донных отложениях и лишь малая часть — в водах.

7. Созданы химические балансовые модели резервуаров озера Байкал. Химическую балансовую модель озера составляют химические балансовые характеристики пяти его резервуаров с потоками, впадающими в резервуары и вытекающими из них: Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного. В оценке внешней и внутренней нагрузок на озеро Байкал важны как внешние, так и внутренние источники вещества, определенные именно для каждого резервуара озера. Внешняя и внутренняя нагрузки сильно различаются на всем протяжении озера и средние их содержания для всего озера Байкал не дают представления об их роли в озере. Каждый резервуар индивидуален по количеству вещества в резервуаре, испытываемым внешней и внутренней нагрузкам, по источникам прихода и пунктам расхода компонентов и по набору компонентов, совершающих круговорот внутри резервуаров. Следовательно, физико-химические процессы, происходящие в водах оз. Байкал вследствие взаимодействия вещества резервуаров с веществами потоков, впадающих в каждый резервуар, индивидуальны в каждом резервуаре.

8. По типам и пунктам миграции в резервуарах выделены четыре группы: компоненты слабоподвижные, участвующие в химических круговоротах — элементы первого класса экологической опасности; умеренно подвижные, частично участвующие в химических круговоротах — элементы второго; слабоподвижные и умеренно подвижные, захоранивающиеся в донных отложениях — третьего и легкоподвижные — транзитные — элементы четвертого класса экологической опасности. Во всех резервуарах, кроме Селенгинского, Na^+ , Mg^{2+} , Si , $Fe_{общ}$, NO_3^- , PO_4^{3-} , Al , Mn^{2+} , Cr , Pb , Co , As , Rb , Mo , Cu , Cd , V , U , Ti , $N_{орг}$, $P_{орг}$, еще в Южном Zn , в Среднем K^+ , Ca^{2+} , B , $C_{орг}$, $S_{орг}$, в Ушканьеостровском K^+ , Zn и в Северном Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} , B , Br , Sr , Zn , $C_{орг}$, $S_{орг}$ относятся к первому и второму классам экологической опасности. В Селенгинском резервуаре компоненты $Fe_{общ}$, PO_4^{3-} , Mn^{2+} , Co , Cd , Mo , As , Rb , V , U , Ti , $P_{орг}$ относятся ко второму классу экологической опасности.

9. Оценка геохимической устойчивости, состоящая в определении подвижности компонентов, поступающих в резервуары и уходящих из них, оценке степени участия компонентов в химических круговоротах внутри резервуаров и установлении места накопления компонентов — в водах или донных отложениях, показала, что в Южном, Среднем, Ушканьеостровском и Северном резервуарах поступающие с потоками компоненты относятся к четырем группам экологической опасности, а в

Селенгинском — ко второй, третьей и четвертой группам. Селенгинский резервуар отличается от других резервуаров озера типами и пунктами миграции компонентов. Каждый резервуар оз. Байкал индивидуален по набору компонентов в классах экологической опасности.

10. По всем системам пяти резервуаров оз. Байкал и потокам (внешняя и внутренняя нагрузки), поступающим в резервуары, созданы базы данных мерных количественных характеристик, позволяющие оперировать массами веществ, вступающих во взаимодействие в природной обстановке. Получен термодинамический параметр состояния отдельных систем оз. Байкал и впадающих в резервуары и вытекающих из них потоков — количества независимых компонентов в системах и потоках.

11. Создана основа для разработки Нормативов допустимых воздействий на экосистемы оз. Байкал. Компоненты, поступающие в резервуары оз. Байкал с антропогенной нагрузкой, сгруппированы по классам экологической опасности. В Нормативах допустимых воздействий в «перечень особо опасных веществ» для резервуаров оз. Байкал необходимо включить вещества, изменяющие интенсивность внутренней нагрузки — потока из донных отложений и потока в донные отложения, (элементы первого и второго класса экологической опасности).

12. Центральная экологическая зона Байкальской природной территории состоит из пяти резервуаров — экологических зон оз. Байкал. Пяти центральным экологическим зонам соответствуют пять буферных зон, равные по площади водосборным бассейнам пяти резервуаров озера Байкал.

13. Совокупность методов, средств и форм управления в области охраны оз. Байкал необходимо осуществлять на базе все большей детализации всего комплекса научных исследований.

Литература

1. Вотинцев К.К. Азот и фосфор в водах оз. Байкал // Труды Всесоюз. гидробиол. о-ва. 1956. Т. 7. С. 288-304.
2. Вотинцев К.К. Некоторые итоги гидрохимических исследований оз. Байкал // Изв. Сиб. отд. АН СССР. 1958. № 2. С. 6-12.
3. Вотинцев К.К. Гидрохимия оз. Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 311 с.
4. Вотинцев К.К. Гидрохимия // Проблемы Байкала. Новосибирск: Наука, 1978. С. 124-145.
5. Вотинцев К.К., Глазунов И.В. Гидрохимический режим озера Байкал в районе пос. Лиственничное // Гидрохимическое исследование озера Байкал // Труды Лимнол. ин-та. М.: Изд-во АН. СССР, 1963. Т. 3(23). С. 3-56.
6. Базикалова А.Я., Верещагин Г.Ю., Леванидова И.М. и др. Байкал (научно-промысловый очерк). Иркутск: Биб-ка Лимнол. ин-та СО АН, 1946. 7 с.
7. Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс оз. Байкал. М.;Л.: Наука, 1965. 373 с.
8. Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. Новосибирск: НИЦ ОИ ГМ СО РАН, 1997. 236 с.
9. Верховина В.А. Формирование качества пресных вод крупнейших и рифтовых озер мира и их рациональное использование (на примере озер Байкал и Ньяса): дис... д-ра техн. наук / Иркутск. гос. техн. ун-т, 2002. 344с.
10. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247с.
11. Кулик Д.А., Чудненко К.В., Карпов И.К. Алгоритм физико-химического моделирования эволюции системы локально-равновесных резервуаров, связанных потоками подвижных групп фаз // Геохимия. 1992, № 6. С. 858-879.
12. Шерстянkin П.П. Присклоновые фронты показателя ослабления света на Байкале в зимний период // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1087-1090.
13. Шерстянkin П.П. Оптические структуры и фронты океанического типа на Байкале: дис. ... д-ра физ.-мат. наук (в форме науч. докл.) / ИО РАН. М., 1993. 37 с.
14. Шерстянkin П.П. Байкал, питьевая вода, устойчивое развитие: сегодня и в XXI веке // Химия в интересах устойчивого развития. 1997. № 5. С. 443-451.
15. Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач: дис... д-ра геол.-минер. наук / Иркутск. гос. техн. ун-т. Иркутск, 2007. 385с.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПОЛУАВТОНОМНЫХ СИСТЕМ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ

О.Ю. Астраханцева, О.М. Глазунов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
astra@igc.irk.ru

Важнейшая теоретическая проблема гидрогеохимии — создание имитационных моделей процессов формирования химического состава природных вод континентальных водоемов, а так же прогнозирование качества вод при различных режимах их эксплуатации. По оз. Байкал и впадающим в него потокам (рекам, взвесьям речных вод, подземным водам, минеральным водам, дождю, снегу, аэрозолям) накоплен большой эмпирический материал, который является основой для перевода данных по геохимии вод Байкала на качественно новый уровень, характеризующийся количественным познанием процессов формирования химического состава вод озера. На смену эмпирическому, качественному подходу к анализу геохимических явлений в оз. Байкал необходимы новые средства (компьютерные технологии) и методы (создание количественных моделей процессов формирования химического состава вод озера в естественных и техногенных ситуациях) на основе методов точных фундаментальных наук — химической термодинамики и физико-химической гидродинамики.

На рис. 1. представлена разработанная нами методика построения модели физико-химических процессов в системе «оз. Байкал — окружающая среда (потоки)», три первых пункта которой представляют план создания геохимической модели системы.

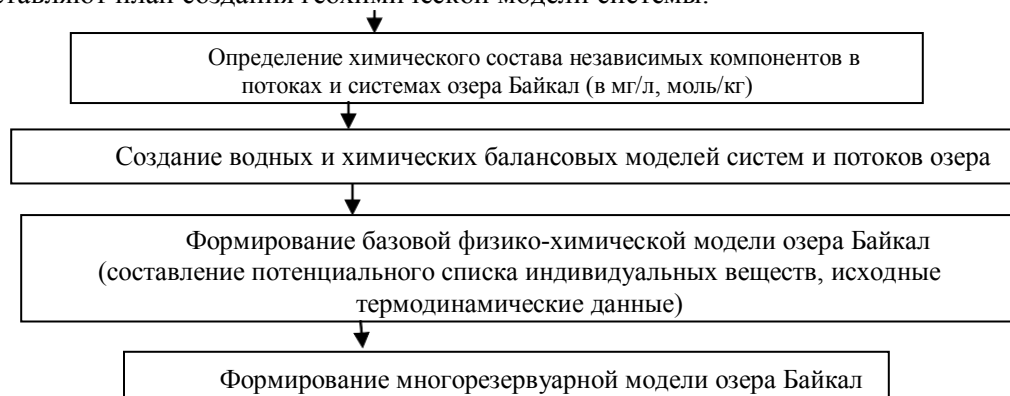


Рис. 1. Блок-схема формирования физико-химической модели оз. Байкал.

В данной статье мы рассмотрим первый пункт предлагаемой методики: в исследуемом водоеме «Озеро Байкал» проведем геохимическое районирование — выделим стационарные системы, обменивающиеся потоками вещества и энергии, различающиеся по физико-химическим условиям формирования химического состава вод озера и характеру геохимической среды.

Состав любой поверхностной воды — результат действия многочисленных процессов в строго определенных геологических, геохимических и термодинамических условиях. Р.В. Гаррелс обосновал возможность расчета геохимического состояния системы с использованием термодинамических параметров [26]. С точки зрения постулатов химической термодинамики в изобарно-изотермической системе физические и химические превращения вещества происходят вследствие изменения воздействующих на систему температуры, давления или вследствие получения или отдачи системой энергии от потоков внешней среды.

Условно выбранное вещество и окружающая его внешняя среда, которые могут обмениваться между собой потоками вещества и энергии, образуют систему [4]. Воды оз. Байкал с частицами растворенного вещества — «жидкий минерал (H_2O), биокосное тело, насквозь пронизанное живым веществом, и продуктами жизнедеятельности этого вещества» [8], обладающее несжимаемостью, текучестью и подвижностью, способное изменять свое состояние под воздействием внешних сил и температурных изменений — вот то «вещество», которое нас интересует. Окружающая среда обменивается потоками вещества и энергии с водами оз. Байкал. Специфика исследования вод оз. Байкал определяется тем, что их нельзя рассматривать отдельно от потоков, впадающих и вытекающих из них. В результате процессов взаимодействия вод оз. Байкал с веществом потоков постоянно образуются новые соединения — возникает тот или иной, равновесный с раствором, вторичный продукт. Возникает вопрос: одинаковы или различаются на протяжении озера физико-химические условия формирования

(температура, давление, химический состав) новообразованного продукта и, соответственно, геохимическая среда озера? Если, по физико-химическим параметрам, т.е. условиям формирования новообразованного продукта озеро Байкал является мегасистемой, необходимо установить условные границы входящих в нее взаимодействующих систем. Детально любой процесс в природе может быть рассмотрен через взаимодействие нескольких сопряженных систем, объединенных в мегасистемы [25]. Если каждую систему в мегасистеме называть резервуаром, то динамику мегасистем можно называть «резервуарной» динамикой. Для выделения в оз. Байкал зон со стабильными термодинамическими параметрами, обменивающегося веществом и энергией, и, соответственно, стабильными физико-химическими процессами, необходимо оценить состояние озера, а вернее, параметры изменения этого состояния как по акватории озера, так и в глубину. По теории И. Пригожина (1960) стационарное неравновесное состояние системы можно охарактеризовать теми же параметрами, что и равновесное: температурой, давлением, химическими потенциалами компонентов системы, но не с постоянными для всей системы значениями, а зависящими от координат и времени.

Проведем анализ существующих работ по исследованию климатических — температурных характеристик озера Байкал. Вопросу климатического районирования Байкала в разное время уделяли внимание такие ученые, как Г.Ю. Верещагин (изучал температурные особенности озера во взаимосвязи с динамикой его вод) [3], Л.Ф. Форш (1957), А.Н.Афанасьев (1960), а так же Л.Л. Россолимо [18] и В.И. Верболов с соавторами (1965) — в этих двух работах имеются карты — схемы районов озера с температурными особенностями. Л.Л. Россолимо (1957) отметил термическую неоднородность оз. Байкал. Энергетический баланс вод оз. Байкал как результат обмена теплом и влагой с окружающим его пространством исследован в работе [5]. Установлено, что в навигационный период неравномерность в распределении величин гидрометеорологических элементов по акватории озера обуславливается процессами, которые можно разделить на две группы: 1. различия в интенсивности тепло- и влагообмена на границе вода — воздух и обмена между воздухом в котловине Байкала и воздухом над сушей; 2. неоднородность гидрогеологических условий в озере. В работе приводятся средние многолетние характеристики радиационного и теплового балансов поверхности озера, процессов тепло- и влагообмена в слое воды от поверхности до глубины 200 метров и установлено, что сложная система «оз. Байкал — атмосфера» состоит из пяти крупных систем — районов с индивидуальными тепловыми состояниями — температурными характеристиками вод, воздуха, получаемой и отдаваемой теплоты, причем эти районы характеризуются однородным распределением температур по горизонтали внутри районов. Учитывая требования, предъявляемые к системам, находящимся в стационарном состоянии (когда параметры системы не изменяются с течением времени или флуктуируют около некоторых статистических средних значений, но есть поток вещества или энергии через систему), обменивающихся потоками вещества и энергии, мы можем принять эти пять крупных районов в качестве резервуаров в модели «оз. Байкал — потоки». Однако, чтобы удостовериться в стабильности параметров, необходимо выявить факторы, обуславливающие как существование в озере Байкал именно такого количества стационарных зон с индивидуальными характеристиками, так и стабильность их физико-химических характеристик. Необходим комплексный анализ существующих работ по зональным и азональным факторам, могущим обуславливать существующие индивидуальные градиенты температур, давлений и химического состава его вод в разных локальных районах озера Байкал. Геохимический тип состава вод оз. Байкал определяют две группы факторов: климатические и геолого-структурные. Климат, т.е. количество осадков и температура, контролирует биологическую продуктивность озера и условия формирования вещества в озере. М.М. Кожов составил схему районирования оз. Байкал по горизонтальному распределению планктона [12], где он отделяет прибрежные воды и места впадения крупных рек в озеро от открытых вод, но биологическая продуктивность открытых вод оз. Байкал одинакова на всем протяжении озера. Исходя из приведенных аргументов, можно сделать вывод, что не климат является причиной различия геохимической среды, и, следовательно, типов вод на протяжении всего оз. Байкал, а другой фактор — азональный — геолого-структурный. Кроме схем районов В.И. Верболова с соавторами (1965), существуют схема Г.Ю. Верещагина [3] — районирование оз. Байкал на основании специфики гидрологического режима каждого района и Новая Батиметрическая Карта озера Байкал [27]. Все карты — схемы дают ключ к пониманию того, какие факторы обуславливают существование мегасистемы «Оз. Байкал», состоящей из постоянных в пространстве локальных зон со стабильными в пространстве и времени индивидуальными физико-химическими характеристиками и, соответственно, геохимическими средами. Все авторы делят Байкал на глубоководные, мелководные (соры, заливы) и прибрежные зоны. Границы районов, выделенные Г.Ю. Верещагиным и В.И. Верболовым с соавторами, примерно совпадают. Это свидетельствует о наличии взаимосвязанности и взаимообусловленности гидрологических и метеорологических процессов в пределах акватории Байкала — они являются следствием действия одного фактора. Наслаивая схемы этих районов на пространственные изображения рельефа дна Новой

Батиметрической Карты озера Байкал [27], становится понятно, что именно морфология — сложное строение дна и глубина — влияет на своеобразие гидродинамических процессов и температурных характеристик морфологических резервуаров оз. Байкал и, соответственно, на механизм формирования качества вод оз. Байкал. В озере Байкал течения представляют собой циклонические макроциркуляции, которые охватывают всю толщу до самого дна (участвуют все слои воды). Количество энергии, приносимое теплотой и переданное водам озера пропорционально их массе и изменению их температуры, обособляется пятью циклоническими макроциркуляциями, внутри которых температурные характеристики в горизонтальных слоях воды выравниваются. Строение дна и, соответственно, перепады глубин обуславливают наличие систем в озере Байкал с индивидуальной интенсивностью водообмена, гидродинамикой, градиентами давления, температурными характеристиками. Таким образом, геологический фактор — рельеф дна оз. Байкал является причиной наличия в озере зон с различающимися индивидуальными физико-химическими характеристиками. Все системы оз. Байкал имеют индивидуальные, зависящие от факторов, влияющих на системы озера, термодинамические параметры, и, соответственно, разнородный индивидуальный устойчивый характер геохимических сред, характеризуемый этими параметрами. Продукт взаимодействия вод в резервуарах и впадающих в них потоков — новообразованное вещество, обуславливается характером геохимических сред, которые, в свою очередь, определяются геохимической направленностью преобразования органического вещества и типа выветривания горных пород в этих резервуарах. Последующий тип преобразования органического и минеральных веществ контролируют водообмен, гидродинамические процессы и температура, которые обусловлены морфометрией — строением дна, и, соответственно, глубиной озера Байкал. Разнообразие геохимических сред в водах оз. Байкал определяет разнообразие вторичных минеральных и органических образований и, соответственно, разнообразие геохимических типов вод. Тепло, переданное системе, идет на увеличение ее внутренней энергии. Понятно, что энергетический баланс по акватории оз. Байкал будет меняться в зависимости от перепадов глубин и, соответственно, массы вод, принимающих или отдающих тепло. На основе существующих схем районирования озера Байкал по климатическим [5] и гидродинамическим характеристикам [3], можно провести геохимическое районирование озера Байкал: выделить по горизонтали озера пять систем — резервуаров со стационарным режимом распределения индивидуальных стабильных физико-химических характеристик: 1) Южный, 2) Селенгинский, 3) Средний, 4) Ушканьеостровский, и 5) Северный. Из отдельных заливов — Малое Море, Баргузинский и Чивыркуйский заливы. Каждый резервуар разделен на прибрежную зону и открытый Байкал. Прибрежные воды от пелагиали отделяет фронт океанического типа — узкая, шириной не более километра, конвергентная зона опускания вод, образующаяся на расстоянии нескольких километров от берега над склоном в районе резких изломов дна или в районе перехода от склона к плоскому дну. Сформированная из мутных вод, конвергентная зона начинается практически от поверхности, вертикально пересекает практически километровую толщу глубинных вод и переходит в придонную область повышенной мутности [20,21].

Все исследователи - Дыбовский, Годлевский, 1897; Вознесенский, 1908; Шостакович, 1913; 1926; Johansen, 1925; Баикалова и др., 1946; Россолимо 1957; Верещагин, 1936, Толмачев, 1957а; Кожов, 1954, 1962; 1965; Kozhow, 1958; Ветров, Кузнецова 1997- выделяют верхний слой водной массы оз. Байкал: в период прямой стратификации — в мае — июне и октябре — ноябре — от 0 до 200 — 250 м, в остальные месяцы — от 0 до 100 м; в период обратной стратификации — от 0 до 50 — 100 м, как динамичный и наиболее подверженный климатическим (температурным) изменениям, а также глубинную и придонную области. Выделяя системы по вертикали, совпадающие пространственно, вещественно с термодинамическими резервуарами, нужно учитывать годовой цикл изменения температуры вод озера, тесно связанный с изменениями внешнего теплообмена и динамическими процессами в водной толще [24]. Необходимо толщу вод каждого из выделенных резервуаров по вертикали разделить на системы по количеству температурных слоев для каждого из восьми (этап подледного прогрева, конец этапа подледного прогрева, этап весеннего прогрева, этап гомотермии, этап летнего прогрева, этап осеннего охлаждения, этап предзимнего охлаждения, этап зимнего охлаждения) периодов года. Однако нами формируется модель со среднемноголетними содержаниями химических элементов, поэтому по вертикали каждый резервуар делится на поверхностные воды, глубинные, придонные, иловые воды (грунтовые растворы или жидкая часть донных отложений) и донные осадки (твердая часть донных отложений). Поверхностные воды — трофогенный и динамически активный верхний слой пелагиали каждого резервуара равный около 0.3 глубины [6,22]. Придонные воды — слой толщиной до 0.2 глубины озера в месте наблюдения, своей нижней границей имеют дно. Глубинные воды, нигде не примыкая к подводным склонам, являются своеобразной внутренней зоной вод озера (слой толщиной 0.5 глубины). Соотношение площадей прибрежной зоны, отделенной от пелагиали фронтами океанического типа [19-21], и открытой части озера приблизительно 1:10 [15]. Открытый Байкал — воды озера за пределами прибрежной полосы.

Мегасистема «оз. Байкал — потоки» состоит из пяти резервуаров со своей внешней средой: «Южный резервуар — потоки», «Селенгинский резервуар — потоки», «Средний резервуар — потоки», «Ушканьеостровский резервуар — потоки», «Северный резервуар — потоки», каждый из которых в свою очередь содержит системы со стабильными физико-химическими характеристиками, обменивающиеся потоками вещества и энергии: прибрежные воды, поверхностные воды, глубинные воды, придонные воды, различающихся по условиям формирования конечных продуктов химических реакций и, следовательно, по характеру их геохимических сред. Следовательно, модель степени протекания процесса в глобальной мегасистеме «оз. Байкал — потоки» представляется как совокупность связанных потоками водного раствора последовательных реакторов — резервуаров (рис. 2). Учитывая схему течений в резервуарах оз. Байкал [20,22], каждый резервуар можно представить как химический реактор (рис. 3).

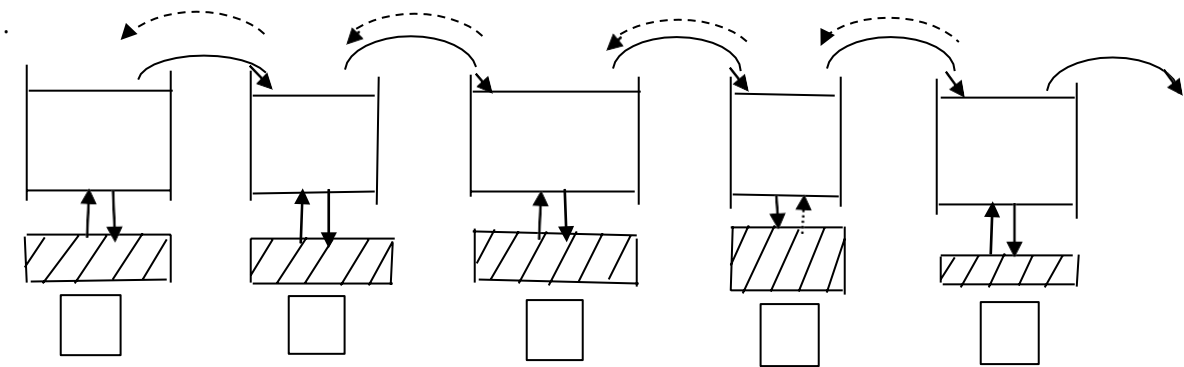


Рис. 2. Схема протекания процесса взаимодействия вещества оз. Байкал и вещества потоков в мегасистеме «оз. Байкал — потоки» как совокупность связанных потоками водного раствора последовательных реакторов — резервуаров: 1- Южный, 2 — Селенгинский, 3 — Средний, 4 — Ушканьеостровский, 5 — Северный резервуар.

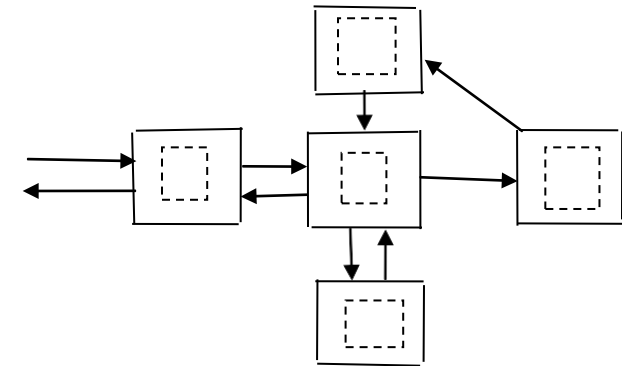


Рис. 3. Схема протекания процесса взаимодействия вещества систем и вещества потоков в мегасистеме «резервуар оз. Байкал — потоки» как химический реактор: 1- прибрежные воды, 2 — поверхностные, 3 — глубинные, 4 — придонные воды, 5 — донные отложения.

По разработанной нами методике, используя имеющиеся в научной литературе данные о водах и потоках, определен среднесноголетний компонентный состав мегасистемы «Оз. Байкал — потоки» — создана база данных по среднесноголетним содержаниям 35 независимых химических компонентов (в мг/л и в моль/кг) вод (прибрежные, поверхностные, глубинные, придонные) пяти резервуаров оз. Байкал, и по всем потокам, впадающим в пять резервуаров озера (реки, речная взвесь, подземные воды, минеральные воды, дождь или снег, аэрозоль) и вытекающим из него (р. Ангара) [1,2].

Выводы

Механизм формирования качества вод озера Байкал обусловлен геологическим фактором — рельефом дна озера и, соответственно, перепадами глубин, определяющими своеобразие гидродинамических процессов, температурных характеристик, давления, интенсивность водообмена в пяти резервуарах озера: Южном, Селенгинском, Среднем, Ушканьеостровском, Северном. Условия формирования вещества (температура, давление, химический состав, интенсивность водообмена, взаимодействие вещества резервуаров с веществом потоков) в глобальной мегасистеме «воды оз. Байкал — потоки» в существующих условиях индивидуальны, по меньшей мере, в пяти главных водных морфологических мегасистемах — резервуарах озера Байкал с потоками, впадающими в резервуары и вытекающими из них и в системах этих резервуаров.

Литература

1. Астраханцева О.Ю. Принципы создания модели «Мегасистема "Оз. Байкал"», база данных // Поиск решения проблем выживания и безопасности Земной цивилизации. Иркутск: ASPrint, 2002. С. 72-121. (Проблемы земной цивилизации; вып. 6, ч. 1).
2. Астраханцева О.Ю. База данных химического состава вод и потоков оз. Байкал // Экосистемы и природные ресурсы горных стран: материалы Первого Междунар. симпоз. «Байкал. Современное состояние поверхностной и подземной гидросферы горных стран». Новосибирск: Наука, 2004. С. 233-260.
3. Базикалова А.Я., Верещагин Г.Ю., Леванидова И.М. и др. Байкал (научно-промысловый очерк). –Иркутск: Биб-ка Лимнол. ин-та СО АН, 1946. – 7 с.
4. Булер П. Физико-химическая термодинамика вещества. – СПб., 2001. – 192с.
5. Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс оз. Байкал. – М.;Л.: Наука, 1965. – 373 с.
6. Верболов В.И. Распределение и максимальные значения модуля скорости // Течения в Байкале. Новосибирск: Наука, 1977. С. 20-41.
7. Верещагин Г.Ю. Основные черты вертикального распределения водных масс на Байкале // Академику В.И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Ч. 2. М., 1936. С. 1207-1230.
8. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Наука, 1987. – 374 с.
9. Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. Новосибирск: НИЦ ОИ ГТМ СО РАН, 1997. 236 с.
10. Верхозина В.А. Формирование качества пресных вод крупнейших и рифтовых озер мира и их рациональное использование (на примере озер Байкал и Ньяса): дис. ... д-ра техн. наук / Иркутск. гос. техн. ун-т. Иркутск, 2002. 344 с.
11. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука, 1981. –247с.
12. Кожов М.М. Вертикальное распределение планктона и планктоноядных рыб оз. Байкал // Вопросы ихтиологии. 1954. Вып. 2. С. 7-20.
13. Кожов М.М. Биология озера Байкал. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 313с.
14. Кулик Д.А., Чудненко К.В., Карпов И.К. Алгоритм физико-химического моделирования эволюции системы локально-равновесных резервуаров, связанных потоками подвижных групп фаз // Геохимия. 1992. № 6. С. 858-879.
15. Ли М.Е., Неуймин Г.Г., Шерстянkin П.П. Некоторые черты динамики вод Байкала по материалам гидрооптических наблюдений. Течения и диффузия вод Байкала. – Л.: Наука. 1970. С. 136-145.
16. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / под ред. С.Р. Крайнова. – М.: Недра, 1988. – 254с.
17. Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. – М.: Изд-во иностр. лит., 1960. –160с.
18. Россолимо Л.А. Температурный режим озера Байкал. Труды Байкальской лимнол. станции. Т. 16. –М.: Изд-во АН СССР, Вост.-Сиб. филиал, 1957. 561 с.
19. Шерстянkin П.П. Присклоновые фронты показателя ослабления света на Байкале в зимний период // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1087-1090.
20. Шерстянkin П.П. Оптические структуры и фронты океанического типа на Байкале: дис. ... д-ра физ.-мат. наук (в форме науч. докл.) / ИО РАН. М., 1993. 37 с.
21. Шерстянkin П.П. Байкал, питьевая вода, устойчивое развитие: сегодня и в XXI веке // Химия в интересах устойчивого развития. 1997. № 5. С. 443-451.
22. Шерстянkin П.П., Куимова Л.Н. Термобарическая устойчивость и неустойчивость глубоких природных вод озера Байкал // Докл. АН СССР. 2002. Т. 385, № 2. С. 247-251.
23. Шерстянkin П.П., М.Де Батист. Географические открытия. Путешествия по байкальскому дну. // Наука из первых рук. 2004. №1. С. 45-49.
24. Шимараев М.Н. Элементы теплового режима озера Байкал. – Новосибирск: Наука, 1977. –148 с.
25. Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач: дис. ... д-ра геол.-минер. Наук / Иркутск. гос. техн. ун-т. 2007. 385с.
26. Garrels R.M. Mineral equilibria at low temperature and pressure. N. Y.: Harper, 1960. 306 p.
27. New Bathymetric Map of Lake Baikal. 2002. The INTAS Project 99-1669 Team. October, 2002.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕСУРСОВ КРУПНЫХ РЕК АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

М. Н. Гусев

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Наиболее злободневные проблемы использования ресурсов крупных рек Амурской области, так или иначе, носят геоэкологический характер и сопряжены с деятельностью рек по сбору и транспорту бассейнового вещества. Для выполнения этих функций реки Амурской области обладают огромным запасом возобновляемой энергии. Её использование в хозяйстве смежных государств всегда привлекало внимание общества и составляет один из важных аспектов проблемы практического использования гидроэнергетического потенциала области. Действительно, обладая высоким запасом гидроэнергетических ресурсов суммарной мощностью около 60 млн. кВт, р. Амур с сетью притоков способен обеспечить относительно «чистой» энергией промышленность всего Приамурья. Потребность в получении дешёвой энергии и защите прилегающих территорий от наводнений в середине 20 в. привели к решению Правительств СССР и КНР к созданию каскада ГЭС на р. Амур. К счастью от реализации данного проекта отказались. При его осуществлении общество столкнулось бы с новыми серьёзными проблемами, поскольку его реализация связана с существенными изменениями в режиме и характере стока на выходе из геосистемы «бассейн р.Амур», что непременно негативно отразилось бы на развитии природных комплексов как внутри речной долины, так и за её пределами. О том, к каким изменениям в функционировании реки приводит регулирование стока посредством крупных ГЭС, наглядно демонстрирует работа только одной Зейской ГЭС [1]. Имеющиеся данные о последствиях регулирования однозначно свидетельствуют о том, что самоочищающая способность р. Зей снизилась. Это ведёт к ухудшению санитарно-гигиенических свойств воды и донных наносов. В результате вода в Зее и Амуре (в границах Амурской области) стала характеризоваться как «умеренно загрязнённая», а ниже крупных населённых пунктов (Свободный, Благовещенск и др.) — как «вода загрязнённая».

К сожалению, в настоящее время специализированных исследований влияния регулирования стока Зей на геоэкологическое состояние нижнего бьефа ГЭС, в т.ч. — на качественный состав воды не проводится. Имеющиеся наблюдения за составом загрязнителей и их концентрациях в потоке имеют эпизодический характер, неполны по набору определяемых загрязняющих веществ. Это требует организации мониторинга качества воды рек Зей и Амур, проведения исследований их самоочищающей способности для конкретных загрязнителей в условиях регулирования стока.

С проблемой использования гидроэнергетического потенциала рек области тесно связана проблема судоходства. С давних времен Амур и его крупные притоки выполняют функцию надежной транспортной магистрали. Опыт многих стран мира показывает, что развитие водного транспорта экономически целесообразно и в наше время. При этом нет необходимости сооружать сложные и дорогие дороги, они подготовлены природой. Чтобы эффективно поддерживать его работу, требуется знать особенности и закономерности развития русел, берегов и поймы.

Вместе с тем, современную судоходную обстановку на воднотранспортной магистрали осложняют интенсивные переформирования русла и берегов. Особенно значительны они на перекатных участках. В советское время проблема судоходства решалась посредством ежегодных водноинженерных мероприятий на труднопроходимых для судов участках рек. Из-за резкого уменьшения землечерпательных и выправительных работ в настоящее время гарантированные глубины на отдельных перекатах уменьшились до опасных значений, что увеличивает аварийность передвижения судов. Это резко ограничивает судоходство на Верхнем Амуре, усложняет его на Зее и Среднем Амуре. Буря стала несудоходной рекой.

По сравнению с другими водотоками России водный режим рек Амурской области отличается частой повторяемостью паводков. В среднем течении р. Амур обычные паводки случаются раз в 3-4 года (когда затопливается низкая пойма и луга), высокие паводки — раз в 4-8 лет (когда вода проникает и в пределы высокой поймы). Очень высокие паводки формируются в среднем раз в 13-15 лет. Их сопровождают неблагоприятные процессы и явления, оборачивающиеся для общества ощутимыми моральными и материальными потерями. Согласно расчётам, выполненным институтом «Росгипроводхоз», прямые среднегодовые ущербы от наводнений за период 1966-1986г.г. в Российском Приамурье в ценах 1984 г. составили 154,5 млн.руб [2].

Бытует мнение, что наиболее радикальный способ, позволяющий обезопасить общество от наводнений, — создание крупных водохранилищ. Действительно, крупные водохранилища снижают угрозу наводнений. Так с вводом в эксплуатацию Зейского водохранилища вероятность катастрофических и высоких паводков снизилась на Нижней Зее с 26 до 8%, а на Амуре (от устья р. Зей до устья р.Буря) с 15 до 10%. Однако наводнение 1984 г. показало, что данная проблема до конца не разрешена, ущерб

Амурской области от него составил 242 млн. руб [2]. А наводнение 2007г на Зее, относящееся к категории рукотворных, свидетельствует о том, что водохранилища проблему наводнений крупных рек полностью не решают.

Проблема наводнений — одна из острых в вопросах хозяйственного использования и р. Амур. С одной стороны, она преломляется через ущерб и потери, которые несёт общество от затопления прилегающих к руслу территорий. С другой стороны, данная проблема сопряжена с выполнением рекой своей основной функции — максимально эффективно осуществлять свою работу по транспорту бассейнового вещества. Для её выполнения рекой создан специальный аппарат в виде геоморфосистемы «днище речной долины», один из элементов которой — пойменные массивы, выполняя регулируемую роль, призваны в периоды высоких уровней аккумулировать часть стока. В этом отношении периодические паводки на реке — естественный процесс и благо для природы, а значит — и для общества. Во время их прохождения ложе рек очищается, улучшаются дренажные условия долины и русла, а в пределах пойменных массивов откладывается наилок (содержащий гумус, растворённые вещества и микроэлементы), обеспечивающий естественное возобновление плодородия пойменных почв. В отличие от понятия «паводок» — явления природного происхождения, «наводнение» — понятие преимущественно социальное, ассоциируется, главным образом, с негативным воздействием паводков на условия проживания человека. При разумном хозяйствовании можно уменьшить ущерб от воздействия паводковых вод на жизненно значимые объекты, и даже свести его к нулю, если это свойство рек не забывать и учитывать в хозяйственной практике в полной мере. Представляется целесообразным ввести на законодательном уровне ограничение хозяйственной деятельности на территории пойменных массивов.

На условия жизни и хозяйствования негативно влияют и размыв берегов. Интенсивные размывы берегов крупных рек нередко обуславливает нерациональное хозяйствование на побережьях. В последние годы активно укрепляются береговые откосы правобережья р.Амур. К настоящему времени большая часть потенциально неустойчивых берегов правобережья укреплены. За последние 17 — 18 лет суммарная длина берегоукреплений на правобережье вдоль территории Амурской области возросла более чем в 2 раза и сейчас составляет на Верхнем Амуре — 110 км, Среднем Амуре — 100,7 км, что соответствует 13% и 24,9% от общей длины правобережья. Укрепляют берега, не только вдоль населенных пунктов, но и за их пределами и даже берега отдельных островов. В отличие от правобережья берегоукрепительные работы на левобережье не проводятся уже более 30 лет. Доля укрепленных берегов здесь не превышает первых процентов. Лишь отдельные населенные пункты защищены короткими (длинной не более 1 — 2 км) дамбами. Такое асимметричное берегоукрепление, безусловно, определяет характер русловых деформаций, который заключается в преимущественном размыве левобережных откосов. Вместе с тем, отсутствие систематических наблюдений за режимом, характером, интенсивностью преобразований русел и берегов в ходе одностороннего укрепления не позволяет представить целостной картины переформирования, установить их механизм, получить количественные параметры этих изменений и составить обоснованный прогноз деятельности реки в специфических условиях инженерного обустройства побережий. Это сдерживает выработку научно обоснованных действий по снижению негативных последствий в условиях интенсивного хозяйствования.

Проблема переработки берегов, как и проблема интенсивных русловых переформирований р. Амур представляют собой частные задачи на пути решения геополитической проблемы — закрепления фарватера реки, а значит и государственной границы. Поэтому для её решения необходимы знания особенностей работы рек, закономерностей русловых переформирований, их недоучет — основная причина различных межгосударственных проблем, среди которых проблема спорных территорий остро стоит и на территории Амурской области. Поэтому изучение Амура, особенностей его морфодинамики крайне важно и в геополитическом отношении и должно учитывать эту специфику в деятельности реки.

Исполняя роль основной бассейновой дрены, р. Амур обеспечивает сбор и транзит различных химических элементов и их соединений, как в растворённом виде, так и в составе коллоидной фракции перемещаемых наносов. Современный характер природопользования на территории Приамурья нередко обуславливает ситуации, когда в русло Амура поступают химические элементы и их соединения в концентрациях опасных для жизни. В условиях водного потока они обладают повышенной миграционной способностью, быстро распространяются по реке на большие расстояния, а значит, становятся опасными для большей части населения приграничных государств. Поэтому проблема качества воды р. Амур носит также межгосударственный характер. Она неразделима с проблемой хозяйствования на территории Приамурья в целом. На сегодня известно, что время от времени в амурской воде в больших концентрациях присутствуют такие загрязнители, как фенолы, нефтепродукты, нитраты, нитриты, соединения фосфор-, хлор- и ртутьсодержащих пестицидов, соли тяжёлых металлов, а также различные патогенные бактерии и вирусы.

Решить данную проблему в ближайшее время вряд ли возможно, т.к. она длительное время не изучалась вовсе. Как проблема она сформировалась лишь в последние десятилетия, с появлением первых

наблюдений за химическим, микробиологическим составом воды. Поэтому для её устранения необходимы решения нескольких задач. Прежде всего, требуется исчерпывающая информация о полном составе загрязнителей, динамике их концентраций вдоль по реке. Существующая в настоящее время сеть гидрохимических постов не отвечает текущим задачам, не даёт целостной картины динамики качества воды в русле Амура. В этой связи существует необходимость создания системы новых постов, что гарантировало бы репрезентативность получаемых данных в отношении максимально полного набора поллютантов.

При решении задачи очень важно использовать единый подход и методы наблюдений. Для этого требуются, прежде всего, согласованные действия смежных государств по разработке единой нормативной базы ведения мониторинга качества воды, оснащения лабораторий современным оборудованием и высоко профессиональными кадрами.

Сама информация о загрязнителях воды не решает проблемы. Она только позволяет получить общую картину качества воды, выявить характер его изменения во времени и вдоль реки, установить участки русла с различной концентрацией тех или иных её загрязнителей. Главная задача состоит в выявлении основного источника и механизма поступления поллютантов в реку, а также определении их происхождения, которое может быть природным, техногенным или смешанным. Только выполнение всех перечисленных задач позволит приблизиться вплотную к устранению проблемы качества воды р. Амур.

Анализ современных экологических проблем показывает, что в основе вызвавших их противоречий, лежит недостаток нужной информации о состоянии, характере, особенностях и закономерностях развития природы. В настоящее время в обществе наблюдается явный перекос в соотношении «степень изученности / использование» речных ресурсов в сторону их практического освоения. Поэтому решение проблем крупных рек Амурской области и, прежде всего — её главного водотока сопряжено с получением новых глубоких знаний в отношении развития природы Приамурья, в частности — р. Амур. При этом новая информация должна отвечать всем современным требованиям к её использованию, формироваться на базе передовых информационных технологий.

В настоящее время общество искусственно ограничило натурное изучение р. Амур её фарватером. Специализированных межгосударственных научных исследований р. Амур, которые бы осуществлялись по единой, взаимно согласованной программе, не проводится уже более полувека. Это усугубляет существующие и порождает новые проблемы. Для решения назревших проблем р. Амур требуются, прежде всего, скоординированные действия смежных государств. Иными словами, данная задача носит межгосударственный характер.

Говоря о недостаточной изученности природы, природных процессов, действующих на территории Приамурья, речь идёт, прежде всего, не о количестве имеющейся информации, а, прежде всего, о её качестве. Не достаёт именно такой информации, которая удовлетворяла бы современным требованиям его обработки, хранения, обобщения, анализа и принятия рациональных управленческих решений по вопросам природопользования. Применительно к решению жизненно важных проблем р. Амур назрела необходимость в создании единого государственного института, специализирующегося на решении комплекса проблем р. Амур. Одна из главных его задач должна состоять в сборе научной информации по всему спектру проблем, объединять учёных различных отраслей знаний на решение текущих и недопущение новых проблем.

Литература

1. Гусев М. Н., Помигуев Ю.В. Руслые процессы Зеи в условиях современного хозяйствования // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 113-117.
2. Совместная Российско-Китайская схема. Схема комплексного использования водных ресурсов пограничных участков рек Аргунь и Амур. — Москва-Чаньчунь: Совинтервод, Суньяокомводхоз, 1998. — 6199с.

ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ЧЕРНОЗЕМОВИДНЫХ ПОЧВ И БУРОЗЕМОВ АГРОЭКОСИСТЕМ В УСЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНОЙ ЭРОЗИИ

Л.С. Колесникова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Проблема эрозионного смыва, как одна из форм проявления эрозии почв, затрагивает все сферы сельскохозяйственной деятельности. Эрозионный смыв приводит к изменению гранулометрического состава почвы в результате переноса илистых и коллоидных частиц с талыми водами и временными водотоками. В результате механический состав таких почв становится более грубый: наиболее тонкие и легкие частицы переносятся вниз по почвенному профилю и склону, аккумулируются в депрессиях микро- и мезорельефа; при этом более крупные частицы остаются на месте.

На приводораздельных частях склонов интенсивная эрозия может приводить к уничтожению гумусово-аккумулятивного горизонта почв и тогда на дневную поверхность может выходить иллювиальный горизонт. А у подножий склонов и в понижениях рельефа гранулометрический состав почвы утяжеляется, почва уплотняется, что ухудшает ее физико-химические свойства.

Особенно заметны эрозионные процессы на окультуренных почвах вследствие постоянного механического воздействия с/х орудий на их верхние горизонты. В процессе постоянной обработки разрушаются почвенные агрегаты, изменяется структура, микростроение становится более простым, распыляется почва в пахотном слое, что усиливает эрозионные процессы [1]. В связи с этим, нами было решено установить характер и степень изменения гранулометрического состава ежегодно используемых в сельскохозяйственном производстве почв (пашни) по сравнению с аналогичными залежными почвами.

Исследования проводились на сельскохозяйственных угодьях Ивановского района Амурской области (в 5 км на юго-запад от с. Ивановка), которые в геоморфологическом отношении приурочены к поверхности надпойменной террасы (относительной высотой 12-23 м над урезом воды р. Ивановка) в долине р. Ивановка. Поверхность террасы слабо наклонена на северо-запад (к р. Ивановка), по существу представляя собой склон, крутизной 2-5 градусов. Формирующиеся на его поверхности почвы относятся к следующим типам: буроземы, черноземовидные мощные и черноземовидные среднемощные [2]. В каждом типе почв выделены по 2 участка, со сходными морфологическими свойствами и приблизительно одинаковыми морфометрическими показателями рельефа, но отличающиеся по типу хозяйствования: один участок ежегодно используется в сельском хозяйстве (пашня), другой представляет собой 5-летнюю залежь. За основу почвенных исследований был взят сравнительно-геоморфологический метод, в соответствии с которым были заложены почвенные разрезы на различных элементах мезорельефа, что позволило проследить смыв илистых частиц вниз по почвенному профилю и по склону. За модель были приняты почвы, описанные Онищуком В.С., проводившим исследования окультуренных почв в том же районе в 60-х годах прошлого века [2]. Анализ гранулометрического состава проводился по методу Качинского с пирофосфатом натрия.

Исследования показали, что в строении профиля всех исследуемых пахотных почв происходят изменения, способствующие сглаживанию различий между верхним гумусовым горизонтом и переходными горизонтами по основным морфологическим признакам. Причем, после того, как почвы уходят под залежь, данный процесс поворачивается вспять, и разница между почвенными горизонтами становится более заметной.

По данным наших исследований (табл.), гранулометрический состав современных почв стал намного легче по сравнению с моделью. Особенно сильно заметны изменения гранулометрического состава черноземовидных среднемощных и черноземовидных мощных пахотных почв – соотношение физического песка и физической глины стало практически обратно пропорционально модельному на всем протяжении склона. Так, если в модельных черноземовидных почвах отмечается очень низкое содержание песка (3-4%), в то время как содержание фракции ила доходит до 50%, то у современных почв содержание фракции песка доходит до 40% на залежи и до 60% - на пашне, а содержание ила не превышает 8% на обеих почвах. Вышеназванные показатели говорят не только об ухудшении физико-химических свойств почв, по сравнению с модельными; но и об изменениях в почвообразовательном процессе. Бурая лесная почва оказалась более устойчива к изменению гранулометрического состава: соотношение физического песка и физической глины в пахотных почвах лишь немного изменилось в сторону увеличения песка, а залежные почвы почти восстановились до модельных показателей (табл.). Однако, содержание фракции ила намного меньше модельных 10% во всех разрезах бурых лесных почв.

На всех исследуемых типах почв зафиксирован смыв частиц вниз по склону: от привершинной части склона к подножью отмечается закономерное увеличение мощности гумусово-аккумулятивного

горизонта. Наилучшая устойчивость к смыву у черноземовидной мощной почвы. Мощность гумусово-аккумулятивного и переходного горизонтов, глубина залегания материнской породы в привершинной части склона, как на пашне, так и на залежи, наиболее близки к модельной. В нижней части склона мощность гумусово-аккумулятивного горизонта больше модельной почти в 2 раза. Черноземовидные среднемощные почвы менее устойчивы к смыву. В привершинной части склона окультуренных почв мощность гумусово-аккумулятивного горизонта не отличается от модельной при одновременном уменьшении мощности нижележащего иллювиального горизонта. Данный факт подтверждает наличие смыва почвы вниз по склону. Об этом свидетельствует и увеличение мощности гумусово-аккумулятивного горизонта в нижней части склона. Отсутствие изменений в мощности гумусового горизонта в верхней части склона обусловлено непрерывным перераспределением органики в толще пахотного слоя в результате ежегодных агротехнических мероприятий. Вспашка в Амурской области производится на глубину 20-22 см, что соответствует мощности гумусового горизонта целинных почв.

Таким образом, не смотря на смыв, мощность гумусового горизонта остается неизменной за счет уменьшения мощности иллювиального. На залежных же почвах мощность гумусового горизонта меньше на 10%, а нижележащего переходного горизонта – больше на 50% по сравнению с модельными почвами.

Однако, на залежи, как в середине склона, так и у подножья, почвенный профиль более дифференцирован.

Бурые лесные почвы – самые смытые из всех исследуемых: в привершинной части склона природный гумусово-аккумулятивный горизонт пахотных почв полностью уничтожен. Тем не менее, за счет постоянной механической обработки, запахивания органического вещества, и мощности иллювиального горизонта, гумусовый горизонт поддерживает мощность равную глубине вспашки. В результате эрозии, глубина залегания кровли материнских пород залежных почв, по сравнению с моделью, уменьшилась почти на 1 метр. Мощность почвы здесь составляет 38-40 см, при мощности гумусового горизонта всего 18 см. Отсюда следует, что, несмотря на активный смыв почвы в прошлом (о чем говорит изменение глубины залегания материнской породы и значительное увеличение мощности гумусового горизонта в нижней части склона), сейчас на данной почве преобладают процессы восстановления. Мощность гумусового горизонта меньше, чем у модели, однако по основным морфологическим признакам он ближе к модельному, чем гумусовый горизонт пахотных почв. При этом, переход между гумусовым и иллювиальными горизонтами в профиле залежных почв выражен ярче, чем у пахотных почв. Одновременно с этим, мощность гумусового горизонта у подножья склона почв увеличилась до 75 см, против 23 см у модельных бурых лесных почв, что подтверждает наличие активного смыва частиц вниз по склону.

Исследования показали, что смыв тонких частиц вниз по склону не всегда соответствует уменьшению мощности гумусового горизонта. Напротив, наименее устойчивые к смыву почвы наименее всего подвержены и изменениям гранулометрического состава по сравнению с модельными почвами. А у наиболее изменчивых в гранулометрическом отношении почв, мощность почвенных горизонтов практически не изменилась по сравнению с моделью. На всех исследуемых почвах зафиксирован смыв тонких частиц вниз по склону, причем на почвах пашни этот процесс выражен наиболее ярко. Это вызвано, прежде всего, тем, что почвы пашни в течение вегетационного периода неоднократно подвергаются механической обработке, а в начале и конце вегетационного периода – остаются без растительного покрова. Помимо этого, профиль залежных почв более дифференцирован по сравнению с почвами пашни, залежные почвы имеют более тяжелый гранулометрический состав, что свидетельствует о снижении активности смыва почвы и накоплении коллоидных частиц, способствующих формированию почвенных агрегатов [3]. На всех исследуемых почвах зафиксирован смыв тонких частиц вниз по склону, причем на почвах пашни этот процесс выражен наиболее ярко. Это вызвано, прежде всего, тем, что почвы пашни в течение вегетационного периода неоднократно подвергаются механической обработке, а в начале и конце вегетационного периода – остаются без растительного покрова. Помимо этого, профиль залежных почв более дифференцирован по сравнению с почвами пашни, залежные почвы имеют более тяжелый гранулометрический состав, что свидетельствует о снижении активности смыва почвы и накоплении коллоидных частиц, способствующих формированию почвенных агрегатов [3].

Литература

1. Муха В.С. Естественнo-антропогенная эволюция почв (общие закономерности и зональные особенности). – М.: Колос С, 2004. – 271 с.
2. Онищук В.С. Почвы юго-западной части Зейско-Буреинской равнины (классификация и диагностика). – Благовещенск, 1970. – 74 с.
3. Мизеров А. Эрозия почв юга Дальнего Востока и острова Сахалина и меры борьбы с ней. - М.: Наука, 1966.г. – 151 с.

СОСТАВ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ ППК АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЧВ КРУПНЫХ РЕК АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

А.В. Мартынов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Состав обменных катионов почвенного поглощающего комплекса в различных типах почв изменяется в широких пределах. Эти изменения закономерны, обусловлены типом почвообразования, водно-солевым режимом почв и хозяйственной деятельностью человека. Но практически все почвы в составе обменных катионов содержат Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Кальций способствует созданию физически уравновешенного почвенного раствора, повышает степень агрегированности, способствует формированию водопрочной структуры, благоприятствуя жизнедеятельности полезных почвенных микроорганизмов и растительности, блокирует поступление в растение тяжелых металлов, радиоактивных и фототоксичных элементов, усредняет реакцию среды. Магний играет жизненно важную функцию в питании растений, представляя собой, краеугольный камень при формировании хлорофилла, и его отсутствие приводит к угнетению растительного покрова [5].

В почвах с кислой реакцией среды обязательно присутствуют H^+ и Al^{3+} . В почве H^+ и Al^{3+} отвечают за формирование важнейшего почвенного параметра – кислотности. Чем выше концентрация H^+ и Al^{3+} , тем ниже значение pH.

Повышенное содержание подвижных соединений H^+ и Al^{3+} крайне негативно для почв и растений: подвижный фосфор переходит в недоступные для растений фосфаты алюминия, вымывается кальций, нарушается углеводный, азотный и фосфатный обмен в растениях; повышается растворимость соединений железа, марганца, алюминия, бора, меди и цинка избыток которых токсичен для растений; разрушается почвенное тело (кислый гидролиз), в результате чего затрудняется аккумуляция гумуса, ухудшаются агрофизические свойства почвы [2].

Цель работы: определить состав обменных катионов в почвенном поглощающем комплексе (ППК) аллювиальных почв крупных рек Амурской области.

Объект и методы исследования

Объект исследования - аллювиальные почвы, сформированные в среднем течении р. Зея и в нижнем течении р. Селемджа.

В основу почвенных исследований положен сравнительно-геоморфологический метод, в соответствии с которым, на каждом элементе мезорельефа заложены почвенные разрезы, с последующим отбором образцов для определения: титрованной обменной кислотности и подвижного алюминия методом А.В. Соколова; обменного кальция и магния – комплексонометрическим методом [1]. Почвенные типы определены на основании принципов классификации и диагностики почв предложенной Л.Л. Шишовым и В.Д. Тонконогих [3].

Результаты исследования

Анализ состава обменных катионов почвенного поглощающего комплекса почвенных формаций, сформированных на пойме р. Зея показал, что основным фактором, влияющим на состав обменных катионов в ППК аллювиальных почв, служит водный режим почв. Так, в аллювиальной слоистой почве правобережного пойменного массива, отделенной от русла реки, бечевником шириной около 10 м, содержание обменных H^+ и Al^{3+} не превышает суммы 10 % от ППК. Тогда как в слоистой почве левобережного пойменного массива, вплотную прилегающей к руслу реки, их содержание в составе ППК достигает 40 %. При этом содержание кальция в слоистой почве обоих берегов почти не меняется, и достигает 6 – 7 мг-экв/100 г, что составляет около 40 % от ППК. Магния в слоистой почве левого берега значительно меньше, чем в аналогичной почве правобережного пойменного массива – от 1 до 7 мг-экв/100

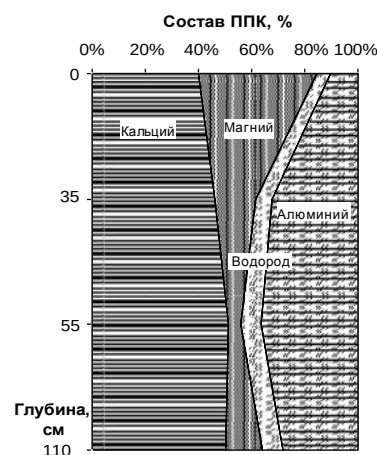


Рис. 1. Состав ППК аллювиальной слоистой почвы левобережного пойменного массива р. Зея

В

г и от 4 до 7 мг-экв/100 г соответственно. Уменьшение содержания магния вниз по профилю свидетельствует о его выносе из почвы с речными водами (рис. 1).

Аллювиальная серогумусовая почва занимает самое высокое гипсометрическое положение на пойме. Но, так как левобережный пойменный массив ниже правобережного относительно уреза воды, то в аллювиальной серогумусовой почве левого берега содержится больше обменных H^+ и Al^{3+} , что связано с низким уровнем залегания грунтовых вод. В целом, процент участия в составе ППК водорода и алюминия в аллювиальной серогумусовой почве, самый низкий среди всех типов аллювиальных почв р. Зей – не более 20% (1 – 2 мг-экв/100 г алюминия и 0,5 – 1 мг-экв/100 г водорода). Кальция и магния в составе ППК примерно поровну, около 40 %, хотя кальция в почве содержится больше – в среднем от 4 до 10 мг-экв/100 г, чем магния – от 3 до 9 мг-экв/100 г.

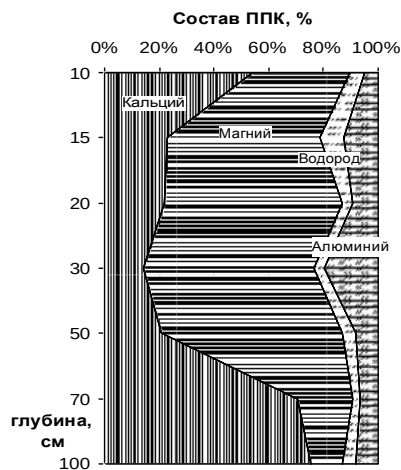


Рис. 2. Состав ППК аллювиальной серогумусовой глееватой почвы правобережного пойменного массива р. Зей

В аллювиальной серогумусовой глееватой почве обменных водорода и алюминия больше в почве правобережного пойменного массива, что можно объяснить низким гипсометрическим уровнем заложённого разреза. Оценка состава обменных катионов этого почвенного типа выявляет ещё одну особенность в составе ППК, которая также наблюдается в слоистой почве левобережного пойменного массива – преобладание обменного магния над кальцием в верхней или средней части почвенной толщи, тогда как в серогумусовой почве преобладает кальций (рис. 2). При этом обеспеченность серогумусовой глееватой почвы обменными катионами выше, чем у аллювиальных серогумусовых почв. Кальция содержится от 3 до 12 мг-экв/100 г, магния – от 1 до 16 мг-экв/100 г, водорода – от 0,5 до 2 мг-экв/100 г и алюминия от 0,5 до 1,5 мг-экв/100 г.

Аллювиальная торфяно-глеевая почва характеризуется максимальным содержанием в составе ППК обменного алюминия – 8 - 21 мг-экв/100 г, что составляет почти 50% ППК. Но содержание обменного Al^{3+} уменьшается вниз по профилю и, на глубине 75 см не превышает 20% от ППК. Одновременно, с глубиной, возрастает

содержание кальция с 9 до 20 мг-экв/100 г, изменяя свое участие в составе ППК от 20% до 50%. Данная особенность может быть связана и с изменением химического состава грунтовых вод с глубиной и с изменением окислительно-восстановительного потенциала. Как следствие, мобильностью элементов в верхней и нижней частях почвенного профиля неодинакова [4]. Обменные магний и водород распространены в почве относительно равномерно, в количестве 7 – 10 мг-экв/100 г и 1 – 3 мг-экв/100 г соответственно, степень их участия в составе ППК незначительна.

Главное отличие аллювиальных почв р. Селемджа от аллювиальных почв р. Зей, также обусловлено влиянием грунтовых и речных вод на почвенный покров. Так как гипсометрический уровень поймы, по отношению к урезу воды, на порядок ниже, чем у поймы р. Зей, то в составе обменных катионов почти везде преобладает алюминий и значительно меньше обменного магния вследствие его вымывания из почвенного профиля.

В аллювиальной слоистой почве преобладает обменный Ca^{2+} , содержание которого изменяется по профилю от 3 до 14 мг-экв/100 г и составляет 50% ППК. Обменного магния и алюминия примерно поровну, от 2 до 5 мг-экв/100 г или по 20% ППК на каждый элемент. Водорода в почве немного, от 2 до 3 мг-экв/100 г, и он почти весь концентрируется в дерновине.

Серогумусовая аллювиальная почва формируется на повышенных участках поймы, и влияние грунтовых вод распространяется только на нижнюю часть почвенного профиля, что наглядно подтверждает рис. № 3. В верхней части почвенного профиля преобладает кальций (5 – 20 мг-экв/100 г) в нижней части преобладает алюминий (3 - 8 мг-экв/100 г). Соотношение участия этих элементов в составе ППК меняется с глубиной: у кальция с 60 до 20%, у алюминия с 10 до 40 %. Водород и магний относительно равномерно распространены по профилю в незначительных количествах 1 - 3 мг-экв/100 г и 3 – 6 мг-экв/100 г соответственно.

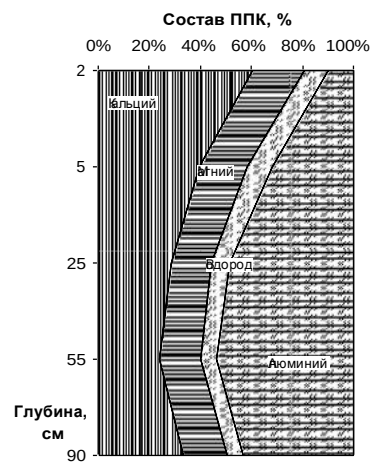


Рис. 3. Состав ППК аллювиальной серогумусовой почвы р. Селемджа

Аллювиальная серогумусовая глеевая и аллювиальная торфяно-глеевая почвы похожи по составу обменных катионов и по их количеству в почве. В среднем содержание обменного алюминия в этих почвах изменяется от 4 до 30 мг-экв/100 г, достигая 40 – 50 % ППК. Обменных кальция и магния в серогумусовой глеевой почве немного больше чем в аллювиальной торфяно-глеевой почве – от 6 до 12 мг-экв/100 г и от 3 до 6 мг-экв/100 г соответственно. В торфяно-глеевой почве кальция содержится 6 – 9 мг-экв/100 г, магния 1 - 4 мг-экв/100 г. Соотношение обменных магния и кальция в ППК обеих почв примерно одинаково и составляет 25 – 30% ППК и 10% ППК соответственно. Водорода в обеих почвах мало - 1 – 3 мг-экв/100 г.

Аллювиальная перегнойно-глеевая почва стоит особняком в структуре почвенного покрова р. Селемджа по обеспеченности обменными катионами и их распределению. Это почва занимает самую низкую точку на пойме и она наиболее переувлажнена, но при этом содержание обменного алюминия в ней ниже, чем обменного кальция, 20% и 40% ППК соответственно. Также эта почва характеризуется самым низким содержанием обменных катионов из всех исследованных почвенных типов: магния содержится 2 - 3 мг-экв/100 г, кальция 4 - 7 мг-экв/100 г, алюминия 2 - 3 мг-экв/100 г и водорода 0,5 - 1 мг-экв/100 г.

Заключение

По составу обменных катионов аллювиальные почвы делятся на три группы:

- К первой группе относятся аллювиальные почвы, в составе ППК которых преобладает кальций и алюминий: аллювиальная серогумусовая глеевая и аллювиальная торфяно-глеевая. Эти почвы в геоморфологическом отношении тяготеют к отрицательным формам пойменного рельефа, и наиболее часто подвержены затоплению. Данные почвы неблагоприятны для растительности из-за, больших концентраций токсичного обменного алюминия и очень низкого содержания обменного магния.

- Ко второй группе относятся аллювиальные почвы, состав ППК которых наиболее оптимален для растительности, т.к. в нем преобладают кальций и магний: аллювиальная слоистая, аллювиальная серогумусовая и аллювиальная серогумусовая глееватая. Почвы сформированы на положительных формах пойменного рельефа пойм. Вместе с тем, если слоистые почвы, формируются в непосредственной близости от русла реки, то состав обменных катионов близок к почвам первой группы.

- К третьей группе относится аллювиальная перегнойно-глеевая почва. И хотя она формируется преимущественно в аквальных условиях, её ППК состоит на 50 % из обменного Ca^{2+} . Данный тип почв характеризуется чрезмерным переувлажнением и переуплотнением почвенного профиля, вследствие чего она лишена растительного покрова.

Обменный водород в ППК аллювиальных почв неустойчив, и замещается обменным алюминием. Исключение составляет дерновина, где обменный H^+ преобладает над обменным Al^{3+} в силу малого содержания минеральных алюмосиликатов в органогенных горизонтах.

Литература

1. Агрохимический анализ почв, растений и удобрений. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 113с.
2. Зонн С.В., Гахомини А.В. Алюминий и его роль в почвообразовании // Почвоведение. 1981. №4. С. 25-31.
3. Классификация и диагностика почв России. – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342с.
4. Костенков Н.М., Стрельченко Н.Е. Окислительно-восстановительные режимы и превращение элементов в почвах избыточного переувлажнения // Успехи почвоведения. М.: Наука, 1986. – С. 57-63.
5. Орлов Д.С. Химия почв. – М.: Изд-во. Моск. ун-та., 1985. – 376 с.

ГЕОЭКОЛОГИЯ И УСТОЙЧИВОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРРИТОРИИ (ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Е.А Мясников

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Проблемы устойчивого развития территории (ландшафта как геосистемы) многообразны, но основное внимание традиционно уделяют экономико-географическим и экологическим аспектам. Однако, для их успешного решения немаловажен также анализ и синтез данных о геолого-геоморфологических системах (ГГС), как базовых подсистем ландшафта. При этом мы считаем, что наиболее эффективно их проводить на морфоструктурной основе, когда основным методологическим стержнем выступает принцип геолого-геоморфологической конформности [2-5].

Как известно, морфоструктурные исследования давно вошли в практику прогнозно-поисковых оценок минерально-сырьевых ресурсов (МСР), а в последнее время – оценок геодинамических опасностей в геоэкологических целях. Что касается морфоструктурных факторов устойчивого развития территории, то с одной стороны, по мнению автора, для соответствующих оценок необходим комплекс показателей, подтверждающий достаточное количество и качество невозобновляемых земельных ресурсов (ЗР) и МСР, а с другой – благоприятных и безопасных эколого-геоморфологических (геодинамических) условий их освоения на определенный (большой) промежуток времени. В отношении же возобновляемых ресурсов – ГГС выступают как один из важных условий их полного восстановления.

В любом случае, основными геолого-геоморфологическими (морфоструктурными) факторами устойчивого развития территории выступают: ресурсоемкость, уязвимость и геодинамика ГГС. Ресурсоемкость ГГС должна рассматриваться в морфогенетическом аспекте, в качестве одной из составных частей конформных комплексов морфоструктур. При этом, важное значение имеет прикладная (производственная и геоэкологическая) совместимость различных видов МСР между собой и в комплексе с ЗР. Уязвимость ГГС определяется современной (статической) степенью сложности и нарушенности структурно-вещественных комплексов, а также тектонических и геоморфологических форм ГГС. Геодинамика ГГС включает эндодинамическую, экзодинамическую и технодинамическую составляющие за определенный временной период, цикл, стадию и тд.

Анализ и синтез указанных факторов можно осуществлять разными способами, например с использованием матричной системы сопоставления показателей уязвимости и ресурсоемкости ГГС (табл.), где t_0 – современный момент времени, $ПУ_{t_n}$ – потенциальная устойчивость на период t_n .

Уязвимость ГГС	Ресурсоемкость ГГС		
	P_{t_0}	P_{t_1}	P_{t_n}
высокая (в)	$ПУ_{t_0v}$	-	-
средняя (с)	-	$ПУ_{t_1c}$	-
низкая (н)	-	-	$ПУ_{t_nn}$

При этом, как было отмечено ранее, чем выше ранг ГГС, тем больше значение имеют эндогенные составляющие, меньше – экзогенные и еще меньше – техногенные и наоборот [4,5]. Поэтому, при мелкомасштабных исследованиях устойчивого развития (например С-В Азии) основной упор делается на общий анализ и оценку эндодинамической (землетрясения и современный вулканизм) опасности, а также степень освоения комплекса минерально-сырьевых и земельных ресурсов. Степень техногенной освоенности территории имеет также общий характер (расселение и размещение производительных сил). В процессе среднемасштабных исследований отдельных регионов (ДВ и др.) производится анализ и синтез конкретных видов МСР и ЗР, а также эндодинамических, экзодинамических и технодинамических опасностей присущих региону. При крупномасштабных исследованиях (урбанизированные территории ДВ и др.) основной упор делается на локальные особенности МСР и ЗР, а также на специфические экзо- и, особенно, технодинамические процессы и явления.

Принципиальную схему проведения морфоструктурных исследований в целях оценки устойчивого развития территории, можно разделить на этапы: I – функциональное зонирование и районирование ГГС; II – оценка ресурсоемкости и уязвимости ГГС; III – оценка геодинамики ГГС, а также моделей геодинамических рисков; IV – оценка устойчивости ГГС к различным видам природо- и землепользования на различные периоды времени. Составляются соответствующие прогнозные схемы и рекомендации по управлению устойчивым развитием территории на морфоструктурной основе, а также «сценарии»

возможного негативного развития и соответствующего реагирования. Кроме того, необходимо изучение «приемлемых» рисков, но самое главное – все оценки устойчивого развития территорий на морфоструктурной основе должны проводиться еще на стадии «замысла» т.е. до возникновения возможных опасных событий, а не наоборот.

На примере рассмотренного ранее локального объекта УТ г. Владивостока, охарактеризуем некоторые аспекты его устойчивого развития.

Оценка устойчивости геолого-геоморфологических систем УТ базируется здесь на комплексе показателей. В качестве исходных состояний приняты те, которые сложились на настоящий момент. Степень урбанизации территории такова, что здесь можно встретить природные, природно-техногенные и техногенные ГГС. При этом чем выше ранг ГГС, тем больше значение природного фактора. Так, геолого-геоморфологическое строение всего южного макросклона бухты Золотой Рог, не претерпело существенных изменений. Последние касаются главным образом микроформ рельефа и приповерхностной части геологического строения (глубина проникновения, нагрузки и др.). Техногенные грунты и их формы создали новые геологические тела с другими свойствами.

В связи с вышесказанным, основными критериями устойчивости ГГС являются совокупности вещественных комплексов геологических тел, их тектонических и геоморфологических форм, наличие градиентных зон, где происходит быстрая смена многих или всех показателей, и др. Вслед за Э.А. Лихачевой и др. [1], выделено три группы показателей: 1 – состав вещественных комплексов, их тектоническая структура (формы залегания, разломы); линейные, угловые, высотные параметры рельефа, его морфометрические и морфографические характеристики; 2 – характер эндогенных, экзогенных, техногенных процессов, их сочетаний и интенсивностей; 3 – гидродинамические характеристики, возможности затопления и подтопления, изменения уровня грунтовых вод, наличие напорных и безнапорных вод, возможности самоизлива.

Устойчивыми, по нашему мнению, считаются такие ГГС, где уклоны поверхности менее 7-12°, ее горизонтальная и вертикальная расчлененности малые и очень малые, слабо проявлены экзогенные процессы, геологическое строение простое (падение пластов моноклинальное, углы наклона до 30°), водоносные горизонты безнапорные, маломощные, литодинамические и поверхностные гидродинамические потоки фронтальные.

Неустойчивые ГГС характеризуются следующими условиями: сильно расчлененный рельеф с общим уклоном поверхности более 12°, глубина расчленения более 35 м/км², а густота расчленения более 2 км/км²; активные эндо- и экзогенные процессы, неоднородное геологическое строение, наличие зон дробления и линейных кор выветривания, различных углов падения пластов, складок и флексур; расположение в зоне затопления паводковыми водами 4-5% обеспеченности (1 раз в 25 лет); залегание безнапорных водоносных горизонтов на глубине менее 3 м, а напорных – менее 10 м.

Анализ условий градостроительства на рассмотренной выше территории г.Владивостока показал, что по основным показателям, имеющиеся там ГГС относятся, в целом, к устойчивым, приближаясь местами к средней устойчивости. Обводненность некоторых участков, повышенная раздробленность горных пород, линейные коры выветривания снижают устойчивость ГГС - определяют основные проблемы застройки. Более детальные эколого-геоморфологические исследования на конкретных строительных площадках могут изменить эти показатели в ту или иную сторону, но вряд ли они будут существенными, если не считаться с экономической целесообразностью. Инструментальных данных о современных тектонических и техногенных деформациях земной поверхности здесь нет, но такие деформации возможны в зонах некоторых разломов. Кроме того, засыпанные овраги и промоины по-прежнему остаются водосборами, а часть потоков перешла в категорию подземных.

Литература

1. Лихачева Э.А., Локшин Г.П., Просунцова Н.С., Тимофеев Д.А. Эколого-геоморфологическая оценка г. Москва // Геоморфология. 2000. №1. С. 48-55.
2. Мясников Е.А. Прогнозирование землетрясений Амурской области и сопредельных территорий на морфоструктурной основе // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока: III науч. конф., 22-25 мая 2001 г., Хабаровск: [тез. докл.]. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С.94-98.
3. Мясников Е.А. О прогнозных оценках минеральных ресурсов, их освоении и кадастроведении на морфоструктурной основе // Регионы нового освоения: состояние, потенциал, перспективы в начале третьего тысячелетия. 2002. Т. 2. С. 40-42.
4. Тащи С.М., Ермошин В.В. Комплексная геодинамическая опасность // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока: III науч. конф., 22-25 мая 2001 г., Хабаровск: [тез. докл.]. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С.121-127
5. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем: учеб. пособие. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

БИОИНДИКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОМЫШЛЕННЫХ И ПАРКОВЫХ ЛАНДШАФТАХ г. БЛАГОВЕЩЕНСКА

Л.М.Павлова, Н.Г.Куимова, И.М. Котельникова, Л.П.Шумилова, Н.Ю.Леусова,
А.Г.Сергеева

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Санитарно-гигиенические нормативы, основанные на инструментальных физико-химических методах анализа, не вполне информативны для комплексной оценки состояния экосистем. Поэтому для определения степени изменения окружающей среды под влиянием техногенеза получают развитие системы биотических показателей, основанные на реакциях живых организмов, которые получили название биоиндикационные методы. В большинстве случаев эти методы оперативны, не требуют специальных приборов, реактивов, оборудования. При биоиндикации хорошо прослеживается картина суммарного воздействия поллютантов на компоненты биоценоза.

В качестве биоиндикаторов к использованию предлагаются разные системы живых организмов в зависимости от экосистемы. Информативными индикаторами аэротехногенного загрязнения лесных экосистем зарекомендовали себя лишайники [1]. Для оценки состояния техногенно-нарушенных почв широко используют микробально-биохимические показатели [2, 3]. В качестве биоиндикаторов также предлагается использовать жужелиц [4]. Меньше сведений об использовании в качестве биоиндикаторов отдельных видов растений и их биохимических показателей.

Целью наших исследований была оценка степени экологической напряжённости урбанизированной среды (на примере г. Благовещенска) методами биоиндикации, где в качестве индикаторных организмов использовали микробные и растительные сообщества.

Специфичность загрязнения окружающей среды в Благовещенске обусловлена не столько деятельностью промышленных объектов, сколько наличием значительного количества автотранспорта, широкой сетью отопительной системы частного сектора, котельных и расположением теплоэлектроцентрали (ТЭЦ) в черте города, а его обеспеченность зелёными насаждениями далека от нормативных показателей [5]. В системе городского озеленения преобладают небольшие по площади скверы, уличные рядовые и дворовые посадки 40-60-летнего возраста, количество парков весьма незначительно. Почвенный покров в большинстве своём представлен антропогенными глубокопреобразованными урбанозёмами и урбанотехнозёмами; естественно-ненарушенные и естественно-антропогенные почвы встречаются только в парках и скверах.

В почвах рекреационных (Первомайский и Городской парки (ПП и ГП) и техногенных зон (вокруг ТЭЦ, кольцевая автодорога (К) микрорайона) определяли состав микромицетов и состояние произрастающей на этих территориях древесной растительности. Состояние растительности оценивали по ряду показателей (категория и средневзвешенный индекс ($B_{с.с.н.}$), а также индекс жизненного состояния (I_n), в вегетативных органах определяли состав и количество основных групп фотосинтетических пигментов. Загрязнение окружающей среды оценивали по накоплению тяжёлых металлов в растительной биомассе и почве и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в почве.

Исследование микроэлементного состава снегового покрова г. Благовещенска, как интегрального показателя степени загрязнения воздушной среды, выявило повышенные концентрации Pb, Zn, Cu в воздухе в районе кольцевой автодороги. Значительная доля элементов-загрязнителей поступает в растения из почв, в которых степень подвижности элементов зависит от их агрохимического состояния и кислотно-щелочных свойств. Результаты анализа валового содержания элементов свидетельствуют о превышении полученных для этих почв значений над среднемировыми по Pb, Cr, Cu, Sr, Ba, а по веществам I, 2 класса гигиенической опасности - As, Zn – над ПДК или ОДК. Слабоподвижные (Pb) и подвижные в кислых почвах Zn, Cu, Sr, Ba, Co, Mn, Cd становятся практически неподвижными (Pb, Ba, Co) или слабоподвижными в нейтральных и щелочных почвенных условиях [11]. Тогда как Mo, V, Cr, As и Ni – неподвижные или слабоподвижные в кислых почвах, в щелочной среде переходят в растворимые и крайне токсичные формы. Следовательно, из почв кольцевой автомагистрали в растения могут поступать в значительных количествах Zn, Cu, Sr, Ba, Co. На произрастающие вблизи ТЭЦ растения могут влиять обнаруженные в почве в значительных количествах As и Cr, токсичность которых увеличивается в щелочной среде. Практически во всех проанализированных почвенных образцах (кроме почв Первомайского парка) были выявлены ПАУ. Наиболее загрязненными ПАУ оказались почвенные образцы, отобранные в районе ТЭЦ и кольцевой автодороги.

В естественно ненарушенных почвах рекреационных зон доминировали микроскопические грибы, характерные для почв естественных ценозов - представители родов *Trichoderma*, *Penicillium*, *Mucor*. Заметные изменения в составе комплекса микромицетов наблюдались в урбаноземах, среди обычных видов микромицетов здесь преобладали представители темноокрашенных форм – *Alternaria* spp., *Cladosporium* spp., уменьшилась численность пенициллов. В зоне интенсивного воздействия выбросов ТЭЦ и автотранспорта (К) увеличилась встречаемость условно-патогенных видов и токсинообразующих форм – *Aspergillus niger*, *Aspergillus fumigatus*, *Penicillium funiculosum*, *Penicillium* spp., *Trichoderma koningii*, *Alternaria alternate*, *Cladosporium* spp.

Уровень жизненного состояния растений – показатель интегральный, в котором отражаются не только биологические свойства растения, но и его реакция на воздействие биотических и абиотических факторов. Только насаждения Городского парка по показателям жизненного состояния (I_n до 0.8) и средневзвешенного индекса санитарного состояния ($B_{с.с.н}$ = 1-2) можно отнести к категории здоровых и устойчивых (табл. 1). По снижению уровня этих показателей рядовые посадки вокруг ТЭЦ приближаются к категории неустойчивых, хотя по возрасту значительно моложе остальных объектов, которые характеризуются как поврежденные, среднеустойчивые (I_n 0.6 ; $B_{с.с.н}$ =2.1-2.4).

Суммарное количество фотосинтетических пигментов значительно варьирует в зависимости от места произрастания растений. По снижению уровня этого показателя для каждой из обследованных древесных пород экотопы мест их произрастания можно расположить в следующем порядке:

- для тополя Симони: ПП > ГП > ТЭЦ > К
 - для ильма мелколистного: ПП > ГП > ТЭЦ > К
 - для берёзы плосколистной: ПП > ГП > ТЭЦ > К
- Листья тополя Симони, произрастающего в парковых массивах, отличались максимальным фотосинтетическим потенциалом. Низкие значения этого показателя (меньше на 31-53%) обнаружены в листьях тополей, произрастающих в местах с интенсивным движением транспорта (К) и вблизи ТЭЦ. Аналогичная тенденция по содержанию фотосинтетических пигментов в зависимости от места произрастания сохраняется для ильма мелколистного и берёзы плосколистной.

Таблица 1

Санитарно -экологическая характеристика насаждений

Категория состояния (6)	ПП	ГП	К	ТЭЦ
1 – без признако				
ослабления	37	48	20	5
2 - ослабленные	44	45	53	64
3– сильно ослабленные	12	4	21	24
4 - усыхающие	4	1	2	0
5 – свежий сухостой	1	1	1	1
6 - старый сухостой	2	1	3	6
$B_{с.с.н}$	2,20	1,63	2,12	2,45
I_n	0,72	0,82	0,67	0,60
Z_c снега по (7)	13	6	4-7	10–11
Z_c почвы по (8)*	23–9	36–38	21–33	24–35
г по Zn	н.о.		от -0,5 до – 0,9	
г по Sr	н.о.		от -0,9 до -1	
ПАУ, качественный состав	н.о.	Нафталин, аценафтилен	Фенантрен, бензантрацен, бензо(к)флуорантен, бенз(а)пирен	Флуорен, фенантрен, бенз(а)пирен

Примечание: «–» – нет данных; «н.о.» – не обнаружено; * Z_c – показатель суммарного загрязнения почв тяжелыми металлами, приведены значения для горизонтов 0-10 см и 10-20 см; $B_{с.с.н}$ – средневзвешенный индекс состояния насаждения (9); I_n – индекс жизненного состояния насаждений [10].

Отвечающее оптимальному соотношению фотосинтетических пигментов обнаружено только в листьях тополя Симонии и ильма мелколистного, произрастающих в парках. В районе кольцевой автодороги соотношение пигментов резко варьирует либо за счёт снижения и каротиноидов и хлорофилла а.

Для техногенных зон обнаружена высокая положительная корреляция между количеством Zn в почве и вегетативной биомассе для тополя Симони (r = 0,6), берёзы плосколистной (r = 0,9) и незначительную - для ильма мелколистного, тогда как для растений из парковой зоны такой корреляции не обнаружено. При накоплении вегетативной биомассой Sr от его содержания в почве прослеживается прямая значительная корреляция для берёзы (r = 0,9). Для Cu и остальных металлов корреляционная

взаимосвязь либо отрицательная (для тополя $r = -0,7$), либо её невозможно было обнаружить из-за отсутствия данных по содержанию элементов в растительной биомассе.

В листьях обследованных деревьев обнаружено наличие Zn (30-1360), Cu (8-50), Sr (8-600), Ba (100-775), Ti (20-357), Rb (8-40). В листьях тополя Симони отмечается более интенсивная аккумуляция Zn, Sr и Cu, в листьях ильма мелколистного – Ti; в листьях берёзы плосколистной – Ba. О весьма энергичном накоплении Zn листьями тополя Симони и берёзы плосколистной в экотопах ТЭЦ, кольцевой автодороги свидетельствует высокий КБП этого металла. Ильм мелколистный характеризуются средним КБП Zn в парках и сильным – в техногенных зонах. По остальным элементам (Cu, Sr) КБП для всех пород практически во всех учётных точках свидетельствуют от средней до сильной степени поглощения.

Токсичные концентрации металлов в тканях растений приводят к уменьшению количества и изменению соотношения хлорофиллов *a* и *b*. В листьях тополя Симони, ильма мелколистного, берёзы плосколистной высокие показатели КБП Zn из техногенных зон соответствуют более низкому суммарному содержанию фотосинтетических пигментов ($r = -0,51$; $-0,5$ и $-0,9$ соответственно) и значительному отклонению соотношения хлорофиллов групп *a* и *b* от оптимального. К снижению суммарного содержания фотосинтетических пигментов в листьях тополя и ильма также приводит высокое значение КБП Sr ($r = -0,9$ и -1 соответственно).

Таким образом, сообщество почвенных микромицетов и показатели состояния древесной растительности могут служить индикаторами техногенной нагрузки на урбанизированных территориях. В городских почвах наблюдается перегруппировка микробоценоза, изменение его структуры, снижается видовое разнообразие микроорганизмов и увеличивается количество токсикогенных, аллергенных и патогенных видов. Независимо от возраста (от 30 до 100 лет) зелёные насаждения техногенных зон города в основном характеризуется как поврежденные, среднеустойчивые. Высокие концентрации тяжёлых металлов, зарегистрированные в почве, вызывают значительное снижение количественного содержания и изменения в соотношении основных групп фотосинтетических пигментов. Биоиндикационные показатели (структуру почвенных микробоценозов, характеристики фотосинтетического аппарата вегетативных органов лиственных пород) можно использовать в качестве дополнительного экспресс-метода для оценки состояния окружающей среды.

Литература

1. Пчёлкин А.В., Боголюбов А.С. Методы лишеноиндикации загрязнений окружающей среды: метод. пособие. М.: Экосистема, 1997. 25 с.
2. Терехова В.А. Микромицеты в экологической оценке водных и наземных экосистем. М.: Наука, 2007, 215 с.
3. И.Д.Свистова, Н.Н.Талалайко, А.П.Щербаков. Микробиологическая индикация урбанозёмов г. Воронеж // Вестник ВГУ. Сер. Химия. Биология. Фармация. 2003. №2. С. 175-180.
4. Логвиновский В.Д., Кречетова Т.В. Жужелицы (Coleoptera, Carabidae) как объект биоиндикационных исследований в условиях северо-запада России // Вестник ВГУ. Сер. Химия, биология. 2000. С.108 - 111.
5. Павлова Л.М., Котельникова И.М., Куимова Н.Г., Тимченко Н.А. Оценка санитарного состояния древесных насаждений г. Благовещенска // Вестник Поморского университета. 2010. № 1, С. 55-62.
6. Санитарные правила в лесах Российской Федерации. М.: Экология. 1992. 17 с.
7. Куимова Н.Г., Радомская В.И., Павлова Л.М., Жилин О.В., Радомский С.М., Березина О.В. Особенности химического и микробиологического состава снежного покрова г. Благовещенска // Экология и промышленность России. 2007. февраль. С. 30-33.
8. Куимова Н.Г., Шумилова Л.П., Павлова Л.М. Оценка экологического состояния почв г. Благовещенска // Вестник РУДН. Сер. «Экология и безопасность жизнедеятельности». 2008. № 3. С. 42-53.
9. Якубов Х.Г. Экологический мониторинг зелёных насаждений Москвы. М.: ООО «Стагирит-Н». 2005. 264 с.
10. Методы изучения лесных сообществ. Спб.: НИИХимии СПбГУ, 2002. С.240.
11. Добровольский В.В. Основы биогеохимии. М.: Изд. центр «Академия», 2003. 400 с.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ БАСЕЙНА РЕКИ ЗЕИ В ЦЕЛЯХ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Ю. В. Помигуев

Институт геологии и природопользования ДВО РАН

Результаты последних лет исследований в различных отраслях науки (морской геологии, континентальной геодинамики, планетологии, геоморфологии) свидетельствуют о том, что для эволюции Земли наибольшее значение имеют не столько тектонические структуры, сколько сама земная поверхность [1]. Рельеф земной поверхности – результат взаимодействия двух ветвей литопотоков: эндогенной и экзогенной. Экзогенные процессы перераспределения вещества в приповерхностном слое земной коры являются ведущими: в динамике морфоскульптур эндогенная составляющая проявляет себя опосредованно – путем создания гравитационного потенциала. Значительная доля в работе по перемещению вещества по земной поверхности приходится на склоновые и флювиальные процессы. В комплексе рельефо-образующих процессов наибольший вклад по объёму переносимого материала в составе нисходящей ветви Глобального Круговорота, принадлежит эрозионно-аккумулятивным процессам [2, 3, 4 и др.]. Экзогенез рельефа связан, прежде всего, с совокупной деятельностью водотоков, дренирующих участки земной поверхности, имеющих определённый морфологический облик, в виде совокупности функционально, динамически и пространственно связанных, иерархически соподчинённых геоморфосистем – водолитосборных бассейнов.

Площадь бассейна Зеи по данным А.А. Соколова составляет 233 000 км², что составляет более 11% от площади – 2 050 000 км² – бассейна Амура [5]. Первая цифра подтверждается и нашими данными (по топографическим картам М 1:100000, а также по результатам обработки данных радарной интерферометрической съёмки поверхности земного шара [6], осуществленной в феврале 2000г с борта "Шатл"– цифровых моделей рельефа 3-х секундного разрешения SRTM3, размещенных на сайте http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/). Однако до настоящего времени для территории Зейского бассейна, речная сеть которого дренирует более 60% Амурской области, отсутствуют не только материалы по изучению его структурной организации, но и морфометрические материалы на большинство его площадей. Между тем эти исследования крайне необходимы для оценки роли рельефа в развитии неблагоприятных экзогенных процессов, активно развивающихся на равнинах Приамурья: почвенной и овражной эрозии, оползневых и др. процессов [7]. В Лаборатории геоэкологии Института геологии и природопользования в рамках программы «Комплексные исследования в бассейне р. Амур» проведена работа в определенной степени восполняющая этот пробел. Построена гидрологически корректная цифровая модель рельефа бассейна р.Зея для целей морфометрического анализа в диапазоне масштабов от 1:100000 и мельче и на её основе созданы в масштабе 1:500 000 карты базисных поверхностей 2-го – 8-го порядков; вершинных поверхностей 2-го – 4-го и вершинной поверхности по всем порядкам водоразделов; объёмов остаточных форм 2-го – 4-го порядков; густоты и глубины расчленения рельефа бассейна р.Зея.

Геоморфодинамика водолитосборных бассейнов

Как любая другая геоморфосистема, водолитосборный бассейн развивается за счет взаимодействия формирующих, создающих разность гравитационных потенциалов и разрушающих, приводящих в конечном итоге к созданию эквипотенциальной поверхности, литопотоков (по А.В. Позднякову соответственно: F-потоки и D-потоки, [8, 9]). В соответствии с теорией самоорганизации геоморфосистем D-потоки инициируются F-потоками и совокупный расход вещества в D-потоках (Q_d) на общем отрезке характерного времени (T_{xp}) развития геоморфосистемы не может быть больше такового в F-потоках (Q_f). При $Q_f > 0$, $Q_d \leq Q_f$ формы рельефа находятся в близком к динамически равновесному режиму развития; при $Q_f = 0$, $Q_d \rightarrow 0$ формы рельефа сглаживаются, заменяясь эквипотенциальной поверхностью при качественной смене генетического типа литопотоков [8]. Тогда выходной характеристикой рельефа является динамика объема $V(t)$ вещества, заключенного в формах рельефа, определяющаяся расходами вещества в F- и D-потоках.

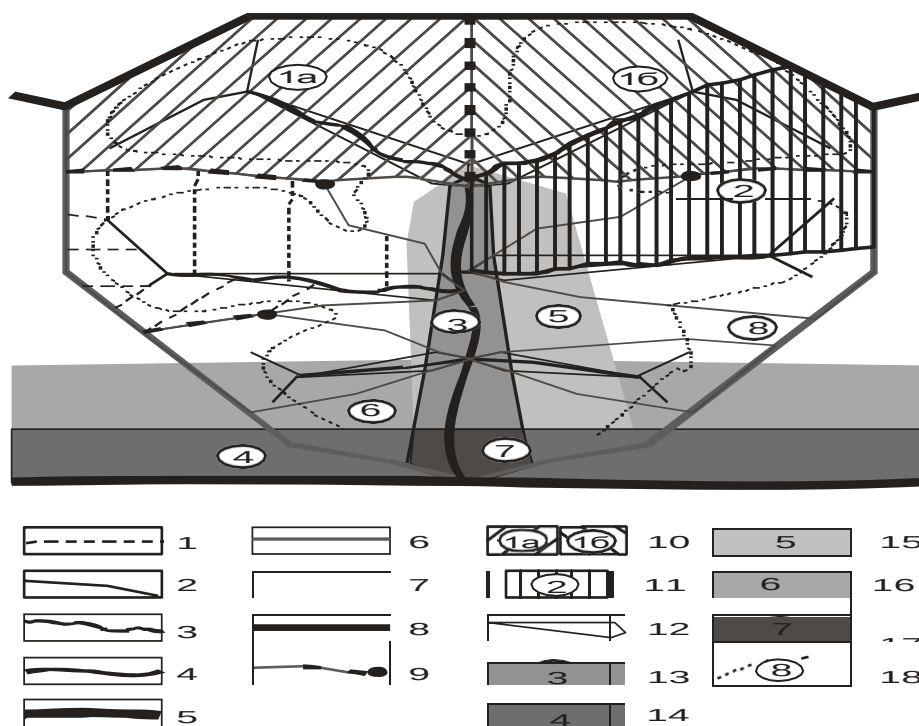


Рис.1. Принципиальная схема строения речного бассейна.

1.– условные линии стоков первого порядка, катены; тальвеги долин: 2. – 2-го порядка (водотоков 1-го порядка по Филосову при выделении порядков долин по топокарте М1:100000), 3.– 3-го порядка (временных и постоянных водотоков), 4.– 4-го порядка, 5. – 5-го порядка; границы водосборов: 6. – водотока 4-го порядка, 7.– 3-го порядка, 8.– 5-го и более высоких порядков, 9.– общие звенья водоразделов смежных водосборов 3-го порядка и точки их бифуркации; 10 – водосборные площади по-рядкообразующих долин при общем узле 4-го поряд-ка; 11.– междуречье 3-го порядка; 12.– долины 3-го порядка; 13.– днища долин водотоков; 14.– днища долин водотоков - приёмников; 15.– долина главного водотока бассейна; 16.– долина водотока-приёмника; 17 – переходная (устьевая) зона бассейна; 18 – приводораз-дельная зона бассейна

Поэтому динамика форм рельефа описывается следующей системой уравнений [9]:

$$dV(t)/dt = P(t) - Q(t)$$

(1)

$$dQ(t)/dt = kS(V(t)),$$

где k – коэффициент денудации, $\text{м}^3/\text{м}^2\cdot\text{год}$; V – объем вещества, заключенного в формах рельефа, м^3 ; $P(t)$ – объем вещества в F - потоке, $\text{м}^3/\text{год}$; $Q(t)$ – объем материала в D -потоке, $\text{м}^3/\text{год}$; S – площадь поверхности. Актуальная тенденция динамики рельефа выявляется при сравнении поверхности рельефа с базисной и вершинной по-верхностью, построенных по тальвегам и водоразделам всех порядков. Практически важно знать распределение величин Q_d и Q_f и их динамики по пространству водолитосбора – карту геоморфодинамики бассейна.

Объект изучения

Природная структура представленная на рис.1 повторяет саму себя в широком масштабном интервале: верхний её предел ограничен размерами материков, а нижний – размерами микроформ и размером обломков, слагающих поверхность.

В этом проявляется наиболее яркое свойство водолитосборных бассейнов – их фрактальность. В смысле, в котором понимает её Енс Федер [10]: "Фракталом называется структура, состоящая из частей, которые в каком-то смысле подобны целому". Водолитосборный бассейн любого, начиная со второго, порядка может быть представлен как ячеистая форма, состоящая из множества элементов, повторяющих себя по форме, но в другом масштабе. В растровых цифровых моделях рельефа минимальный размер отображаемого элементарного бассейна ограничивается несколькими сотнями пикселей. Например, при

разрешающей способности 90 x 60 м (разрешающая способность DEM SRTM3 для широт бассейна Зеи)
размер минимально отображаемого бассейна ~1 км².

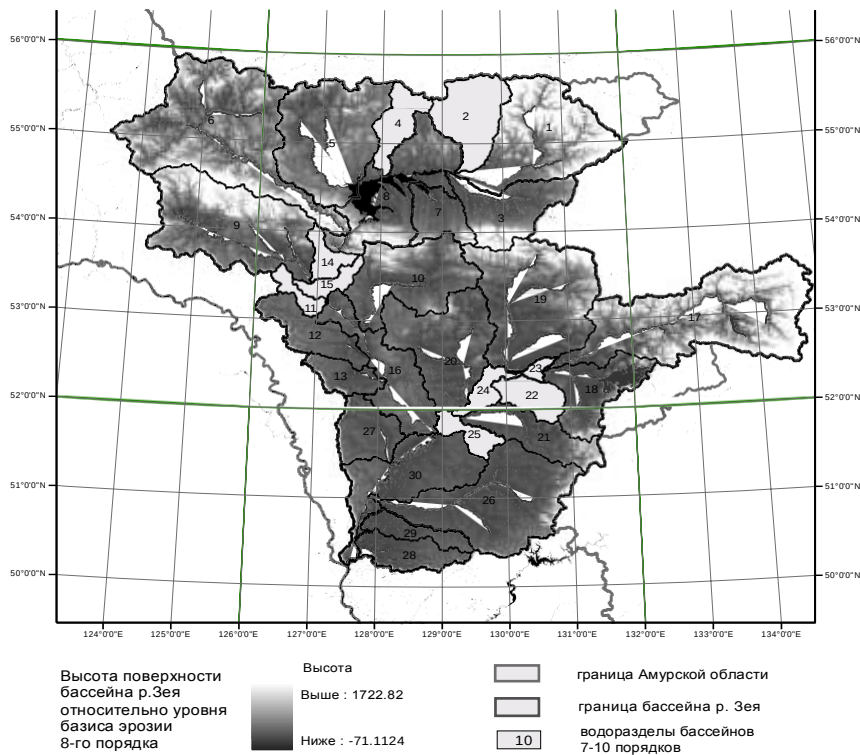


Рис. 2. Основные водосборы бассейна р. Зея на гипсометрической карте рельефа, приведенного к базису эрозии 8-го порядка.

При изучении топологических свойств геосистемы любого порядка прежде всего выделяется её структурный каркас. Для топографической поверхности геосистемы, в том числе речного бассейна, – это иерархическая система водоразделов, тальвегов, линий и точек перегибов в рельефе. По каркасной сети рельефа выделяются бассейны различного порядка и их элементы. При этом в первую очередь определяются порядки долин. Для геоморфологического анализа важное значение имеет определение порядков долин по методике Штра-лера – Философова [11, 12]: в узлах слияния однопорядковых долин образуется долина следующего порядка. Так же определяются порядки водоразделов. То есть порядок водораздела одного и того же водосбора возрастает от устья к истокам и в общем случае наивысший порядок водораздела на отдельных участках может быть больше порядка ограничиваемого им бассейна. Порядок же самого бассейна определяется порядком долины, впадающей в приемник более высокого порядка. На рис.2 выделены водолитосборные бассейны 9-го и наиболее крупные бассейны 8-го порядка (по Философову, м-б 1:100000. По методике Штралера, реализованной в инструментарии ArcTools «гидрология» – соответственно: 10 и 9 порядков). Вне зависимости от порядка водосбора в нём выделяются: приводораздельные (элюви-альные) фации, участки склоновых (трансэлювиальных и супераквальных) и донно-долинных (пойменных) фаций. Соотношение размеров между площадями элювиальных, трансэлювиальных, супераквальных и пойменных фаций и их высотного расположения в ландшафтных катенах предопределяет размещение в пространстве различных почв и биоценозов, скорости литопотоков и других важных характеристик бассейнов как геосистем и способы их хозяйственного использования [13, 14]

Заключение

Изучению структурной организации речных бассейнов при решении проблем рационального природопользования предшествует картографическое отображение объективных морфометрических показателей рельефа позволяет снять неопределённость в геоморфологическом описании и дать четкую пространственную привязку границ структур различного порядка. Точность данных SRTM3 позволяет использовать результаты их компьютерной обработки для изучения общей структурной организации бассейна р.Зея, на основе получения морфометрических характеристик для геоморфологического анализа

сетей долин и междуречий различного порядка и составления карт геоморфодинамики водолитосборных бассейнов в м-бах 1:200000 и мельче.

Литература

1. Мысливец В.И. Глобальная геоморфодинамика – новое направление в науке о рельефе // Новые и традиционные идеи в геоморфологии / Отв. ред. Г. А. Сафьянов. М., Географ. ф-т МГУ. 2005. С. 298-303.
2. Экология эрозионно-русловых систем России / под ред. проф. Р.С. Чалова. М., Геогр. ф-т МГУ, 2002. – 163 с.
3. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: АН СССР, 1955. 346 с.
4. Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: АН СССР, 1963. 379 с.
5. Соколов А.А. Гидрография СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1952. 400с.
6. The shuttle radar topography mission / Farr Tom G., Hensley S., Rodriguez E., Martin J., Kobrick M. // CEOS SAR Workshop. Toulouse 26-29 Oct. 1999. Noordwijk. 2000. С. 361-363.
7. Гусев М.Н., Помигуев Ю.В. Оползни в долине нижнего течения р.Зей: условия форми-рования, особенности развития и механизм смещения // Геоморфология. 2009. №4. С. 74 – 84.
8. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
9. Невидимова О.Г., Мельник М.А., Поздняков А.В. Фрактальные соотношения и динамические режимы в процессах рельефообразования // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Матер. XXVII пленума ГК РАН. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003. С. 122–127.
10. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 254с.
11. Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. Geological Society of America Bulletin, 63, p. 923 – 938. URL: http://en.wikipedia.org/wiki/Strahler_Stream_Order
12. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та. 1960. 115 с.
13. Михно В.Б., Бережной А.В., Бевз В.Н. и др. Принципы и методы ландшафтно-экологического районирования центрально-черноземных областей // Вестник Воронежского отд. Рус. геогр. о-ва. 1999. Т. 1, Вып. 2. С. 1-9.
14. Сухарев Ю.И. Использование карт пластики и расчленения рельефа при обосновании водных мелиораций // Природообустройство и рациональное природопользование - необходимые условия социально-экономического развития России М.: [сб. науч. трудов]. М.: ФГОУ ВПО МГУП, 2005. URL: http://msuee.ru/science/1/sb-05_1.htm#2

ОБ ЭЛЕМЕНТНОМ СОСТАВЕ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ ДОЛИНЫ РЕКИ УРКАН (БАССЕЙН Р. АМУР)

О.А. Сорокина¹, Н.В. Зарубина²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

Одним из основных направлений фундаментальных исследований является изменение природно-территориальных комплексов России в зонах интенсивного техногенного воздействия. Юг Дальнего Востока характеризуется интенсивным развитием горнопромышленных комплексов преимущественно в долинах рек. Результатом техногенного воздействия является загрязнение практически всех компонентов долинных ландшафтов. Решение данной проблемы включает несколько аспектов, одно из которых заключается в оценке состояния компонентов природной среды, предполагающее контроль и нормирование антропогенной нагрузки. Выяснение техногенной и естественной составляющей доли в загрязнении территорий невозможно без детального изучения региональных фоновых концентраций элементов.

В данной работе был изучен химический состав пойменных почв долины реки Уркан в интервале точек с координатами 53°51'33" с.ш., 125°38'23" в.д. и 53°40'32" с.ш., 126°38'19" в.д. (рис.1). Таким образом, был исследован фрагмент долины среднего течения реки Уркан протяженностью около 60 км.

В районе исследования долина реки Уркан достаточно узкая, а ширина русла, как правило, не превышает 100 м. По бортам долины выделяются серия речных террас и их фрагментов. В частности, развиты вторая и первая надпойменная террасы высотой 8-12 м и 3-6 м соответственно, сложенные разнородными песками, песчано-гравийно-галечными отложениями, глинами.

В пределах указанного интервала долина реки Уркан с северо-запада на юго-восток пересекает разновозрастные геологические образования (рис.1). Наиболее древние из них представлены метаморфическими комплексами, условно относимыми к докембрию и известными в геологической литературе как "гонжинская" и "чаловская" серии [Геологическая карта, 1999]. На геологических картах они условно отнесены к верхнему архею и раннему протерозою, однако недавно получена серия изотопных определений, свидетельствующих об их фанерозойском возрасте [1].

Значительным распространением в пределах описываемого участка пользуются ниже- и среднеюрские флишеидные отложения, раннемеловые интрузивные и вулканические образования (рис.1). Достаточно локально представлены палеозойские терригенно-карбонатные отложения и позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты.

Образцы почвы отбирались с глубины 0-10 см, исключая подстилку и высушивались до воздушно-сухого состояния. Вес каждой отобранной пробы составлял более 0.5 кг. Из этого материала была выделена фракция частиц размером менее 1 мм.

Определение химического состава почв проведено в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН по аналитической схеме с применением методов плазменной спектрометрии: атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Для разложения исследуемых образцов и перевода их в раствор применен метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF, HNO₃, HClO₄ [15, 16] в отношении 2,5:1:0,5. Для определения основных элементов (Ti, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, K, Na, P) использовался метод атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES), измерения выполнены на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). Для определения примесных элементов (Li, Be, Sc, V, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Pb, Th, Pb, U) использован метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), измерения произведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 c (Agilent Technologies, США).

Оценивать закономерности распределения химических элементов можно опираясь как на абсолютные, так и на относительные концентрации. В пределах изучаемого района долину р. Уркан пересекают разновозрастные и разнообразные по составу геологические образования. Учитывая этот факт, представляется целесообразным в качестве эталона сравнения для пойменных почв долины реки использовать средневзвешенный состав верхней континентальной коры. Мультиэлементные графики пойменных почв представлены в виде отдельных линий, а единичные графики почв мира объединены на рисунке в виде соответствующего поля (рис. 2).

Анализ представленных графиков свидетельствует о том, что сравниваемые почвы достаточно близки по своему составу. Максимальных значений в почвах долины реки достигают такие элементы как V, Cr, Zn, Zr, Ba, W; отметим также некоторый дефицит Be, Y, Mo, Cd, Ta, U.

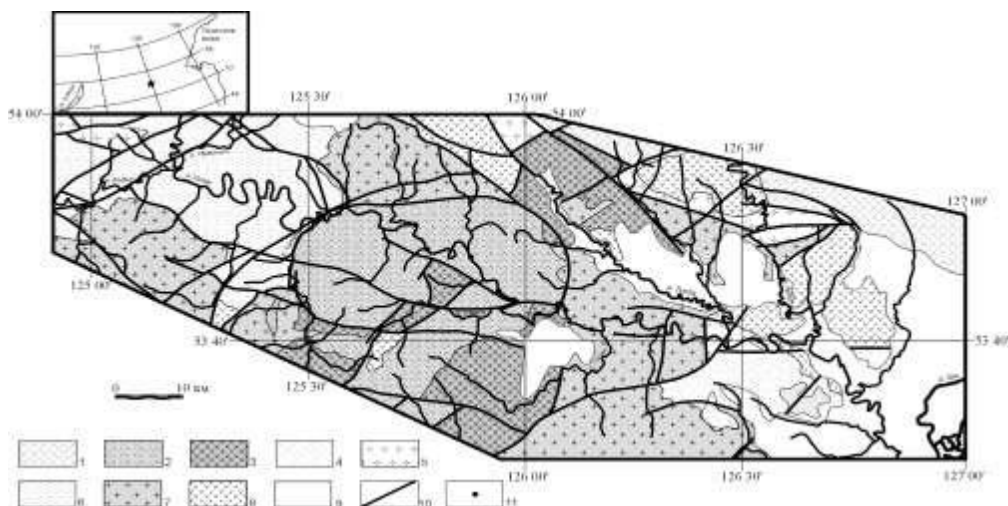


Рис. 1. Геологическая схема района исследования. Составлена по [2].

1 — палеозойские палеоокеанические образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 2 — метаморфические комплексы гонжинской и чаловской серий; 3 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты чаловского и бекетского комплексов; 4 — палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 5 — позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты; 6 — нижне- и среднеюрские флишеидные отложения; 7 — раннемеловые граниты, гранодиориты; 8 — раннемеловые вулканиты; 9 — кайнозойские рыхлые отложения; 10 — разломы; 11 — места отбора образцов донных отложений. На врезке звездочкой показан участок исследования.

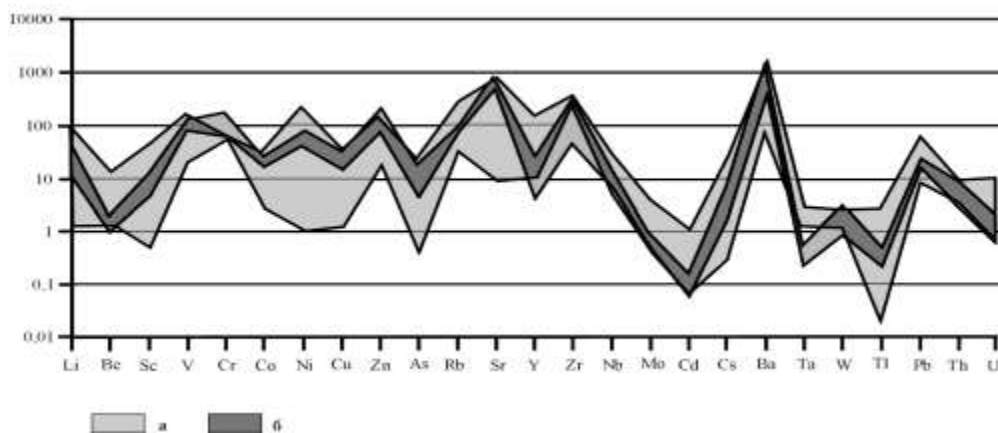


Рис. 2. Графики распределения микроэлементов в пойменных почвах р. Урган (а) в сравнении с почвами мира (б).

Использован состав континентальной коры по [3].

В целом, можно отметить, что уровень концентраций и характер распределения химических элементов в пойменных почвах исследуемого участка долины реки Урган соответствует таковым в типичных почвах без существенного влияния техногенной нагрузки.

Литература

1. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б. и др. Метаморфические комплексы восточной части Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Вып. 6, Т. 1. С. 141-143.
2. Вольский А.С. Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Г. 1: 500 000 / ред. М.Г.Золотов. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
3. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. – Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. – 312 p.

РЕКУЛЬТИВАЦИЯ ОТВАЛОВ: ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ УРАНОВЫХ РУДНИКОВ КЫРГЫЗСТАНА И ГЕРМАНИИ

Е.В. Чекушина

Российский университет дружбы народов, г. Москва

Особую роль в Республике Кыргызстан и Германии приобретают проблемы комплексного недропользования и охраны окружающей среды. В процессе природопользования и взаимодействия природных и хозяйственных факторов формируются сложные территориальные эколого-экономические системы, которые зависят от уровня вовлечения в хозяйственный оборот природных ресурсов. Поэтому проблемы рационального недропользования жизненно необходимы для развития производства.

Важнейшим условием реализации национальных интересов является переход экономики к модели устойчивого развития с определенным уровнем государственного регулирования экономических процессов, гарантирующего стабильное функционирование и развитие экономики и обеспечивающего сбалансированное решение социально-экономических задач, проблем сохранения окружающей среды в целях удовлетворения потребностей нынешнего и будущих поколений.

Одними из приоритетных направлений обеспечения национальной безопасности Кыргызстана в экологической сфере необходимо выделить борьбу с загрязнением природной среды за счет повышения степени безопасности технологий, связанных с захоронением и утилизацией токсичных промышленных отходов.

Новые общественно-экономические условия, которые складываются в республике в переходный период, требует от региональных органов власти нетрадиционных подходов к системе управления экологической безопасностью.

Основными направлениями охраны окружающей среды должны являться:

- экологически обоснованное размещение производительных сил;
- предупреждение возникновения противоречий в экологически неблагоприятных регионах Кыргызстана и сохранение экологического равновесия;
- предупреждение возникновения чрезвычайных ситуаций;
- совершенствование управления охранной окружающей среды и природопользованием;
- обеспечение естественного развития экосистем, сохранение и восстановление уникальных природных комплексов при решении территориальных экономических проблем.

Экологически разрушительные действия, производимые в процессе освоения природных ресурсов, особенно недр, были известны давно. Известно, что ни одна отрасль промышленности не подвергает окружающую среду таким глубоким и серьезным нарушениям как горнодобывающая, и в первую очередь открытые горные разработки. Ежегодно большие площади сельскохозяйственных и лесных угодий разрушаются карьерами, засыпаются отвалами, терриконками, образующимися в результате деятельности горнодобывающих предприятий, загрязняются отходами производства. На месте ценных угодий создаются бесплодные, так называемые "индустриальные пустыни". Эти земли становятся очагами эрозии, источниками загрязнения атмосферы, воды и почв окружающих территорий. Все это наносит большой ущерб природному ландшафту, резко сокращает земельные ресурсы, приводит к значительному ухудшению санитарно-гигиенических условий жизни человека в промышленных районах.

В последние десятилетия XX и начале XXI века в мире приобрела популярность концепция сохранения устойчивого природного равновесия, т.е. такого развития производительных сил, которое удовлетворяло бы современные потребности и не ставило под угрозу будущие поколения в удовлетворении их нормального существования. До недавнего времени и в Кыргызской Республике решение проблем об освоении недр вовлекало только две стороны - горнодобывающую промышленность и потребителя. В настоящее время назрела острая необходимость постепенного включения во все модели освоения недр интересов третьей стороны - окружающей среды.

В Кыргызстане 13 мая 1999 г. был принят закон об окружающей среде, согласно которому "каждый гражданин имеет право на благоприятную для жизни и здоровья окружающую среду". Однако антропогенная деятельность в стране за многие десятилетия привела к труднорешаемым экологическим проблемам. Одной из них является существенная экологическая угроза, исходящая от отходов горнорудной промышленности. Особую проблему представляют радиоактивные и токсичные отходы, скопившиеся в отвалах и хвостохранилищах. Всего в стране имеется 49 хвостохранилищ, в них накоплено около 75 млн. м³ отходов. Разрушенные природные поверхности занимают более 1200 га. В отвалах и хвостах накоплено 145 млн. т радиоактивных отходов. Часть из них находится в непосредственной близости от населенных пунктов.

Наибольшую угрозу представляют хвостохранилища радиоактивных отходов. В большей или меньшей

степени радиоактивному загрязнению подверглись территории около 6000 га. Неблагополучно состояние хвостохранилища в населенных пунктах Каджи-Сай, Мин-Куш, Шекафтар, Кара-Балта, Кызыл-Джар и др. В наиболее неудовлетворительном состоянии находится группа хвостохранилищ в районе г. Майлуу-Суу (рис. 1). Значительную тревогу вызывает состояние хвостохранилищ предприятий цветной металлургии в Сумсаре, Кане, Хайдаркане, Кадамжае, Ак-Тюзе и др. Так, размыв хвостохранилища №11 в Сумсаре создал угрозу для жителей поселка и сел, расположенных ниже по течению реки Сумсар. Содержание кадмия в воде превысило ПДК в 320 раз.

В районе поселка Шекафтар, где ранее располагался рудник по добыче урановой руды, имеется 8 отвалов горных пород, из которых непосредственно в поселке находится 7 отвалов, не имеющих защитной зоны. Вблизи них расположены жилые дома, сады, огороды. Все отвалы не рекультивированы, не ограждены, их материал используется для хозяйственных целей. На поверхности отвалов и их откосах практически отсутствует какая-либо растительность, что способствует развитию ветровой эрозии и разносу мелких фракций материала отвалов на прилегающую территорию.

В 1969 г. закончилась производственная деятельность Киргизского горнорудного комбината в пос. Мин-Куш, где размещено 4 хвостохранилища и 4 отвала некондиционных руд. Все они расположены на расстоянии 2-11 км от поселка и имеют защитные зоны. Однако во избежание последствий от опасных природных ресурсов, необходимо укрепление или перенос содержимого хвостохранилищ в недоступные для воды участки.

Накопитель промстоков Чаувайского металлургического завода построен на отвале огарков без противифльтрационного экрана, в результате в р. Чаувай попадают фильтрационные загрязненные воды с содержанием ртути. Отвалы и карьеры не рекультивированы и подвергаются ветровой эрозии с выносом пыли в окружающую атмосферу.

На территориях, прилегающих к комбинату "Макмалзолото", с 1986 г. действует хвостохранилище обогатительной фабрики. Из-за нарушения в системе нейтрализации вредных веществ в чаше хвостохранилища в жидкой фазе содержание цианидов превышает предельно допустимые концентрации (ПДК), что ведет к интенсивному загрязнению окружающей среды.

Действующие рудники горнопромышленных комплексов существуют ограниченное время. Когда месторождения истощаются, рудники закрываются, при этом, как правило, остаются изношенные строения и значительно нарушенная окружающая среда. С середины 1950-х гг. до настоящего времени в республике было закрыто или законсервировано 18 горнодобывающих предприятий, в том числе 4 по добыче уранового сырья. Опасные отходы, безусловно, оказывают негативное влияние на состояние окружающей среды и в ряде случаев создают угрозу для безопасности и здоровья проживающего здесь же населения. Необходимо предпринимать постоянно многократные попытки исправить ущерб, нанесенный окружающей среде, так как проблема утилизации отходов, особенно радиоактивных, сама по себе неразрешима, в силу физических законов природы. Таким образом, дальнейшее рациональное развитие и размещение сил различных горных регионов страны должно быть тесно сопряжено с эффективным решением проблемы природного и экологического равновесия и экономичным использованием природных ресурсов, с обеспечением оптимальных условий жизнеобеспеченности населения.

В современных условиях уровень развития экономики Кыргызстана, ее отраслевая структура в перспективе зависят от темпов развития горнопромышленного комплекса. Поэтапное и целенаправленное освоение минерально-сырьевых ресурсов и строительство на их базе промышленных комплексов, расширение и реконструкция функционирующих предприятий - основа и важный источник роста валового продукта страны.

Шаги к более чистой рудной технологии преследуют, главным образом, две цели: сокращение химического загрязнения и утилизацию отходов. Наиболее серьезным источником долгосрочного загрязнения, возникающего от разработки недр служит кислотный слив. Проблема становится наиболее острой только после закрытия рудника, когда происходит "сброс грунтовых вод". Учитывая особенности гидрогеологических режимов рудников Кыргызстана как горной территории необходимо ужесточить контроль за кислотными водными потоками. В связи с этим особенно остро стоит вопрос экологического аудита на золотом руднике Кумтор. Извлечение здесь золота, при котором используются растворы цианида, требует особенно тщательных мер предосторожности.

В связи с изложенным выше, необходимо принять меры по решению таких первостепенных задач как рекультивация хвостохранилищ опасных производств в районе населенных пунктов Майлуу-Суу, Каджисай, Минкуш, Шекафтар и др. При этом важное значение приобретает интегрированная эколого-экономическая политика. Необходима разработка экономических механизмов природопользования с целью предотвращения дальнейшего загрязнения окружающей среды в Кыргызстане.

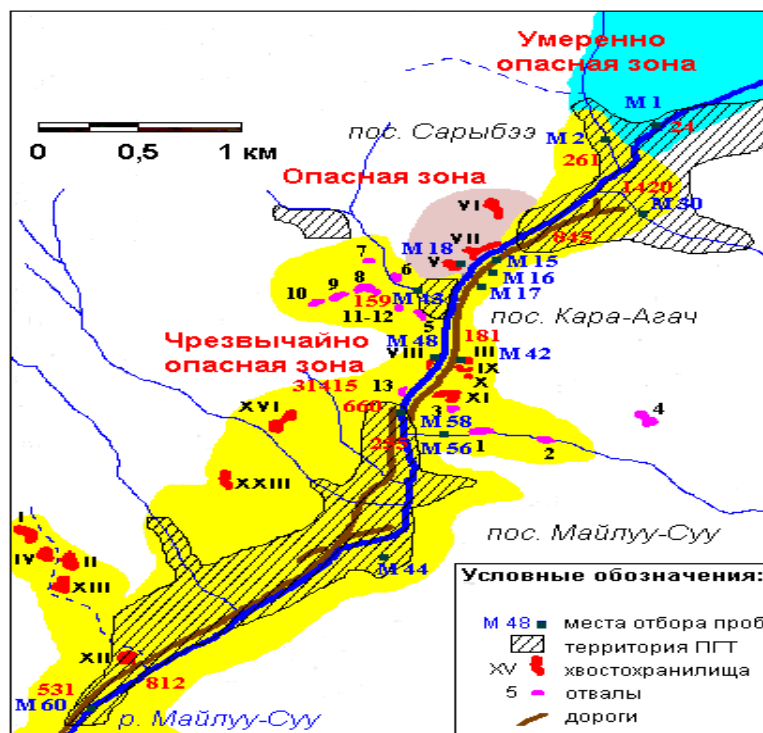


Рис. 1. Категории опасности рудника Майлуу-Суу в соответствии с суммарным коэффициентом уровня содержания тяжелых металлов в почве и воде (цифры красного цвета)

В Германии также существуют проблемы радиоактивного загрязнения территорий, обусловленные функционированием урановых рудников.

Одним из наиболее крупных осуществляемых проектов восстановления окружающей среды является реабилитация большого горнорудного и перерабатывающего комплекса «Висмут» в землях Саксония и Тюрингия восточной части Германии. В конце 1960-х гг. на нем работало 100 тыс. человек. Урановую руду добывали как вскрышным способом, так и из подземных шахт, самая глубокая из которых имела глубину 1,8 км. После примерно 45 лет работы (за это время было произведено около 220 тыс. т урана) комбинат, принадлежавший совместной советско-германской компании Wismut Corporation и занимавший третье место в мире (после США и Канады) по производству урана, в конце 1990 г. был остановлен. Отчетливо прослеживаются следы влияния на окружающую среду в районе размерами примерно 200х50 км вдоль чешско-германской границы. Интенсивные горнопроходческие работы в этом густонаселенном районе оставили после себя большое количество шурфов и проходок, горы выработанной породы, пруды-отстойники и открытые рудные разрезы. В области площадью около 37 км² реорганизованная компания Wismut GmbH проводит программу реабилитации, в которую входят несколько сотен частных проектов.

Наибольшую потенциальную угрозу здоровью населения и риск для окружающей среды представляют отходы цехов по размельчению урановой руды, находящиеся в прудах глубиной до 70 м около этих цехов. В прудах вблизи заводов Сеелингштадта и Гроссена находится около 160 млн. м³ особо мелкозернистых, насыщенных водой отходов, содержащих Ra с активностью порядка $1,5 \cdot 10^{15}$ Бк. Проводить in-situ стабилизацию планируют путем последовательного осушения и отверждения верхней части отходов и прикрытия их поверхности глиной или землей.

Еще одна важная проблема - загрязненные почвенные воды на шахтных площадках. В годы эксплуатации шахты промывали и осушали, но после их закрытия горные проходки заполнили грунтовые воды. Проблемой является загрязнение, порождаемое ураносодержащей породой, а также генерация серной кислоты из-за окисления заполняющего материала. Поэтому на ряде площадок устанавливаются обрабатывающие установки.

Программа снятия с эксплуатации и восстановления «Висмут» стоимостью \$ 7 млрд. финансируется на федеральном уровне и рассчитана на 15-20 лет.

Выполненные к настоящему времени работы по очистке загрязненной территории уже начали приносить в районе, который ранее целиком зависел от производства урана, экономические, экологические и социальные изменения.

ЭКОНОМИКА И КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОИЗВОДСТВА ДИОКСИДА ТИТАНА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Ю.А. Архипова

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

По объему прогнозных ресурсов и запасов диоксида титана Россия занимает второе место в мире после Китая. Одной из особенностей российского рынка является то, что Россия, являясь крупным потребителем данной продукции, сама ее не производит. Предприятий, ориентированных на выпуск пигментного диоксида титана, используемого при производстве широкого круга товаров различного назначения (пластические массы, лакокрасочные, бумажные изделия и др.), нет, и внутренние потребности страны для металлургии и лакокрасочной промышленности практически на 100 % удовлетворяются за счет импорта.

Попытки создания производства TiO_2 на территории РФ – в Ярославле, Челябинске и Яреге, где находится крупнейшее месторождений титановых руд в республике Коми, предпринимались неоднократно, начиная с 1930 г. Какое-то время функционировали цеха, опытно-промышленные установки, но по разным причинам производство на них было прекращено. С 2006 г. в России диоксид титана в промышленных масштабах производит только Соликамский магниевый завод (таблица 1). В целом по России объем производства этой продукции в 2008 году составил 2,98 тыс. тонн.

Таблица 1

Объемы производства диоксида титана в России

Наименование предприятия	Мощность производства, тыс.т	Объемы выпуска продукции, тыс. тонн							
		2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
ОАО «Соликамский магниевый завод», г. Соликамск, пермский край	3,6	3,33	3,24	1,93	2,37	2,36	2,86	3,72	2,98
ОАО «ВСМПО-Ависма», г. Березники, Пермский край	3,6	-	1,2	2	0,11	-	-	-	-
ВОО «Гимпром», г. Волгоград	1	0,7	0,55	0,33	0,30	0,20	0,20	-	-
НШУ «Яреганефть» - структурное подразделение ООО «ЛУКОЙЛ-Коми», пос. Ярега, Республика Коми	0,36	-	-	-	-	0,14	-	-	-
Всего	8,56	4,03	4,99	4,26	2,78	2,7	3,06	3,72	2,98

В 2008 г. емкость рынка диоксида титана РФ (с импортом) составила 77,1 тыс. тонн. Крупнейшие поставщики титана на российский рынок в 2008 г.: «Крымский Титан» (19 тыс. т), «DuPont» (15,3 тыс. т), «Kronos» (10,8 тыс. т), «Сумыхимпром» (8,2 тыс. т) и др. Строительный рынок является основным потребителем диоксида титана, при этом лакокрасочники потребляют до 80%, из которых 70% – для красок декоративного назначения. На данный момент более 90% потребностей России в диоксиде титана обеспечивает импорт.

Единственная в России корпорация ВСМПО-АВИСМА – мировой лидер по производству титана, первый поставщик для AIRBUS INDUSTRIE и второй - для компании BOEING, производит титановую продукцию для авиастроительных заводов, аэрокосмической и оборонной промышленности. Но не занимается производством пигментного диоксида титана. Кроме того, сырье для производства корпорация закупает зарубежом.

Пока основным фактором, сдерживающим организацию этого производства, являются сравнительно низкие цены на диоксид титана. Наметившийся в последние годы рост цен был прерван разразившимся

экономическим кризисом. С сентября 2008 г. по март 2009 г. цены сначала резко опустились, затем поднялись, а в конце этого периода повели себя различно в зависимости от региона и вида продукта.

Объем потребления диоксида титана за последние 5 лет вырос на 5-10 %, цена продукта за этот период выросла в среднем на 15 %, во 2 квартале 2009 г. ведущие производители объявили о повышении цен. В долгосрочной перспективе ожидается рост потребления титана темпами 1- 2 % в год. По мнению специалистов, стабильно повышающийся спрос со стороны металлургов и производителей красителей, а также ограниченное предложение качественной титановой руды будут стимулировать рост цен в ближайшие несколько лет.

Для удовлетворения насущных и перспективных потребностей страны в титане необходимо скорейшее освоение ряда месторождений. Россия обладает хорошей базой титаносодержащего сырья в Мурманской, Тамбовской, Томской, Нижегородской, Омской, Тюменской областях, Ставропольском крае, Дальневосточном регионе, позволяющей организовать производство диоксида титана.

Запасы титана в Дальневосточном регионе РФ весьма значительны – более 110 млн т (23 % общероссийских). Достоверно оцененные прогнозные ресурсы составляют более 220 млн т (40 % общероссийских). Общий ресурсный потенциал Восточной Сибири и Дальнего Востока по титану оценивается в 330 млн т (27 % общероссийского) [1].

В Хабаровском крае и Амурской области в настоящее время известно 18 коренных проявлений титановых руд. Ни на одном из них разведочных работ не проводилось. Поисково-оценочные работы выполнены на восьми месторождениях (Большой Сейим и Куранах в северо-западной части Амурской области, Маймаканском, Гаюмском, Давакит, Урожайное-I и Урожайное II на севере Хабаровского края, Чинейском на востоке Читинской области). На этих объектах проведены технологические испытания руд, ресурсы TiO_2 оценены по категории C_2 или P_1 [2].

В целом территория Дальнего Востока богата минерально-сырьевыми ресурсами комплексных титановых месторождений для развития в регионе предприятия горно-обогатительного и металлургического профиля. В стадии разработки находятся инвестиционные проекты освоения титано-магнетитовых месторождений Амурской области (Куранахское, Большой Сейим). Данные крупные месторождения явятся основой для привлечения крупных инвестиций, развития транспортной и энергетической инфраструктур для возрождения и наращивания социально-экономического потенциала Дальневосточного региона. А с учетом принятых Правительством РФ программных документов о приоритетном экономическом развитии восточных регионов страны скорейшее создание здесь горно-добывающих и металлургических производств послужит надежной основой экономического роста. Основная цель и задачи государственной политики России направлены на создание собственной минерально-сырьевой базы титана и устранения зависимости России от импорта концентратов из Украины и других стран. Для этого РФ наращивает балансовые запасы титана страны, в основном, за счет доразведки известных месторождений, переоценки запасов забалансовых месторождений, постановки на государственный баланс забалансовых запасов, перевода месторождений из категории железорудных в госбаланс в собственно титановые. Так, например, в 1999 г. поставлено на баланс Чинейское титаномагнетитовое месторождение и за счет чего разведанные запасы титана России выросли более чем на 22%. В федеральных программах, утвержденных правительством РФ – «Титан России» (1992 год) и «Руда России» (1996 год) предусмотрена и обоснована необходимость освоения месторождений титана.

Запасы и прогнозные ресурсы диоксида титана в Амурской области достаточны для организации первого в России крупного производства пигментного диоксида титана. В сентябре 2007 г. между британской компанией Agicom PLC, осуществляющей проект разработки Куранахского месторождения, и ФГУП «Рособоронэкспорт», которому принадлежит 66% ОАО «Корпорация ВСМПО-АВИСМА» — российского продуцента губчатого титана и титановой продукции, заключено соглашение о создании в России производства диоксида титана на базе месторождений Большой Сейим и Куранахское. В планах компании – создание высокотехнологичного производства титановой продукции – диоксида титана. С началом освоения этих двух месторождений возрастает значение комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых месторождений Хабаровского края. Руды этих месторождений, в частности Маймаканского и Гаюмского, могут быть востребованы в качестве дополнительного сырья для проектируемого в Амурской области предприятия.

В пользу создания полноценного горно-металлургического предприятия по производству диоксида титана на Дальнем Востоке можно выделить следующие основные положительные факторы:

1. По запасам титана и увеличению в государственном балансе запасов Россия занимает лидирующую позицию (2 место) в базе запасов титана в мире, а в Дальневосточном регионе они весьма значительны – более 110 млн т (23 % общероссийских). Достоверно оцененные прогнозные ресурсы составляют более 220 млн т (40 % общероссийских).

2. Государственный бюджет Российской Федерации наполняется за счет продажи лицензий на право пользования титановыми месторождениями, платежей, ренты за пользования недрами, что имеет немаловажное значение для развития экономики РФ. Помимо этого реализация таких проектов на территории Дальнего Востока в свою очередь будет способствовать сохранению высоких темпов экономического роста в стране в целом, созданию новых рабочих мест, росту доходов населения и повышению уровня жизни, увеличению доходной базы бюджетов всех уровней, импортозамещению, в том числе по стратегически важным видам сырья.

3. В проблему создания горно-промышленного комплекса вовлечен крупный российский бизнес, взявший на себя обязательства по реализации титановых региональных сырьевых и инфраструктурных проектов, финансовые риски и социальную ответственность.

4. Продолжающаяся разработка технологий извлечения титана из нетрадиционного минерального сырья.

5. Ильменитовый и рутиловый концентрат, пигментная двуокись титана являются достаточно ликвидными продуктами и являются востребованными, а запуск первого горно-обогачительного комбината на Куранахском месторождении способен серьезно повлиять на рынок этого вида титанового сырья.

6. Российские титановые горные и перерабатывающие проекты реализуются при поддержке государства посредством построения вертикально интегрированных производств, включая добычу сырья, его переработку, производство двуокси титана, титановой губки, металлического титана и его сплавов, а также развития частно-государственного партнерства.

Развитие территорий горно-промышленной специализации, к которым и относится Дальневосточный регион, должно осуществляться только на основе реализации инвестиционных проектов, в которых необходимо обосновывать концепцию, определяющую решение основных задач развития экономической, финансовой, инвестиционной, экологической, социальной, внешнеэкономической и социальной политики в регионе. Инвестиционный проект можно рассматривать в качестве частно-государственного партнерства в целях подтверждения экономической эффективности промышленного освоения коренных месторождений. Концепция инвестиционного проектирования создания в регионе высокотехнологичного горно-металлургического комплекса по производству титановой продукции, а именно пигментного диоксида титана, должна базироваться на принципах функционирования вертикально-интегрированных компаний, с обоснованием размещения сопряженных производственных мощностей, охватывающих комплекс геолого-разведочных работ с последующим построением добывающих и перерабатывающих производств. Первичные комплексы могут быть составными частями более крупных технологических объединений – например, в виде Дальневосточного горно-металлургического комбината по переработке титаномагнетитов, ферросплавов и железных руд региона.

Литература

1. Машковцев Г.А., Коротков В.В. Минерально-сырьевое обеспечение новых горно-металлургических комплексов Восточной Сибири и Дальнего Востока // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2008. № 1. URL : <http://www.vipstd.ru/gim/content/view/589/197/>.
2. Архипов Г.И. Состояние и проблемы освоения титановорудного сырья в Дальневосточном экономическом районе // Горный журнал. 2002. №4. С. 25-29.
3. Все о минерально-сырьевом комплексе России и мира // Информационно-аналитический центр «Минерал» 2010. URL: <http://www.mineral.ru>.
4. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Стратегия развития и освоения минерально-сырьевой базы титана // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1996. № 5. С.14 -18.
5. Швец С.М. Методологические принципы обоснования концепции адресного инвестиционного проектирования в сфере недропользования // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. № 4. С.39-44.
6. Архипова Ю.А. Интеграция и диверсификация как основные способы снижения риска для предприятий в горно-металлургическом секторе экономики // Проблемы недропользования: II всероссийская молодежная науч. – практич. конф., 12-15 февраля 2008 г. Екатеринбург: [сб. материалов]. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. С. 257-267.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНВЕНТАРИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В РЫНОЧНЫХ УСЛОВИЯХ

А.П.Ван-Ван-Е

Институт горного дела ДВОРАН, г.Хабаровск

В настоящее время, в связи с формированием рыночных отношений и разрушением планово-экономической системы, существенно изменились требования к минеральному сырью и значительно ужесточились критерии выбора отдельных месторождений для поисково-разведочных работ и последующего освоения. Определелись существенные трудности в обосновании стратегических планов освоения минеральных объектов, развития горной промышленности, составлении инвестиционных программ, лицензировании и т.п. Геологоразведочные работы на Дальнем Востоке были ориентированы в предыдущие годы на освоение полезных ископаемых практически всех видов, в том числе представлявших промышленный или стратегический интерес. В связи с переходом всего народного хозяйства России на рыночные отношения в корне изменились приоритеты в освоении полезных ископаемых Дальнего Востока, а многие горнорудные предприятия обанкротились из-за низкой конкурентоспособности товарной продукции, устаревшей технологии добычи и переработки руд, нерациональной экономики производства в целом.

Совершенно очевидно, что дальнейшее рациональное освоение минеральных ресурсов Дальнего Востока возможно на основе анализа интегрированной схемы использования минерально-сырьевых ресурсов – от выделения дефицитных видов полезных ископаемых в регионе, оценки запасов и качества руд до привлечения наиболее эффективных способов добычи и переработки сырья. В качестве предпосылки решения основных задач обсуждаемой проблемы ниже рассматриваются отдельные блоки разработанной в ИГД ДВО РАН программы анализа состояния минерально-сырьевых ресурсов с целью выделения групп минеральных объектов, перспективных для рентабельного освоения (рисунок). Рассмотрение научно-прикладных принципов обоснования выбора перспективных минеральных объектов производится от общих факторов к более детальным и конкретным. На сложном пути научной разгадки (инвентаризации) минеральных объектов первые шаги связываются с маркетинговыми исследованиями.

Второй уровень анализа состояния минерально-сырьевой базы включает оценку качества полезных ископаемых, востребованных на внутреннем или внешнем рынках, на основе изучения возможности рентабельного извлечения полезного компонента применением существующих промышленных технологий. Следующий (третий) этап оценки минерально-сырьевых ресурсов связан с необходимостью геолого-промышленного анализа результатов геологоразведочных работ с позиций современных (рыночных) кондиций. Изменения разведочных кондиций при подсчете запасов и выделении промышленных блоков месторождений диктуются прежде всего экономическими причинами, уровнем себестоимости при отработке объекта. Кондиции могут ужесточаться в случае кризиса отрасли или, наоборот, смягчаться при повышении цен, внедрении высокоэффективных технологий и т.п. Кондиции могут иметь общереспубликанское значение, но нередко они являются региональными, отражающими конкретные экономические условия, сложившиеся на определенный период деятельности горных предприятий соответствующей отрасли в регионе. На основе региональных кондиций периодически пересматриваются результаты геологоразведочных работ, выделяются блоки рентабельной добычи и переработки полезного ископаемого; в забаланс переводятся руды с низким качеством; отдельные месторождения консервируются.

Четвертый этап исследований определяет экономическую целесообразность эксплуатации минеральных объектов, выделенных как перспективные на основе предыдущих оценок; причем, отдельно рассчитываются затраты на добычу и переработку полезного ископаемого с определением себестоимости добычи единицы переработки (товарного продукта). Эти исследования проводятся с целью анализа возможного удешевления работ соответствующей стадии путем изменения технологии процессов добычи и переработки, внедрения более эффективного оборудования, комплексного освоения сырья и т.п.

Рассмотренная схема анализа и оценки рентабельности освоения минеральных объектов является основой создания перечня (кадастра) реального сырьевого потенциала региона в отличие от государственных балансов, включающих запасы и ресурсы всех видов месторождений, в том числе и тех, которые по своим качественным характеристикам никогда осваиваться не будут. Исследования по переоценке сырьевого потенциала являются трудоемкими, но совершенно необходимыми, так как только на этой основе возможно планирование развития горной промышленности, разработка инновационных и инвестиционных программ, обоснование лицензионной политики.

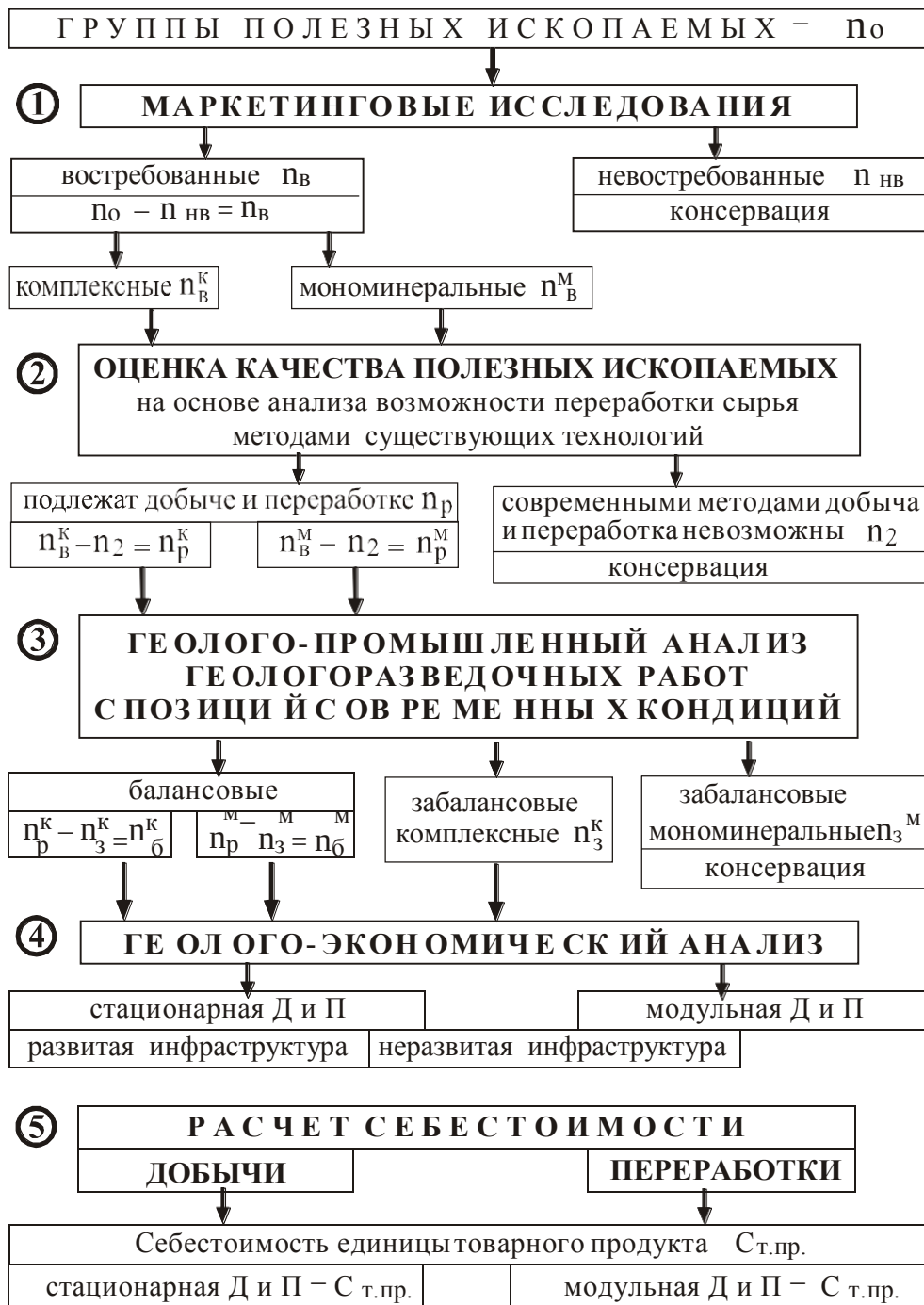


Рис. Схема последовательного анализа оценки минеральных объектов и рентабельности их освоения

КОМПЛЕКСНЫЕ РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ

А.П. Ван-Ван-Е

Институт горного дела ДВО РАН, г.Хабаровск

Проблема изучения и освоения комплексных россыпей относится к числу крайне актуальных в связи с возможностью попутной добычи многих дефицитных металлов, драгоценных камней, алмазов и некоторых других полезных компонентов. Во многих странах из комплексных россыпей в значительных количествах извлекаются концентраты минералов редкоземельных металлов, тантало-ниобиевых, оловянных, вольфрамовых и ряда других редких элементов. На территории Дальнего Востока проблема комплексного россыпеобразования исследовалась фрагментарно, в отдельных золотоносных россыпях или в единичных россыпных узлах. Специальных региональных исследований механизма, периодов и структур аккумуляции комплексных россыпей с изучением источников, выделением групп полезных компонентов в комплексных россыпях, возможных масштабов их концентраций и методов извлечения не производилось.

Особый интерес представляет наличие в разрабатываемых на Дальнем Востоке золотоносных россыпях попутных компонентов, потенциально способных в значительной степени поднять ценность этих россыпей как комплексных, из которых наряду с золотом можно эффективно извлекать сопутствующие ему металлы и минералы. За последний период изучения геологии и металлогении россыпей Дальнего Востока выполнено значительное количество минералогических анализов шлихов хвостов доводки и шлихов промприборов с различных золотороссыпных месторождений Хабаровского и Приморского краев, а также Амурской области. На основании вещественного состава шлихов более 80 золотороссыпных месторождений (данные Д.С.Костылева, В.Е.Грибановой), разрабатываемых артелями и приисками может быть предварительно определена группа основных ценных компонентов, представляющих наибольший промышленный интерес. В эту группу входят: золото, цирконий, титан, олово, вольфрам, серебро, редкие и редкоземельные элементы.

Состав шлихов, а следовательно и соответствующих россыпей, разнообразен. Так в концентратах шлихов семи месторождений Криничного золотоносного района Приморья отмечается высокое содержание ильменита и циркона. При высоком содержании золота (100–1000 г/т) в отдельных фракциях содержится до 0,7 % теллура, около 0,04 % лантана и церия. Для месторождений ручьев Благодатный, Майнура, Круглый, характерно высокое содержание олова (до 3 %). В отдельных фракциях содержится более 3 % свинца, более 1 % висмута, до 8 % WO_3 , сотни грамм серебра.

В концентратах шлихов из россыпей Херпучинского золотоносного района, содержащих десятки г/т золота, обнаружено значительное количество ильменита, циркона, до 1 % висмута. Отдельные фракции шлихов месторождений ручьев: Песецкий, Большой Ангочикан представляют собой практически высокосортные оловянные концентраты. Во фракциях шлиха месторождения В.Уда содержится около 0,6 % селена.

Интерес представляют шлихи промприборов из месторождений Тумнинского золотоносного района. В шлихе месторождения Синий при содержании золота около 400 г/т отдельные фракции содержат значительные количества циркона и ильменита, до 0,6 % селена и до 0,1 % теллура. Тяжелые фракции шлиха месторождений Джегдаг и Колба можно охарактеризовать как золото-олово-вольфрамовый концентрат. При содержании сотен г/т золота в них определено от 6,3 до 73,9 % олова, 1,4–48,0 % WO_3 , повышенное содержание висмута, марганца, иттрия, скандия и около 0,1 % теллура.

Из россыпей Охотского района проанализированы шлихи промприборов 7 месторождений, характеризующихся высокими содержаниями золота (до 500 г/т). При фракционировании шлихов и анализе установлено, что отдельные фракции в основной массе представлены ильменитом, цирконом, шеелитом. Отдельные фракции шлихов месторождения «Золотой» содержат до 3 % олова, около 200 г/т серебра, до 1 % иттрия и 0,2 % лантана и церия, до 200 г/т скандия, около 0,3 % гадолиния. В отдельных фракциях шлиха месторождения «Тунгуска» содержится более 1,0 % ниобия и до 0,2 % гадолиния и лютеция.

В шлихах из хвостов доводки 11 месторождений Кербинского золотоносного района отмечено низкое содержание золота (4,4–26,8 г/т). Исключение представляют шлихи месторождения Чимкит, в которых содержание золота достигло 174,2 г/т., однако, для шлихов этих месторождений характерно высокое содержание олова, вольфрама, редких и редкоземельных элементов. В отдельных фракциях шлихов содержится до 71,0 % олова и до 34,0 % WO_3 ; тяжелые фракции богаты ильменитом, цирконом. Некоторые фракции шлихов содержат до 0,1 % лантана и церия, около 400 г/т иттрия и 20 г/т скандия.

В шлихах 11 месторождений Тонумского золотоносного района отмечается высокое содержание циркона и ильменита. Продукты фракционирования отдельных шлихов содержат до 16,8 % олова, около 1 % теллура, 0,3 % селена. В отдельных фракциях отмечается повышенное содержание платины и серебра.

Впечатляют анализы шлихов промприборов Кондерского района (по 17 месторождениям). При содержании золота до 100 г/т в отдельных фракциях шлихов содержится до 0,1 % селена, 0,5% лантана, 0,6% церия, 100 г/т лютеция, 50 г/т скандия. Некоторые фракции шлихов в основной массе представлены цирконом, ильменитом и рутилом. Практически во всех шлихах отмечается платина. На некоторых месторождениях тяжелая фракция шлихов преимущественно представлена баритом, а в некоторых отмечаются повышенные количества олова.

Анализ шлихов из хвостов доводки ряда россыпей Амурской области показал следующие результаты. В 10 золотосодержащих шлиховых пробах по Уруша-Ольдойскому золотоносному району отмечено высокое содержание магнетита (до 50–80%), особенно в мелкой фракции, титаномагнетита (до 40–80%), ильменита (до 40%), и сфена (1–4%).

На россыпном месторождении Уркама также высокие содержания золота, магнетита, ильменита, и, кроме того, граната и циркона.

В концентратах шлихов их эфелей дражной отработки месторождений Джалинда в электромагнитной фракции содержится до 95 % граната, до 60% ильменита, а в немагнитной фракции- до 25–40 % циркона, до 25 % сфена.

Приведенные результаты анализов шлихов свидетельствуют о том, что во многих случаях черные шлихи с золотороссыпных месторождений дальневосточного региона можно рассматривать как черновые концентраты циркона и титана, олова и вольфрама, содержащие к тому же, кроме золота, в значительных количествах редкие и редкоземельные элементы, т.е. они могут представлять собой комплексное высококачественное минеральное сырье.

Приведенные выше результаты выборочного изучения комплексной россыпной металлоносности обосновывают необходимость принципиального решения следующих аспектов проблемы:

- выявление групп минералов-носителей и самородных металлов способных формировать комплексные россыпи на территории Дальнего Востока;
- определение ареалов развития комплексных россыпей тех или иных минералов-носителей дефицитных металлов;
- определение групп минералов-носителей ценных компонентов и самородных металлов способных образовывать концентрации в количествах, рентабельных для извлечения;
- обоснование технологических способов переработки комплексных россыпей для получения промпродукта (концентрата полезных минералов-носителей) и его последующей металлургической переработки.

СТЕАТИТОВАЯ КЕРАМИКА НА ОСНОВЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Демчук, Г.Б. Щекина, Н.С. Костюков, А.А. Лукичев

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Сырьем для производства стеатитовой керамики в Амурской области может являться месторождение талька в Зейском районе (Ложниковское проявление) на левобережье реки Гарь. Существуют лишь прогнозные оценки ресурсов этого месторождения, примерно 100 млн. тонн. Качество талькового сырья предварительно изучено в химической лаборатории ПГО «Дальгеология» [1]. По содержанию ведущего компонента талька, составляющего в среднем 77,3% (при рядовых содержаниях 70-80%), это сырье является высококачественным. Тальк представляет собой водный силикат магния, имеющий слоистую структуру, сходную со структурой глинистых минералов. Идеальная формула талька $Mg_3(Si_2O_5)_2(OH)_2$. Тальк является вторичным минералом, образующимся из силикатных горных пород, богатых магнием. Подобно глинистым минералам тальк характеризуется мягкостью, ощутимой жирностью, легко раскалывается по плоскостям спайности [2]. Состав самого талькового минерала обычно однороден, однако в природном сырье в зависимости от типа материнской породы он ассоциируется с теми или иными сопутствующими минералами. Наиболее нежелательными из них являются соединения железа и щелочей. При температуре обжига тальк служит источником магнезиально-силикатного расплава.

По внешнему виду тальк Гаринского месторождения представляет собой достаточно большие куски серого цвета с вкраплениями белого цвета. После дробления талькосодержащей породы до размеров от 100 мкм и более было обнаружено, что можно отчетливо выделить две фракции, различающиеся по цвету и размерам: мелкая фракция желто-коричневого цвета и более крупная серая. Метод рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) не показал существенных различий в химическом составе этих фракций. Однако, рентгеноструктурный анализ выявил их некоторые структурные особенности.

Ориентируясь на состав исходного талька и считая, что вся окись магния вступает в реакцию, образуя метасиликат магния, был рассчитан состав керамической массы [3]. Приближенный расчет показал, что на 74,9% талька следует взять 18, % каолина, 4,8 % кварц-полевошпатового сырья Чалганского месторождения [4] и 1,6 % магнезии. Из общего количества талька 60 % составлял порошок, предварительно обожженный при 900⁰С, 40 % — сырой тальк. Следует оговориться, что данный расчет является не вполне корректным в силу сделанных предположений, однако он позволяет определить примерный шихтовый состав стеатитовой массы.

Исходное сырье предварительно подвергалось отдельному дроблению, очистке от органических примесей и последующей обработке на магнитном сепараторе. Необходимый состав получали путем совместного сухого помола в шаровой мельнице до получения заданного размера частиц шихты. Контроль гранулометрического состава осуществлялся с помощью оптического метода. Подготовленную шихту заливали дистиллированной водой и оставляли для роспуска на 18 часов. Излишки влаги удаляли сушкой под инфракрасной лампой. Порошковая масса, увлажненная до состояния наилучшей пластичности (определяли органолептически), формовалась в пресс-формах под давлением. Размер и форма керамических образцов были обусловлены требованиями ГОСТа 24409-80 на проведение электрофизических и механических исследований. Испытания полученных составов показали, что при малом содержании глинистых материалов процесс формования образцов невозможен без применения связующих веществ (парафина, поливинилового спирта).

Удельный обжиг образцов проводили в муфельной печи, используя засыпку из глинозема. Время обжига составляло 10-12 час. Средняя скорость подъема температуры составляла 1–2 град/мин. При температуре обжига 850⁰С образцы выдерживали в течение часа. Охлаждение проводили в печи после ее отключения. После обжига образцы подвергались механической обработке для получения заданных размеров. Окончательный обжиг образцов заданной формы (рис.1) проводили при температурах 1250⁰С, 1280⁰С, 1310⁰С.

Особенность спекания стеатитовых масс заключается в том, что материал имеет узкий интервал спекания. Это обусловлено быстрым нарастанием расплава в узком интервале температур — 20-40⁰С. В связи с указанным обстоятельством правильный выбор температуры спекания имеет существенное значение для получения материала с высокими эксплуатационными свойствами.



Рис. 1. Керамические образцы для механических и электрофизических испытаний.

Обжиг керамического образца при пониженной температуре способствует образованию «рыхлой структуры» и повышенной пористости материала. Увеличение температуры спекания приводит к интенсивному образованию стеклофазы с последующей деформацией образца.

В основе получения стеатитовой керамики лежит процесс образования кристаллической фазы в форме метасиликата магния (MgSiO_3) и стеклофазы сложного состава, обеспечивающей спекание стеатитового материала. Как правило, метасиликат магния MgSiO_3 существует в виде высокотемпературной фазы, склонной к процессу старения и переходу в клиноэнстатит, что сопровождается нарушением сплошности материала. Стабильность полученной структуры обеспечивается повышенным содержанием стекловидной фазы и малым размером частиц кристаллической фазы [5,6]. Исследования, проведенные с помощью рентгеновского дифрактометра, позволили выявить структуру керамического материала в форме протоэнстатита и твердого раствора $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$. Примерное содержание стеклофазы составило 32 %.

На рисунке 2 представлена характерная микроструктура излома керамического образца.

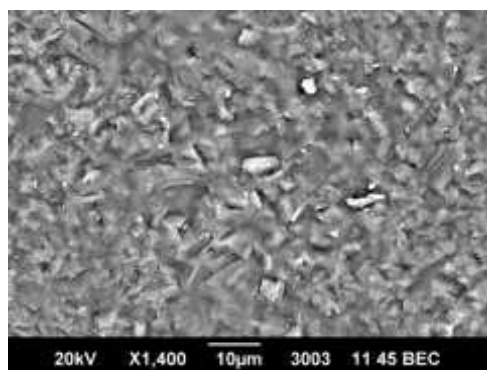


Рис. 2. Микроструктура поверхности излома керамического образца, обожженного при температуре 1310°C .

Согласно ГОСТ 20419-83 стеатитовая керамика относится к группе 200. Основные требования, предъявляемые к этой керамике:

- плотность $2,8 \text{ г/см}^3$,
- кажущаяся пористость не более 0,7 %,
- отсутствие прокраски в фуксине,
- прочность на изгиб не менее 120 МПа,
- прочность на растяжение не менее 45 МПа,
- прочность на сжатие не менее 500-600 МПа,
- электрическая прочность при частоте 50 Гц не менее 20 кВ/мм,
- относительная диэлектрическая проницаемость при частоте 50 Гц от 5 до 7,
- тангенс угла диэлектрических потерь при частоте 50 Гц не более $5 \cdot 10^{-3}$,
- удельное объемное сопротивление при комнатной температуре не менее $10^{11} \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Отметим, что приведенные выше параметры установлены на образцах по методике указанного ГОСТа, для образцов других размеров и изготовленных по другим технологиям эти показатели могут

отличаться. Особенно это касается электрической прочности, значения которой зависят от продолжительности воздействия напряжения, толщины образца, частоты, температуры, степени однородности электрического поля и микроструктуры керамики [6,7]. В таблице представлены механические и электрофизические характеристики полученного нами материала. Для сравнения указаны данные для стандартной керамики СПК-2.

Таблица

Электрофизические характеристики стеатитовой керамики

Температура обжига °С	ϵ Диэл. постоянная			$\text{tg } \delta$ Диэл. потери			ρ Ом×м Уд. объем. сопр.	$E_{\text{пр}}$ кВ/м Электрич. прочность
	100 Гц	1000 Гц	1МГц	100 Гц	1000 Гц	1МГц		
1250	8,86	5,8	4,93	0,25	0,03	0,006	10^9	10,0
1280	8,3	7,7	5,3	0,1	0.01	0,007	3×10^{11}	14,0
1310	7,2	9,05	6,9	0,01	0,007	0,006	3×10^{11}	20,0
СПК-2 [8]	7,2			0,0037	0,0033	0,0023	5×10^{11}	40

Незначительное ухудшение свойств полученной керамики вероятно связано с повышенным содержанием Fe₂O₃, а также необходимостью более детальной проработки всех стадий технологического процесса.

Все вышеизложенное позволяет утверждать, что природный тальк Амурской области может являться вполне пригодным сырьем для производства стеатитовой керамики, а также других материалов на его основе.

* Анализы проведены в центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН, аналитики Рождествина В.И., Кисель Я.Н., Макеева Т.Б.

Литература

1. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск, 2000.168 с.
2. Минералы: Справочник. Т. 4. Вып.1. Слоистые силикаты. М: Наука. 1992. 598 с.
3. Масленникова Г.Н., Харитонов Ф.Я. Основы расчета составов масс и глазурей в электрокерамике. М.: Энергия. 1978. 143 с.
4. Демчук В.А., Щекина Г.Б., Костюков Н.С., Лукичев А.А. Изготовление электрофарфора на основе сырья Амурской области // Стекло и керамика. 2009. №2. С. 63 -65.
5. Химическая технология керамики / под ред. И.Я.Гузмана. М.: ООО РИФ «Стройматериалы», 2003. 496с.
6. Балкевич В.Л. Техническая керамика. М.: Стройиздат. 1984. 256 с.
7. Справочник по электротехническим материалам. Т. 2. М: Энергоатомиздат. 1987. 464 с.
8. Диэлектрики и радиация: в 4 кн. / под редакцией Н.С. Костюкова Кн. 1. Радиационная электропроводность. М: Наука. 2001. 253 с.

МЕТОД КОМПЛЕКСНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИДРОДИФТОРИДА АММОНИЯ

Л.П. Демьянова¹, А.С. Буйновский², В.С. Римкевич¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Северский технологический институт НИЯУ "МИФИ", г. Северск

Существуют различные способы получения аморфного кремнезема, но все они не лишены недостатков, главные из них: многостадийность технологических процессов, их сложное аппаратное оформление, использование исходного дефицитного сырья и большие затраты на обеспечение экологической безопасности. Следует особо отметить, что в России в настоящее время отсутствует, в силу этих причин, крупномасштабное производство аморфного кремнезема и большая часть продукции аморфного кремнезема завозится из-за рубежа.

В тоже время самой распространенной кремнеземсодержащей породой является кварцевый песок и основными его потребителями являются предприятия строительной, литейной, стекольной и керамической промышленности. Но кварцевые пески могут являться перспективным сырьем и для получения аморфного кремнезема, который пользуется большим спросом на отечественном и зарубежном рынках.

На базе Чалганского месторождения кварц-каолин-полевошпатового сырья (п.Чалганы, Амурская область) действует Экспериментально-технологический филиал (ЭТФ) Амурского научного центра ДВО РАН. В состав ЭТФ входят основное производство с обогатительной фабрикой. Конечным результатом переработки являются кондиционные товарные продукты — кварцевые пески, каолин и другие полезные компоненты. Данные химических анализов кварцевых песков свидетельствуют о высоком содержании в них диоксида кремния и незначительной концентрации примесей. Но для получения аморфных кремнеземов высокой степени чистоты и для дальнейшего применения их в народном хозяйстве требуется дополнительная очистка песка от примесей и модифицирование его поверхности, что влечет за собой разработку новых технологий.

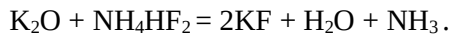
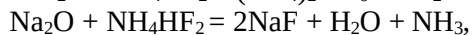
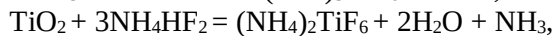
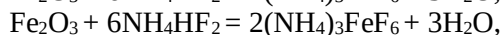
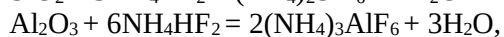
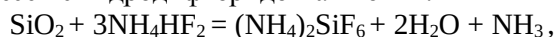
Известно, что при переработке руд и концентратов различного типа используют фторидные технологии, но в них получению кремнепродуктов и их свойствам не придавали значения [1, 2 и др.].

В качестве исходного сырья предлагается использовать кварцевые формовочные пески Чалганского месторождения Амурской области. Основным компонентом является диоксид кремния. Содержание примесей в нем не превышает 10^{-1} - 10^{-4} % мас. по каждому элементу. Результаты гранулометрического анализа указывают о значительном преобладании в его составе зерен крупностью $-1.0+0.2$ мм, доля которых составляет 63.4 %. Максимальное содержание диоксида кремния (99 %) сосредоточено во фракции $+1.0$. Кварц присутствует в форме β - SiO_2 тригональной сингонии, которая стабильна при нормальных температуре и давлении. Среднее содержание оксидов в кварцевых песках составляет (% мас.): SiO_2 — 95.8; Al_2O_3 — 2.4; Fe_2O_3 — 0.2; TiO_2 — 0.16; Na_2O — 0.13; K_2O — 1.03; п.п.п. — 0.27. В опытах использовалась основная фракция $+0.1$ — 0.4 мм кварцевого формовочного песка и ее измельченный материал до 0.0074 мм. Энергодисперсионный спектр подтверждает, что в исходном материале присутствуют примеси Al, Fe, Ti, K и Na.

В качестве фторирующего компонента применяли гидрофторид аммония (NH_4HF_2) марки ч.д.а. производства ОАО «Галоген» (г.Пермь). При комнатной температуре NH_4HF_2 не представляет существенной экологической опасности, а при нагревании становится мощным фторирующим реагентом. Температура плавления гидрофторида аммония составляет 126.8°C , температура разложения — 238°C .

По данным рентгенофазового анализа, содержание основной фазы NH_4HF_2 достигает 99 % масс, а другие фазы, как следует из рентгенограммы, отсутствуют.

При фторировании кварцевого песка происходят реакции взаимодействия основного компонента и примесей с гидрофторидом аммония:



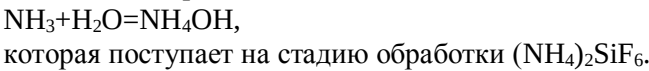
В начале взаимодействия происходит образование фазы $(\text{NH}_4)_3\text{SiF}_6\text{F}$ (карточка 23-1014 по [3]) по реакции: $\text{SiO}_2 + 3.5\text{NH}_4\text{HF}_2 = (\text{NH}_4)_3\text{SiF}_6\text{F} + 0.5\text{NH}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$, и ее разложение до фазы $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$.

Термогравиметрическим методом в интервале температур от 25 до 450°С исследован механизм взаимодействия кварцевого песка с гидродифторидом аммония. Анализ проводили с использованием прибора STA 449C Jupiter. Исследования осуществляли в потоке азота (50 см³/мин) со скоростью нагрева 5 град/мин. Образец помещали в платиновый тигель. В качестве первичного датчика использовали термопару Pt-Pt/Rh. Фторированию подвергали измельченный до 0.0074 мм и исходный кварцевый песок. Показано, что измельченный материал взаимодействует с гидродифторидом аммония при более низких (примерно на 50 градусов) температурах, чем исходный. Это объясняется активацией поверхности зерен песка, возникающей в процессе его измельчения. Отсюда более активное взаимодействие с измельченного материала гидродифторидом аммония.

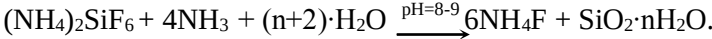
Кинетические исследования процесса взаимодействия были проведены при температурах от 25 до 450°С в печи специальной конструкции с использованием реакторов из платины, фторопласта и стеклоуглерода. Навески измельченного кварцевого песка были взяты в количестве 10 г. Проведены исследования по влиянию избытка гидродифторида аммония на выход промежуточного целевого продукта (гексафторосиликата аммония). Установлено, что оптимальным является стехиометрическое соотношение 1:2.8 (расчетное 1:2.85). Если оно меньше, то резко снижается выход целевого продукта, если больше, выход остается высоким (95 — 98 %), однако фторирующий реагент расходуется не полностью и теряется.

В соответствии с результатами термического и рентгенофазового анализов, а также проведенных кинетических исследований определены технологические режимы получения гексафторосиликата аммония: взаимодействие кварцевого песка с гидродифторидом аммония следует проводить при температуре до 200°С в течении трех часов; сублимацию (NH₄)₂SiF₆ при температуре до 400°С в течении 30-45 мин с выходом целевого продукта не менее 95 — 98%. Полученный продукт (NH₄)₂SiF₆ по данным эмиссионного спектрального анализа имеет высокую чистоту — содержание примесей не превышает 10⁻³ — 10⁻⁵ % (Al, Fe, Mn, Mg, Cu и др).

Из гексафторосиликата аммония электролитическим методом можно извлекать аморфный кремний [4]. В процессе взаимодействия газообразный NH₃ и H₂O улавливаются водным раствором с образованием аммиачной воды по реакции:



Аморфный кремнезем получали путем гидролиза гексафторосиликата аммония аммиачной водой по реакции:



Образующуюся суспензию фильтровали и промывали дистиллированной водой, затем осадок с фильтра сушили при 400°С до постоянной массы. Маточный раствор, содержащий NH₄F, использовали для регенерации фторирующего реагента. При выпаривании раствора фторид аммония кристаллизуется в гидродифторид аммония по реакции: 2NH₄F ^{100°С} NH₄HF₂ + NH₃↑,→

который поступает в начало технологического процесса переработки исходного сырья.

Из нелетучего остатка после возгонки (NH₄)₂SiF₆ можно получать фториды и оксиды примесных элементов: алюминия, железа и другие.

Анализ технических характеристик с характеристиками аморфного кремнезема [5], полученного по фторидной технологии в ИГиП ДВО РАН, показал, что из перечня аморфных кремнезёмов, выпускаемых промышленностью (как в России, так и за рубежом), полученный аморфный кремнезем подходит по своим свойствам [6], а значит и по областям применения, к AEROSILам, ближе всего к гидрофобному AEROSIL-R972 (Германия).

Таблица. 1

Анализ характеристик AEROSIL марки R 972 (Германия) и аморфного кремнезема, полученного методом фторидной переработки из кварцевых песков Чалганского месторождения Приамурья

Характеристики	AEROSIL R 972	Аморфный кремнезем, полученный по фторидному методу в ИГиП ДВО РАН
Удельная поверхность, м ² /г	110±20	98
Плотность набивки, г/л	50	50
Потери при сушке, 2 часа при 105 °С, %	<0.5	<0.5
Содержание углерода, %	0.6-1.2	1.2
pH	3.6-4.4	4

На основании результатов проведенных исследований предлагается следующая принципиально-технологическая схема фторидной переработки кварцевых песков с получением коммерческого продукта — аморфного кремнезема (рис. 1).

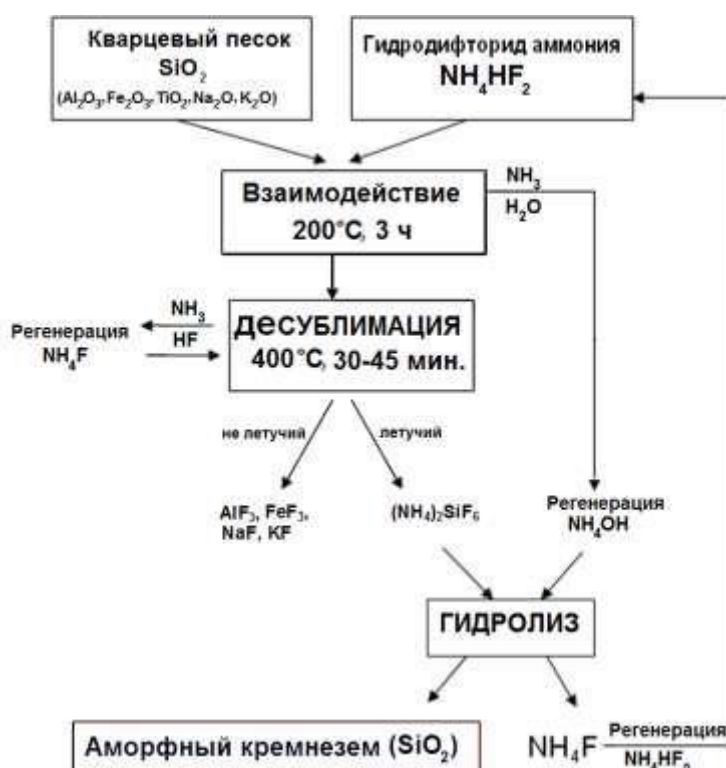


Рис. 1. Технологическая схема получения аморфного кремнезема из кварцевых песков Чалганского месторождения Приамурья.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно сделать следующее заключение: полученный по фторидной технологии аморфный кремнезем по совокупности своих свойств является Аэросилом, ближе всего по характеристикам и свойствам соответствует марке AEROSIL- R972; он пригоден для улучшения и придания текучести порошкам, при сгущении водостойких систем, для холодно-отвердевающего силиконового каучука, для улучшения гидрофобии и реологии офсетных красок, возможно применение его в коррозионно-защитных красках, а также в других областях промышленности. Он представляет собой коммерческий продукт.

Необходимо также отметить, что среднемировая стоимость 1 т кварцевого формовочного песка составляет 10 долл./т, а получаемые из него гексафторосиликат аммония оцениваются 4000 долл./т, аморфный кремнезем — 5000 долл./т и аморфный кремний — 200 тыс. долл./т, поэтому переработка кварцосодержащего сырья экономически выгодна.

Литература

1. Мельниченко Е.И. Фторидная переработка редкометалльных руд Дальнего Востока. — Владивосток: Дальнаука, 2002. 267 с.
2. Буйновский А.С., Гузев В.В., Дьяченко А.Н. Исследование процесса фтороаммонийной переработки топазового концентрата // Известия ВУЗов. Физика. Томск: ТГУ, 2004. Т.47, № 12. С. 76-80.
3. Powder diffraction file. Search Manual Minerals. USA: JCPDS, 1974. 262 p.
4. Маракушев А.А., Зубенко И.А., Маловицкий Ю.Н., Римкевич В.С., Демьянова Л.П. Экспериментальные исследования несмесимости галогенидно-силикатных расплавов и получение кремния электролизом водного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т.80, Вып. 5. С. 47-51.
5. Пат. 2286947 Российская Федерация, МПК С 01В 33/018 / Способ переработки кремнеземсодержащего сырья / Римкевич В.С., Маловицкий Ю.Н., Демьянова Л.П. № 2004110338/15; заявл. 05.04.04; опубл. 10.11.06, Бюл. № 31.
6. Демьянова Л.П., Трессо А., Бюзаре Ж.Ю., Мартино Ш., Лежбен К., Маловицкий Ю.Н., Римкевич В.С. Свойства аморфного кремнезема, полученного фторидным методом // Неорганические материалы. 2009. Т. 45, № 2. С. 188-193.

НОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ПОДБОРУ РАБОЧИХ В ГОРНОРУДНУЮ ОТРАСЛЬ

В.М. Катола

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Природные ресурсы (минеральные, лесные, земельные, водные, биологические) определяют экономическое состояние региона и качество жизни населения. Однако их разработка наносит ущерб как самой природе, так и здоровью людей. В первую очередь это проявляется в горнорудной промышленности, где вовлечение в переработку бедных и трудно перерабатываемых руд значительно ухудшает условия труда. По данным [1,2, 6] при отдельных технологических операциях в течение смены на рабочего воздействуют различная по происхождению и дисперсности пыль (особенно аэрозоли дезинтеграции кварцевого песка, кварцсодержащих огнеупоров, ферросплавов и пр.), газы (оксиды азота и углерода, углеводороды, банз(а)пирен, формальдегид, а при подземной добыче- продукты распада радона и торона), шум, общая и местная вибрация, генотоксические эффекты, экстремальный микроклимат, климато- метеорологические и другие факторы, уровни и дозовые величины которых нередко превышают допустимые значения. Помимо указанного использование новых технологий и высокопроизводительного оборудования способствует возрастанию электростатических полей, появлению ультра- и инфразвука, радиоактивных и лазерных лучей. Все это определяет профессиональный риск — количественно-качественную характеристику вредных эффектов, приводящих к нарушению функций и/или патологических изменений и, соответственно, к сбою здоровья у конкретной группы людей. Именно в таких условиях трудятся около 40% работающих. Поэтому неудивительно, что в горнорудной промышленности заболеваемость органов дыхания регистрируется в 36,3% случаев, вибрационная патология- в 25,8- 50%, нейросенсорная тугоухость- в 12,3- 20,2%, заболевания опорно-двигательного аппарата- в 10.3%. Но учесть биологическую эффективность каждого из факторов, изменяющихся во времени и пространстве и действующих на организм одновременно, совокупно и комбинированно, невозможно. Невозможно также полностью исключить геологоэкологический риск и из трудового процесса и производственной среды даже при соблюдении всех правил по охране здоровья, к тому же, на этом фоне увеличение напряженности жизни изменяет адаптационные ориентиры организма человека. Следовательно, необходимо не только внедрять передовые технологии, современное оборудование, придерживаться высокой культуры производства и неукоснительно соблюдать профилактические меры, но и привлекать здоровую, квалифицированную силу. К сожалению, оценить в полной мере адаптационные возможности человека и состояние его здоровья при нынешних методических приемах становится не просто.

Чтобы уяснить, насколько понятие «здоровый человек» соответствует действительности, с помощью электронной микроскопии была исследована плазма крови практически здоровых жителей города Благовещенска в возрасте от 18 до 58 лет. При сложившихся социально- экономических условиях все они отличались уровнем, структурой и укладом жизни. Преамбулой исследований явилось то обстоятельство, что физические, химические, биологические, социально- экономические и другие факторы являются стрессорами, способными индуцировать стереотипные ответные реакции организма. При этом часть людей может обладать к ним широким диапазоном толерантности, другим для сохранения жизнеспособности требуется включение дополнительных механизмов адаптации, для третьих, в зависимости от их физических и психических особенностей, порог действия стрессоров может превышать физиологические возможности и угрожать гомеостазу. Причем, как следствие неадекватных реакций, у них могут нарушаться метаболизм, структура и функция органов и тканей, нейро- эндокринной, сердечно-сосудистой, иммунной и других систем, в том числе сдвиги со стороны нормальной микрофлоры.

Проведенные исследования показали (см. рис.), что в плазме крови здоровых благовещенцев, включая доноров крови, содержатся электронноплотные гомогенные сферические образования (структуры, сферулы, тельца) с четкими ровными контурами, диаметром 0,15 — 0,32 мкм без каких-либо минеральных включений на поверхности либо внутри. В препаратах они располагались по-разному: обособленно, в виде скоплений или тесно соприкасались друг с другом, формируя различной величины и формы агрегаты (конгломераты). Среди них находились особи в состоянии деления (возможно, размножения) — неравновеликом бинарном, в нескольких плоскостях или, что реже, почкования. Варианты деления этих структур свидетельствует о том, что, во-первых, они жизнеспособны, по крайней мере, некоторые из них, а во-вторых, что при циркуляции в крови сохраняют неустойчивость для гуморального и клеточного иммунитета. Частота и численность телец в поле зрения заметно колебалась — у 15 человек (22,39%) они не выявлены, у 20 (29,85%) были единичными, у 32 (47,76%) исчислялись десятками, иногда сотней.

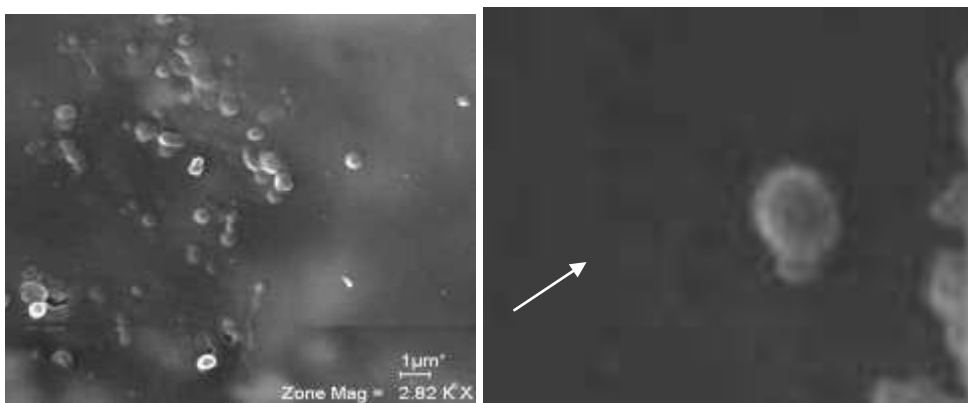


Рис. Сканирующая электронная микроскопия: а- тельца в плазме крови доноров (х 2820); б- почкующееся в крови тельце.

Верифицировать обнаруженные в крови образования не удалось, хотя отсутствие на поверхности и внутри минеральных включений позволяло исключить их принадлежность к так называемым нанобактериям, существование которых до сих пор оспаривается. В то же время по морфологии, размерам, электронной плотности и способах деления эти структуры в большей степени соответствуют элементарным тельцам (ЭТ) L-форм и микоплазм. По сведениям [5] ЭТ имеют трехслойную мембрану, рибосомы и геном, поэтому признаны минимальными репродуктивными клетками. Они не культивируются, но способны увеличиваться в размерах, размножаться и реверсировать в полноценные бактерии с клеточной стенкой. ЭТ образуются разными способами, преимущественно почкованием внутри или на поверхности бактериальной клетки, сферопластов, протопластов, больших L-тел либо нитевидных структур. Для них характерен замедленный обмен веществ, устойчивость к антибиотикам, ультразвуку, температуре $+90^{\circ}\text{C}$ (в течение 1- 2 часов) и длительному (до 10 лет) высушиванию.

Таким образом, непосредственно в крови 77,61% здоровых жителей города Благовещенска содержатся бактериальные формы, находящиеся под контролем защитных факторов иммунитета, не дающих им реверсировать в исходные бактериальные клетки. Правда, этот контроль относителен.. Во всяком случае, кровь большинства горожан, считающих себя «здоровыми» по медицинским показателям, на самом деле «загрязнена» неизвестными видами бактерий.. Ранее ЭТ были визуализированы у амурчан, страдающих различной патологией, а именно, полипозным риносинуситом у у больных бронхиальной астмой, рядом желудочно- кишечных заболеваний, туберкулезом легких, кроме того, в полости рта при кариозном поражении зубов, кроме того, в комнатном воздухе, почве, воде и др. [3, 4]. Очевидно, они постоянно образуются в организме при трансформации бактериальных клеток эндогенного и, не исключено, экзогенного генезиса. Скорее всего, основным поставщиком ЭТ является нормальная микрофлора, которая по нынешним представлениям является экстракорпоральным органом, состоящим из микроколоний, погруженных в биопленку. Нормофлора выполняет различные полезные функции, в том числе регуляцию взаимоотношений с окружающей средой, препятствуя тем самым заселению хозяина патогенными и условно- патогенными микробами. В случаях нарушения стабильности микробиологической системы, что происходит, в частности при хроническом стрессе (загрязнение среды обитания, неблагоприятные условия труда и пр.) может возникнуть дисбактериоз (дисбиоз) с транслокацией в кровь, лимфу и внутренние органы стафилококков, энтерококков, *E. coli*, *Proteus*, *Serratia*, *Candida albicans*, вирусов, микроскопических грибов и простейших с развитием как инфекционной, так и неинфекционной патологии. Но как ЭТ поступают в кровь, какова там их роль, считать ли такое явление «нормальным» или нет, требуется еще выяснить.

Тем не менее, на основании проведенных исследований можно уже сделать предварительные выводы: 1) благовещенцы, в крови которых ЭТ отсутствуют, действительно здоровые и резистентные к местным геологоэкологическим условиям (стрессорам); 2) горожане, оценивающие себя «здоровыми», но содержащие в крови до десятка ЭТ в поле зрения, считать относительно здоровыми; 3) лица, в крови которых циркулирует до сотни ЭТ в поле зрения, относятся уже к группе «риска» и нуждаются в обязательном обследовании; 4) лица, носящие в крови делящиеся ЭТ, пребывают в состоянии предболезни. Разумеется, эта дифференциация условна, но позволяет заключить, что на предприятиях горнорудной промышленности могут работать только люди первых двух групп.

Литература

1. Баттакова Ж.Е. Исмаилова А.А., Султанбеков З.К. и др. Оценка общей и профессиональной заболеваемости на предприятиях горнорудной промышленности Казахстана // Медицина труда и промышленная экология. 2008. № 2. С. 1 - 5.
2. Жеглова А.В. Системный подход к управлению профессиональным риском нарушений здоровья работников горнорудной промышленности: автореф. дис... докт. мед. наук. М. 2009. 48 с.
3. Катола В., Хмелькова Э., Макеева Т. Техника взятия материала из небольших по площади или труднодоступных участков тела человека для изучения микроорганизмов // Бюл. физиол. и патол. дыхания. 2004. Вып. 18. С. 64 - 68.
4. Катола В.М., Сорокина А. Ю., Макеева Т.Б. и др. Индукция L-форм микобактерий туберкулеза и их электронномикроскопическая визуализация *in vitro* и *in vivo* // Бюл. физиол. и патол. дыхания. 2005. Вып. 20. С. 75 - 77.
4. Катола В., Комогорцева Ю. Морфологические варианты бактерий воздуха, здоровых и кариозных зубов и их роль в развитии бронхо - легочной патологии // Бюл. физиол. и патол. дыхания. 2008. Вып. 29. С. 51–55.
5. Прозоровский С., Кац Л., Каган Г. L-формы бактерий. М.: Медицина, 1981. 236 с.
6. Чеботарев А.Г., Наумова А.П. социально- гигиенический мониторинг на предприятиях горнорудного комплекса // Медицина труда и промышленная экология. 2003. № 12. С. 10 - 16.

О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПОЛИТИКИ В СФЕРЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ УЛУЧШЕНИЯ

Н.В. Кашина

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В декабре 2009 года премьер В.В.Путин подписал распоряжение об утверждении стратегии социально-экономического развития Дальнего Востока и Байкальского региона на период до 2025 года. По данной стратегии Амурская область в ближайшие 15 лет будет развиваться на основе трех зон опережающего развития: природно-ресурсной зоны Байкало-Амурской магистрали, Приамурской аграрно-индустриальной зоны с перспективами развития горно-металлургического комплекса и Свободненской космической зоны.



Формирование зон будет происходить на базе активного развития горнодобывающего комплекса и освоения природно-ресурсного потенциала области. От разработки отдельных месторождений планируется перейти к созданию территориально-промышленного комплекса. «На базе таких месторождений полезных ископаемых, как Гаринское, Куранахское и Большой Сейм, а также на базе железорудных месторождений, расположенных в Еврейской автономной области, планируется формирование металлургического комплекса, включающего горно-обогатительные комбинаты и металлургические комбинаты, с размещением на территории Приамурской аграрно-индустриальной зоны. В перспективе появятся обогатительный комбинат и крупный цементный завод на базе Чагоянского месторождения известняков» — гласит Стратегия. Стратегически важным направлением развития горнодобывающего комплекса области является освоение двух крупнейших месторождений титановых руд в зоне БАМа — Куранахского и Большой Сейм. На базе первого из них завершено строительство первой очереди ГОКа и рудника, в нынешнем году начнется производство титаномagnetитового и ильменитового концентрата. Однако перспективной является стратегия с ориентацией на получение конечных рыночных продуктов (диоксид титана, металлический титан). Поэтому строительство Амурского завода по выплавке металлического титана, по мнению ученых ИГИП ДВО РАН следует определить в качестве важнейшего проекта [1], который должен быть включен в Федеральную программу «Дальний Восток», при ее корректировке на период до 2018 года. Освоение Гаринского железорудного месторождения напрямую связано со строительством железной дороги Шимановск-Чагоян-Гарь-Февральск, которое также предусмотрено стратегией. В перспективе планируется строительство технологической железнодорожной линии к месторождениям медно-никелевых руд в бассейне реки Кун-Мань на Северо-Востоке Амурской области. Каждое вновь вводимое месторождение, даже самое малое — это новая точка экономического роста, если не для страны, то для субъекта РФ и муниципального

образования. В этом контексте возрастает значение принятия эффективных инвестиционных и финансовых решений как со стороны органов власти так и бизнеса для обеспечения реализации проектов, являющихся значимыми в Стратегии. В этом случае, в управленческих решениях инвестиционная политика региона, как правило, должна выражаться стремлением органов управления, во-первых, увеличить инвестиционные ресурсы региона, во-вторых, направить их в те инвестиционные проекты, которые считаются наиболее перспективными для региона. В данном случае региональный аспект государственного регулирования инвестиционной деятельности состоит в целевом инвестировании отдельных программ и проектов, реализуемых на территории, в создании условий для возникновения и функционирования значимых потенциальных «точек роста», в информационном обеспечении инвестиционных процессов и т.д. Безусловно, развитие региональных инвестиционных процессов зависит от системы факторов, важнейшим из которых является активность государственных органов власти в проведении последовательной инвестиционной политики в регионе, которая предполагает систему мер, способствующих мобилизации инвестиционных ресурсов и реализации приоритетных проектов. Для реализации проектов, предусмотренных Стратегией за 15 лет необходимо привлечь значительные инвестиционные ресурсы на территорию области, а в сфере недропользования они необходимы как для разведки и освоения месторождений так и для создания новых производств. Как показывают исследования, амурский добывающий сектор в современных условиях продолжает активно участвовать в инвестиционном процессе и несмотря на воздействие финансового кризиса, все сильнее проявляется стремление компаний инвестировать средства в добычу полезных ископаемых. Даже в наиболее острый период кризиса в 2009 году когда индекс объема инвестиций в основной капитал по области снижался до 104,7% , инвестиционные вложения в горнодобывающий сектор возросли на 30,5% . По области за последние пять лет инвестиции в добычу полезных ископаемых увеличились с 0,7 млрд.руб. в 2004 году до 6,8 млрд. в 2009 г. В 2009 году на добывающий сектор экономики приходилось 8% в общем объеме инвестиций, 30,8% всей промышленной продукции области и более 6% всего объема регионального продукта, в нем занято более 10 тыс. всех занятых в экономики области. Причем, инвестиционная активность в добывающем секторе Приамурья за последние годы была несколько выше, чем в среднем по РФ. Прирост объема инвестиций по области по сравнению с предыдущим периодом в 2008 году составил — 21,8%, в 2007 году — 38,9% (по Российской Федерации 9,8% и 22,7% соответственно). Отличительной особенностью инвестиционного процесса Приамурья является существенное улучшение за последние годы инвестиционного климата, в результате регион по инвестиционной привлекательности занял более высокие позиции в рейтинге российских регионов. Это закономерно отразилось на активизации деятельности иностранных инвесторов (табл. 1). За анализируемый период приток иностранных инвестиций в добывающий сектор Амурской области возрос с 4 млн. дол. в 2000 году до 82,3 млн. дол. в 2009 году, то есть более чем в 20 раз. Добывающий сектор экономики является наиболее привлекательным для иностранных инвесторов, на его долю приходится от 62,8% до 94% иностранных инвестиций.

Таблица 1

Динамика иностранных инвестиций в добычу полезных ископаемых в Амурской области

	Годы								
	2000	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Млн. долл. США	4,5	4,9	15,5	42,1	93,7	109,9	101,2	86,5	82,3

В настоящее время выделяются четыре направления инвестиционных вложений: золотодобыча, добыча титано-магнетитовых руд, добыча железных руд, а также добычи угля. Подавляющее большинство крупных бизнес проектов, реализуемых на территории области в сфере недропользования связаны с добычей, первичной переработкой и продажей преимущественно сырьевых ресурсов. Так группа компаний «Петропавловск», которая является одним из крупнейших инвесторов, завершает реализацию проекта по освоению золоторудного месторождения «Пионер», пробный запуск обогатительной фабрики состоялся в июле 2008 года, а в сентябре 2009 года была введена в эксплуатацию первая очередь рудника. С 2010 года на фабрике будут запущены дополнительные мощности, что позволит перерабатывать в шесть раз больше руды. Другой компанией, работающей на местом рынке является ООО «Амурская ГРП», которая приступила к освоению золоторудного месторождения «Бамское», где с 2010 года планируется строительство рудника мощностью 2 млн. тонн руды в год. На Маломырском месторождении золота началось строительство инфраструктуры рудника. В целях повышения эффективности горнодобывающего комплекса Приамурья правильным является наряду с

ростом золотодобычи предусмотреть размещение в г. Благовещенске современной ювелирной фабрики. «В Приамурской аграрно-индустриальной зоне будут создаваться ювелирные производства» — говорится в Стратегии.

Основные проблемы. Сегодня добывающий сектор испытывает острую нехватку инвестиционных ресурсов особенно на геологоразведочные работы и создание необходимой инфраструктуры. Субъекты горнодобывающего комплекса периодически вынуждены вкладывать значительные средства в проекты освоения новых месторождений, при этом наблюдается снижение объемов инвестиций в воспроизводство минерально-сырьевой базы со стороны государства. Вместе с тем, Министр природных ресурсов и экологии Ю. Трутнев, отмечает, что увеличение объема инвестиций государства в разведку полезных ископаемых в последние годы привело к увеличению инвестиций частных компаний в 2,5 раза. На 1 рубль государственных средств приходится 7 рублей вложений недропользователей [3]. В то же время в Амурской области в 2008 году, в условиях кризиса и сокращения почти на половину финансирования геологоразведочных работ за счет средств предприятий, на 1 рубль государственных средств, выделенных на геологическое изучение недр и воспроизводство минерально-сырьевой базы пришлось 26 рублей частных инвестиций, что значительно выше среднероссийского показателя. В таких условиях требуется поиск новых путей и финансово-экономических механизмов для повышения стимулирования финансирования геологоразведочных работ., активизация «Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья на 2005-2010 г. и на период до 2020 г.». На наш взгляд является целесообразной разработка аналогичной региональной целевой программы. Инвестиционный процесс в этом секторе экономики связан со сложностями транспортной доступности к ресурсным базам и возрастанием капиталоемкости всего процесса. Учитывая сложности природно-экономических условий освоения новых месторождений (низкая инфраструктурная обустроенность территории, проблемы транспортной доступности использования трудовых ресурсов и др.) инвестиционная политика в недропользовании как Амурской области, так и других восточных районов страны по нашему мнению, должна исходить из принципа государственно-частного партнерства. Опросы потенциальных инвесторов, проявляющих интерес к освоению минерально-сырьевых ресурсов в регионах Дальнего Востока, показывают, что в качестве позитивного фактора привлекательности участков недр выделяют не только налоговые льготы, но и долю государственного софинансирования проектов в части обустройства инвестиционных площадок, создания необходимых коммуникаций, инфраструктуры (дорожной, энергетической) [3]. Именно эти действия, по мнению инвесторов наиболее выпукло иллюстрируют серьезность намерений региональных и местных администраций привлечь капитал в свою экономику. Так, по мнению руководства группы компаний «Петропавловск» — одного из немногих стратегических инвесторов, работающих на Дальнем Востоке и заявивших о планах инвестирования в дальневосточные коммерческие проекты в сфере освоения природных ресурсов, наличие сырьевой составляющей важное, но недостаточное условие. Нужна конкурентная экономическая среда, которую необходимо создавать на Дальнем Востоке, а также государственное участие в строительстве объектов инфраструктуры [4]. Особо следует подчеркнуть, что партнерство государства и бизнеса необходимо на стадии реализации проектов комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов. Их реализация позволит повысить эффективность использования богатого минерально-ресурсного потенциала территории. В этой связи отметим стратегическое значение для развития горнодобывающего комплекса и всей экономики Приамурья проекта освоения уникального Гаринского железорудного месторождения. Корень проблемы реализации этого проекта — строительство более 140 км железной дороги к данному месторождению (Шимановск-Гарь-Февральск). Сооружение этого пути могло бы стать ярким примером использования механизма частно-государственного партнерства, поскольку, во первых это будет способствовать ускорению строительства Гаринского ГОКа и горно-металлургического комбината, за счет средств, частного инвестора, проявившего интерес к этому проекту [5]. во вторых данная дорога свяжет БАМ и Трансиб, она обеспечит транспортную доступность к природным богатствам обширной не освоенной территории региона. Использование механизма государственно-частного партнерства в инвестиционном процессе недропользования должно учитывать такие его особенности как значительная капиталоемкость проектов и длительность сроков окупаемости вкладываемых средств. Поэтому это требует стабильности и предсказуемости государственной инвестиционной политики. Безусловно, свои инвестиционные планы компании выстраивают сами. Региональные органы власти должны оказывать содействие в оперативном решении всех вопросов, связанных с реализацией проектов, в части предоставления земельных участков, лицензирования, экономических и др. вопросов коих при запуске инвестиционного проекта всегда образуется множество. При этом многие предприятия в настоящее время являются дочерними акционерными обществами материнских компаний, холдингов, которые нередко находятся в других регионах. В этом случае региональная инвестиционная политика иногда вступает в противоречие с

отраслевой, а при формировании возникают финансовые, правовые и прочие проблемы. В этой связи одной из ключевых задач регулирования инвестиций является снятие возможных противоречий, сопряжение интересов и координация совместных усилий в инвестиционной сфере. Правовым документом может быть Инвестиционное соглашение между представителями деловых кругов и региональными органами власти. Принимая во внимание значение и возможности масштабных инвестиционных проектов в сфере освоения минеральных ресурсов кардинальным образом влиять на ситуацию в регионе можно объяснить возрастающее внимание к ним со стороны государства. Такие проекты могут резко изменить ситуацию на рынке труда, придать новый импульс развитию территории. Поэтому для их реализации необходимы совместные усилия бизнеса и государства в лице федеральных и региональных властей, когда государство обеспечивает полностью или частично инженерную инфраструктуру, а частный бизнес вкладывает средства в инвестиционные проекты. Можно выделить ряд критериев, которыми могут оперировать государственные органы власти при принятии решений о целесообразности реализации инвестиционных проектов совместно с частными компаниями. Во-первых, финансовая устойчивость коммерческих организаций; во-вторых, сопоставимость выпадающих бюджетных доходов с вероятными выгодами в будущем; в-третьих, принадлежность предприятий и проектов к перспективным секторам экономики и Стратегии, в четвертых — характеристика предприятий как социально значимых в том числе градообразующих и др. [2].

В заключении отметим чрезвычайную актуальность проблем хозяйственного освоения недр региона, при этом большое значение в решении задач имеет практическое применение механизмов государственно-частного партнерства, в инвестиционной сфере недропользования требуется создание соответствующей региональной нормативно-законодательной базы. На сегодняшний день в России создана определенная законодательная база по использованию механизма государственно-частного партнерства применительно к сфере освоения минеральных ресурсов. Предметом применения механизма партнерства в вышеназванной сфере является прежде всего предоставление частным компаниям прав пользования недрами, имуществом, совместная реализация инвестиционных проектов. Со стороны Правительства Российской Федерации сделаны конкретные шаги по разработке новых инструментов для реализации крупномасштабных проектов, в том числе и в сфере освоения минерально-сырьевых ресурсов. Уже пятый год функционирует Инвестиционный фонд Российской Федерации (создан постановлением Правительства РФ № 694 от 23.11.2005 г.) создан Банк Развития (ФЗ № 82 от 17.05.2007 г., принят Федеральный закон о концессионных соглашениях (№115 от 21.07.2005 г.). Большие надежды на успешное использование механизма государственно-частного партнерства связаны с Инвестиционным фондом РФ. Как показывает практика в фонд обращаются чаще всего крупнейшие российские сырьевые компании, инициаторы больших проектов, поскольку заинтересованы в хорошей инфраструктуре, включая транспортную. Средства Инвестиционного фонда РФ, являющегося основным инструментом бюджетного инвестирования, предоставляются для реализации инвестиционных проектов, имеющих общегосударственное значение и осуществляемых на условиях государственно-частного партнерства. С принятием Правил формирования и использования средств Инвестиционного фонда Российской Федерации, утвержденных постановлением Правительства РФ № 134 от 01.03.2008 введены понятия «регионального инвестиционного проекта», менее масштабных стоимостью не менее 500 млн. руб. Средства Инвестиционного фонда предоставляются в части создания и развития объектов транспортной, коммунальной и энергетической инфраструктуры, имеющей общегосударственное значение при обязательном участии бизнеса в финансировании проекта в размере не менее 50 процентов. Стоит отметить, что в настоящее время наметились существенные позитивные сдвиги в отношении этого механизма государственной поддержки. Можно полагать, что в реализации политики активизации освоения природных богатств области механизмы государственного Инвестиционного фонда Российской Федерации становятся реально действующим механизмом. Взаимодействие частных компаний с данным фондом позволит привлекать федеральные средства для строительства железных и автомобильных дорог, энергетической и коммунальной инфраструктуры, и таким образом снизить инвестиционную нагрузку на частного инвестора, повысить привлекательность разработки месторождений в труднодоступных местах.

Литература

1. Сорокин А.П., Межаков В.З., Кичанов В.Д. и др. Направления формирования горнопромышленного комплекса Амурской области // Вестник ДВО РАН. 2006. № 6. С. 41-51.
2. Самарина В. Проблемы выбора участников частно-государственного партнерства регионального уровня // Федерализм. 2007. № 2. С. 83-94.
3. Трутнев Ю.П. В Восточную Сибирь нужно вкладывать больше денег: интервью // Вести: ежеднев. интернет-изд. 2007. 17 дек. URL: www.vesti.ru.
4. Горбунов А. Первый дальневосточный // Эксперт. 2008. №27. С. 99-100.
5. Андреева Е. ГК «Петропавловск»: бизнес пришел на Дальний Восток // Амурская правда. 2008. №121(26454).

РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ АГРОХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ОРГАНИЗАЦИИ ПРОИЗВОДСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ УДОБРЕНИЙ

Кичанов В.Д., Межаков В.З., Кичанова В.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Отличительной характеристикой дальневосточных почв является низкая обеспеченность минеральными питательными веществами, особенно фосфором. По данным Амурской областной станции химизации сельского хозяйства (1980г.) 85% пахотных земель в области имело очень низкое содержание фосфора, около 10% - среднее, и лишь 5% не требовали применения таких удобрений. Кроме того, почвы Амурской области преимущественно (до 70%) относятся к категории кислых, они нуждаются в ошелачивании, путем внесения различных карбонатных минеральных ресурсов [1,2].

Поэтому проблема создания базы горно-химического сырья для производства разного рода минеральных удобрений и мелиорантов почв имеет большое народно-хозяйственное значение. В Амурской области основные перспективы в этом отношении связываются с апатитовыми месторождениями, а также фосфаритно-карбонатными и калийсодержащими рудами.

В пределах зоны БАМ известно 25 рудных районов и перспективных площадей фосфатного сырья. Основная их часть сосредоточена в Ханинско-Каларском, Зейском и Алданском апатитовых районах [3]. Суммарные прогнозные запасы наиболее изученных апатитовых руд оцениваются (в пересчете на P_2O_5) в 1700 млн. т.

Ханинско-каларский апатитовый район расположен в северо-западной части Амурской области на границе с Читинской областью и республикой Саха (Якутия) и непосредственно пересекается с трассой БАМ. В районе известны крупные рудопроявления апатитов Укдуска и Хани.

Зейский апатитовый район расположен в правобережной части р. Зея, между ее притоками Унаха и Урган. В районе известно 7 апатитовых массивов габброидов, наибольший интерес из которых (по данным С.С. Зимина и А.Н. Соляника, 1981) представляет Большой Лучанский расслоенный интрузив площадью около 30 кв. км. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется от 1,7 до 4,8%. Руды хорошо обогащаемы. Прогнозные запасы P_2O_5 в массиве по категории P_2 до глубины 600 м – 250 млн. т.

В Джугдзурской субпровинции в пределах Геранского, Лантарского, Чогарского Сехтакского и Баладекского анортзитовых массивов выявлено более 100 проявлений и месторождений апатитовых руд. Большая часть рудных проявлений изучена на стадии общих поисков, лишь на Гаюмском месторождении проведены детальные поиски. Апатитовые руды характеризуются сравнительно низким содержанием P_2O_5 (порядка 5-8%), но являются весьма легкообогатимыми. По сравнительно простым технологическим схемам из них устойчиво получают апатитовые концентраты с содержанием около 40% P_2O_5 при извлечении его свыше 90%. Увеличение сырьевой базы в этом районе возможно за счет вовлечения новых апатитовых объектов – Татаул, Кипеус, Брянта, с общими прогнозными ресурсами категории P_2 – 45, млн. т. P_2O_5 . В районе имеется ряд перспективных геохимических аномалий с общими прогнозными ресурсами P_3 – 820 млн. т. P_2O_5 .

Следует отметить, что в области повышенные содержания P_2O_5 (до 4 – 5%, в среднем 1,3 – 1,46%) отмечаются в комплексных апатит-магнетит-ильменитовых рудах месторождения Большой Сэйим, приуроченного к Каларскому габбро-анортзитовому массиву. Технологическими исследованиями установлена принципиальная возможность получения из руд месторождения, наряду с ильменитовыми и магнетитовыми, апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 – 40,35% при его извлечении 80% [4].

Запасы P_2O_5 на месторождении Большой Сэйим по категории C_2 определены в 3, 63 млн. т. и прогнозные ресурсы категории P_1 – в 5,5 млн. т. при среднем содержании P_2O_5 1,3%.

Наиболее выгодными с геолого-экономических позиций для освоения, в настоящее время являются два детально разведанных месторождения апатита – Евгеньевское и Укдуска.

Месторождение Евгеньевское расположено в Тындинском районе, в 1,8 км от железнодорожной станции Маревая (БАМ). Запасы апатита по категории $C_1 + C_2$ оцениваются в 2,0 млн. т. P_2O_5 до глубины 100 м. с содержанием 4,1%. Разработка месторождения может осуществляться открытым способом, с переработкой руды по гравитационно-магнитно-флотационной схеме. Возможно извлечение апатита в флотационный концентрат, содержащий 34% P_2O_5 . Месторождение детально разведано в 2003 – 2005 годах, разработан бизнес-проект для его разработки и создания обогатительной фабрики.

Месторождение Укдуска расположено вблизи трассы БАМ. Оно характеризуется благоприятными горно-техническими условиями: мощность вскрыши не превышает 6-8 м, возможна отработка месторождения открытым способом. Запасы P_2O_5 на месторождении по категориям $C_1 + C_2$ – 27,8 млн. т.

при среднем содержании 2,7%. Испытания апатитовых руд по флотационной и комбинированной (включающей электромагнитную сепарацию немагнитной фракции) схемам позволили получить апатитовые концентраты с содержанием P_2O_5 от 36 до 38% при его извлечении от 87 до 95%.

Сырьем для производства калийных минеральных удобрений могут быть Буриндинское рудопоявление алунитов, расположенное в непосредственной близости к станции Буринда ЗабЖД и Сакунское месторождение сынныритов, расположенное в 25 км от ж/д станции Хани на БАМе. Разработанные технологии позволяют осуществлять промышленную безотходную переработку алунитов и сынныритов с получением ряда видов ценной продукции, важнейшим из которых являются экологичные бесхлорные калийные удобрения [4].

В регионе создаются хорошие предпосылки и для организации производства азотных удобрений, в частности нитроаммофоски. Известно, что исходным сырьем для получения азотных удобрений является аммиак. В Амурской области источником получения аммиака могут быть отходы нефтеперерабатывающих предприятий, планируемых к размещению в пос. Березовка и г. Сковородино в связи с реализацией программы сооружения нефтепровода ВСТО, а также возможные отходы в процессе деятельности формируемого горно-металлургического кластера, включая создаваемый Гаринский Горно-металлургический комбинат [5].

Вопрос об организации производства минеральных удобрений на Бальнем Востоке дискутируется с 80х годов, ставился он и при разработке программы хозяйственного освоения зоны БАМ, но практических решений не принято до сих пор. Нам представляется необходимым и своевременным вернуться вновь к этой актуальной проблеме. В связи с этим следует сказать, что в политике финансирования работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы региона необходимо усилить внимание к поиску и разведке фосфатно-сырьевых ресурсов. Пока в рамках областной целевой программы «Развитие минерально-сырьевой базы Амурской области» основной акцент уже длительное время отдается благородным металлам. Необходимо также выходить с предложениями по созданию региональной базы агрохимического сырья на федеральный уровень. В частности для привлечения средств из федерального бюджета через федеральную целевую программу «Экология и природные ресурсы России», подпрограмма «минерально-сырьевые ресурсы».

Литература

1. Система земледелия Амурской области. Рекомендации. Благовещенск. 2003, С. 12-20.
2. Агрохимическая характеристика почв Зейско-Буреинской равнины и эффективность удобрений на них / под редакцией Г.И. Иванова. Хабаровск: книжное изд-во, 1967. 85 с.
3. С.С.Зимин, Н.Ф.Никитенко, Э.Л.Школьник, и др. Апатиты, фосфориты и другие агрохимические минеральные ресурсы Амурской области // Перспективы комплексного развития производительных сил Амурской области: сб. науч. тр. Благовещенск. 1982. Ч 1. С. 64-67.
4. Кичанов В.Д., Межаков В.З., Кичанова В.В. О концепции формирования туковой промышленности в Амурской области // «Российско-китайское приграничье в интеграционных процессах в СВА: проблемы и перспективы». 27 – 29 сентября 2007 г. Благовещенск: [сб. докл.]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2007 . С. 26 – 38.
5. Стройка приходит на Гарь // Амурская правда, 2010. 21.04.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНОГО ПРОИЗВОДСТВА ФОСФОРНЫХ УДОБРЕНИЙ

Кичанова В.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

На сегодняшний день в Амурской области остро стоит вопрос нехватки минеральных удобрений, в особенности фосфорных. Это связано с особенностями почв области и с тем, что основная сельскохозяйственная культура региона – соя, в первую очередь нуждается именно в фосфорных удобрениях [1]. Сырьем для производства фосфорных удобрений служат апатитовые и фосфоритовые руды. На данный момент основным поставщиком апатитового концентрата является Ковдорский ГОК (месторождение апатита на Кольском полуострове). Между тем, в Амурской области находятся значительные запасы фосфатного сырья. На сегодняшний день выданы лицензии на разработку месторождений Евгеньевское, обладает разведанными запасами равными - 4.2 млн. т., Большой Сэйим, с разведанными ресурсами 3,63 млн. т. и Селигдарское месторождение (находится в Якутии, граничит с Амурской областью) - 85,5 млн. т. Перспективным представляется Укдуска, разведанные запасы 27,8 млн. т, при выходе концентрата от 7,5 до 11,4%. Любое из вышеперечисленных месторождений апатита может стать поставщиком сырья для производства фосфорных удобрений. Так же, в Амурской области существует ряд других рудных проявлений фосфатного сырья. Традиционная технология производства фосфатов путем воздействия серной кислотой на концентрат апатита остается практически без изменений уже около 50 лет. Апатиты имеют очень высокую температуру плавления – 1 700°C и обладают высокой химической устойчивостью. В процессе производства фосфатных удобрений присутствуют все сложности химической переработки по высокотемпературным технологиям, с применением экологически вредных химических соединений, связанным с многоступенчатым получением элементарного фосфора, его оксидов, фосфорной кислоты и солей метафосфатов (суперфосфаты). Это производство представляет из себя целый химический завод, строительство которого займет 3-4 года, а производство продукции высоко энергоемко и имеет сильное отрицательное воздействие на экологию. Альтернативой традиционной технологии может стать инновационный метод получения фосфорных минеральных удобрений способом механохимической активации сырья. Механоактивация заключается в изменении энергетического состояния материала, протекающего при сверхтонком и нанопомоле апатитовых руд. В 2006 г. были проведены лабораторные и полевые испытания механоактивированных апатитовых концентратов наработанных из технологических проб, взятых с месторождений Укдуска и Селигдарское. Все виды механоактивированного сырья по своей удобрительной ценности стали близки или эквивалентны суперфосфату, резко возросло содержание фосфатов ближайшего резерва. Для налаживания производства фосфорных удобрений в Амурской области оптимальным является применение инновационных технологии, например технологии «НИнга», т.к. она обеспечивает экологически чистое, быстро окупаемое (8 - 12 месяцев) и высокорентабельное производство фосфорных удобрений. При применении инновационной технологии «НИнга» помол ведется в вакууме, в режиме непрерывной подачи сырья (время нахождения порошков в зоне помола $t_{п.}=10-2-10-3$ с). Для мельниц "НИнга" при любой тонине помола, не требуется система охлаждения (в отличие от современных планетарных и шаровых мельниц). Это позволяет проводить измельчение при температурах ниже, чем 300-310 °K не опасаться за перегрев, тем самым, сохраняя размер у микро и наночастиц и структуру их химического состава. Рентабельность может превышать 300% при оборотах бизнеса в сотни млн. долл./год, и инвестициях не более 25-30 млн. долл. Расчетная себестоимость таких нанопорошков может составить не более 0,4-0,6 долл./кг, что в сотни раз ниже себестоимости аналогичных нанопорошков. Используя оборудование "НИнга", создавая сеть специализированных помольных центров, можно наладить более эффективное производство высококачественных фосфорных удобрений. Получаемые таким способом минеральные удобрения по агротехническим показателям превосходят суперфосфатные минеральные удобрения. Это решит общие для сельского хозяйства проблемы - дефицит продукта и негативное воздействие на экологию. Результаты лабораторных анализов и расчеты показали, что в промышленных масштабах (десятки млн.т/год) на мельницах ЦИМ "НИнга" можно производить фосфорные минеральные удобрения и в перспективе полностью уйти от кислотного способа производства.

Литература

1. Кичанов В.Д., Межаков В.З., Кичанова В.В. О концепции формирования туковой промышленности Амурской области // «Российско-китайское приграничье в интеграционных процессах в СВА: проблемы и перспективы», 27 – 29 сентября 2007., г. Благовещенск : [сб. докл.]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2007. С. 26 – 38.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА В ТОРФАХ

Н.Г. Куимова, Л.П. Носкова, Л.М. Павлова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Отечественными и зарубежными авторами обсуждаются проблемы благороднометалльного оруденения в углеродистых породах [1, 4-8]. Широкое распространение благородных металлов в угленосных толщах и возможность их попутной добычи при низких уровнях концентрации требует правильной оценки перспектив их использования, а для этого необходимо установить генетическую природу и механизмы накопления золота.

Как известно исходным материалом угленакопления явились остатки наземных растений, отложение которых происходило преимущественно в болотах, занимавших низменные побережья морей, заливов, лагун, пресноводных бассейнов (озер, рек). Накапливающийся растительный материал в результате биохимических реакций и микробиологической деятельности перерабатывался в торф. Торфообразование и торфонакопление завершались перекрытием торфяника осадками. Происходившие при относительно невысоких температурах и давлении диагенетические (уплотнение, дегидратация, газовыделение) и биохимические процессы восстановительного характера приводили к превращению торфа в бурый уголь. Благодаря интенсивной жизнедеятельности бактерий обеспечиваются резкие перепады окислительно-восстановительного потенциала (ox/red) высокой контрастности, создается кислотно-щелочная зональность, которые необходимы для промышленного рудонакопления, т.е. создается окислительно-восстановительный барьер. Предполагается, что процессы концентрирования (рудообразования) золота в угленосных толщах происходили на стадии торфонакопления, диагенеза органического вещества, причем такие процессы характерны для районов, где одновременно имеют место экзогенное разрушение золоторудных объектов и интенсивное развитие торфянистых болот. Результаты экспериментальных исследований ряда авторов свидетельствуют, что одним из механизмов концентрирования золота в торфах и углеродистых толщах является комплексобразование золота с природными органическими веществами – гумусовыми кислотами (ГК и ФК), что определяет поведение золота в зоне гипергенеза [2, 3]. В связи с этим целью исследований явилось изучение основных закономерностей концентрирования благородных металлов гуминовыми кислотами, выделенными из низинных торфов и угленосных пластов Верхнего Приамурья.

Методы исследования

Проведена серия экспериментов с гуминовыми кислотами, выделенными из бурых углей Сергеевского и Ерковецкого буроугольных месторождений и низинных травяных торфов притеррасной части высокой поймы р. Зeya. Образцы торфа отобраны в 2,7 км от настоящего русла реки Зeya из горизонтов торфяной залежи: 0-10 см, 50-60 см, 100-110 см, 170-180 см. Малоазотные препараты ГК получены методом экстрагирования исходных проб 0,1М раствором NaOH с последующей коагуляцией ГК из раствора 5% HCl до pH 1,0-1,5. ГК отделяли центрифугированием, деминерализацию полученных препаратов проводили 2-5% HF [2].

Проведены модельные эксперименты по сорбции гидроксохлоридных комплексов золота с малоазотными препаратами ГК и негидролизующим остатком органоминеральных соединений, остающимся после обработки торфа 0,1М раствором NaOH. Опыты проводили в статических условиях при температуре 25°C, при значениях pH 2-6, исходная концентрация золота в растворе 50-100 мкг/мл, время взаимодействия 3 суток. Остаточное золото в растворах определяли атомно-абсорбционным методом (спектрофотометр Hitachi 180-50).

Микроморфологию поверхности исследуемых образцов, формы нахождения золота, зондовый микроанализ выполнен на сканирующем микроскопе JEOL/EO JSM-6390.

Результаты исследований

Выход гуминовых кислот из бурых углей Сергеевского месторождения составил 69%, из бурых углей Ерковецкого месторождения – 24-36%. Зольность исходных препаратов ГК достигала 5,0-6,8%, после обработки HF зольность ГК составила 0,7-1,03%. Элементный состав ГК Сергеевского месторождения (%): C (58,29); H (5,11); N (0,95).

Выход гуминовых кислот из торфов составил 36-51%, причем максимальное содержание ГК установлено в образцах на глубине 100-110 см, что связано с разным ботаническим составом и содержанием минеральной фракции в исследуемых горизонтах торфяной залежи. Зольность исходных

препаратов ГК из торфов значительно превышает таковые значения в бурых углях (в 17 раз) и составляет 8-27%. После деминерализации ГК зольность препаратов составила 0,3-2.0%. Показано, что, одними из основных центров концентрирования золота органическими соединениями являются кислородсодержащие группы, в связи с чем для увеличения сорбции золота проведена деминерализация ГК, так как минеральные компоненты, как правило, связаны с карбоксильными и гидроксильными группами [2, 3].

Результаты экспериментальных исследований показали, что гуминовые кислоты обладают значительной сорбционной способностью при pH 5-6. Наибольшая сорбционная емкость по отношению к золоту установлена для ГК, выделенных из бурых углей Сергеевского месторождения: от 90 до 137 мг золота на 1 г ГК в зависимости от исходной концентрации металла в растворе и количества используемого препарата ГК.

Сорбция золота ГК, выделенными из бурых углей Ерковецкого месторождения и торфов, имеет практически одинаковые значения: от 23 мг золота при исходной концентрации Au в растворе 50 мкг/мл до 54 мг Au/ г ГК при увеличении концентрации до 100 мкг Au /мл. Степень извлечения золота из растворов в условиях выполненного эксперимента увеличивалась от 87% до 97% при достижении оптимальных соотношений Р (навеска ГК):С (концентрация Au в растворе).

При взаимодействии ГК с растворами ионного золота с концентрацией до 100 мкг Au/мл и выше наблюдали практически мгновенное восстановление растворимых комплексов золота до гидрофобного золя элементарного золота с размером частиц 30-40 нм. Методом электронной микроскопии через трое суток взаимодействия на поверхности аморфных агрегатов ГК обнаружены многочисленные наночастицы золота (рис. 1, А). На стеклоподобной поверхности агрегатов отчетливо видны многообразные формы наночастиц золота – сферические (размер 20-120 нм), треугольные и шестигранные (размер от 300 до 700 нм (рис 1, Б).

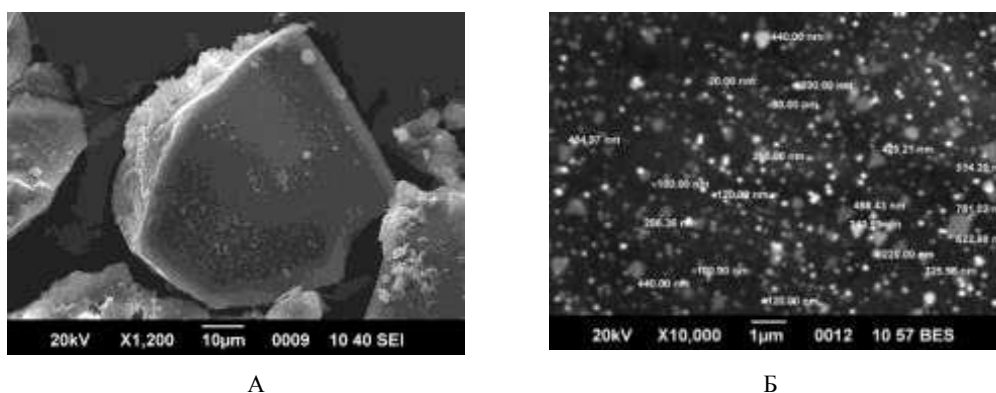
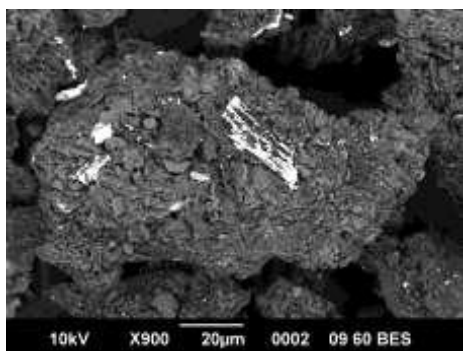


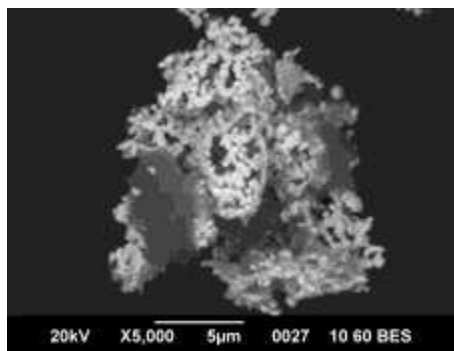
Рис. 1. Аморфные кристаллы гуминовой кислоты (А) с наночастицами золота на поверхности (Б).

Изучена способность концентрирования ионного золота негидролизующей фракцией, оставшейся после выделения ГК из торфов. Негидролизующий остаток представлен обломками клеточных структур растений торфообразователей, а также комплексом биогенных полициклических ароматических углеводородов с минеральными компонентами, содержание его в торфе составляет от 49 до 64%. При взаимодействии с раствором ионного золота осаждение металла негидролизующим остатком составило: 33 мг Au на 1 г органоминерального вещества – в горизонте 0-10 см, 25 мг Au на 1 г негидролизующего остатка – в слое торфа 170-180 см. Таким образом, способность концентрирования золота разными фракциями органического вещества, выделенного из торфа, зависит от ботанического состава торфа, степени его разложения, присутствия минеральной фракции.

При длительном взаимодействии органоминеральных комплексов с раствором ионного золота (концентрация 100 мкг Au/мл и выше) происходило восстановление растворимых комплексов золота до элементарного золота. Исследования методом электронной микроскопии показали, что негидролизующий остаток представлен обломками диатомовых водорослей и растительного материала, сцементированного минеральной фракцией алюмосиликатного состава – Si, Al, Fe, K, Na, Mg, как микропримеси встречается Ti. На поверхности обломочного материала обнаружены многочисленные агрегаты рыхлого золота (рис. 2, А), сложенного наночастицами правильной сферической формы, размер частиц от 20 до 200 нм. Наночастицы золота часто, собранные в цепочки, формируют слоистые структуры и многочисленные конгломераты с органоминеральными комплексами (рис. 2, Б).



А



Б

Рис. 2. На поверхности растительных остатков обнаружены многочисленные агрегаты рыхлого золота (А), состоящего из наночастиц сферической формы, которые собраны в цепочки и формируют слоистые структуры и многочисленные конгломераты с остатками органического материала (Б).

Таким образом, результаты изучения концентрирования и распределения золота по фракциям углеродсодержащих веществ (ГК, негидролизующий остаток органоминерального состава) показали разную активность и механизмы, обуславливающие связь благородных металлов с органическим веществом. Показано восстановление ионных форм золота до гидрофобного элементного золота с формированием многочисленных наночастиц золота, изучаются механизмы комплексообразования золота с функциональными группами органического вещества. Результаты исследований показали, что органическое вещество служит геохимическим барьером, восстанавливающим ионное золото и осаждающим его в форме разнообразных агрегатов.

Авторы выражают благодарность к.б.н. И.Ф. Савченко за предоставление образцов торфа, Т.Б. Макеевой за выполнение работ на электронном микроскопе. Работа выполнена при финансовой поддержке программ фундаментальных исследований Президиума РАН (проекты 09-1-П14-01; 09-1 П16-07), гранта Президиума ДВО РАН (09-III-A-08-434).

Литература

1. Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Левицкий В.М. Золото в углях Сибири // Золото Сибири и Дальнего Востока. Улан-Уде: Изд. Бурятского науч. центра СО РАН, 2004. С. 16-18.
2. Баранова Н.Н., Варшал Г.М., Велюханова Т.К. Комплексообразующие свойства природных органических веществ и их роль в генезисе золоторудных месторождений // Геохимия. 1991. № 12. С. 1799-1803.
3. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кошечева И.Я. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 814-823.
4. Кузьминых В.М., Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестник ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113-119.
5. Середин В.В. Распределение и условия формирования благороднометалльного оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 1. С. 3-36.
6. Сорокин и др. Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // ДАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 239-243.
7. Baruah M.K. et. al. Gold in sulphur Indian coal // Fuel. 1998. Vol. 77. № 15. P. 1867-1868.
8. Dai S. et al. Concentration and origins of platinum group elements in Late Paleozoic coals of China // Int. J. Coal. Geol. 2003. Vol. 55. P.59-70.

СУТАРСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ БУРЫХ УГЛЕЙ: ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ

Лаврик Н.А., Ван-Ван-Е А.П., Александрова Т.Н., Богомяков Р.В.

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

В институте горного дела ДВО РАН на предмет металлоносности были исследованы бурые угли Сутарского проявления (ЕАО), а так же определены качественные характеристики углей.

Комплексное изучение и использование углей в настоящее время является актуальным и важным с экологической и экономической точки зрения. Изучение металлоносности ископаемых углей и возможное извлечение благородных и редких металлов из золы является частью рационального комплексного использования углей. Более 20 месторождений и проявлений ископаемых углей юга Дальнего Востока содержат благородные и редкие металлы в повышенных количествах и могут рассматриваться как потенциальный нетрадиционный их источник.

Сутарское проявление бурых углей расположено в верхах одноименного железорудного месторождения. Кембрийские метаморфизованные породы железорудного месторождения перекрыты рыхлыми угленосными отложениями палеоген-неогенового возраста мощностью 13-310 м. Проявление бурых углей находится в центральной части депрессии. Угленосная толща состоит из не дислоцированных галечников, глинистых песков с примесью гравия и гальки, и углистых глин с прослоями и линзами бурых углей (лигнитов), алевролитами, пестроцветными брекчиями. Участками встречаются слои белых пластичных глин (возможно тонштейны). Мощность прослоев бурого угля от 1 до 13 м. Пласты бурых углей (от 1 до 5) выявлены скважинами при разведке железорудного месторождения в отложениях бузулинской и мухинской свит (Φ_3-N_1 bz и mh).

В районе железорудного месторождения широко распространены гранитоиды, сопровождающиеся разнообразными жильными и дайковыми породами: гранодиоритами, диабазами, лампрофирами. На железорудном месторождении развита остаточная кора выветривания, сформированная на поверхности кембрийских пород, мощностью от 5 до 26 м, наиболее мощная в западной части. На южном фланге месторождения поле кислых эффузивных пород мелового возраста.

В основании геологического разреза месторождения архейские и кембрийские породы. Все древние породы в той или иной степени графитизированы.

При проведении геологоразведочных работ на железорудном месторождении в верхах разреза скважинами вскрыты пласты бурых углей, отделенные друг от друга углистыми глинами с пропластками бурых углей. Мощность исследованных угольных пластов 4-11 м. В кровле угольных пластов - песок мелкозернистый, участками обогащенный более тонкой фракцией, глина; в подошве - седиментационная брекчия (слабо интегрированная кора выветривания), представленная обломками сланцев, кварца, железистых кварцитов в вишневой железистой глине, в других случаях - глина зеленовато-серая пластичная с включениями слюды.

Изучение углей проводилось по 5 скважинам и 34 пробам. Пласты углей в этих скважинах вскрыты на глубине от 13 до 26 м и от 45 до 67 м. Угли буровато-черного и серовато-черного цвета землистые комковатые и тонкоплитчатые тонкоштриховатые. Для бурых углей проявления характерны тонкие прослои (до 1–10 см) и комковатые скопления светло-серых пластичных каолин-гидрослюдистых глин, а также значительные скопления (до 15%) слабо разложившихся растительных остатков от мельчайших обрывков до стволов деревьев. Визуально отмечаются округлые включения желтоватой и слабо зеленоватой полупрозрачной янтаревидной смолы. Качественные показатели углей были определены в Институте горного дела ДВО РАН и оказались весьма изменчивы. Бурые угли технологической группы БЗ, зольность A^d изменяется от 5,7- до 37,5 %, влажность W^r 22,8 - 44,5 %, выход летучих веществ V^{daf} 56,6-86,3 %, сернистость изменяется от 0,13 до 1,17 %, высшая теплота сгорания топлива Q^r , от 8330 до 21349 кДж/кг, содержание углерода C^r - 63 - 69 %, водорода H - 2,74 - 6,22 %, азота N - 0,2 - 0,9 %, уд. вес 1,56-1,76 г/см³. В целом угли характеризуются достаточно хорошими энергетическими показателями и могут попутно отрабатываться при вскрытии железорудного месторождения.

Металлоносность бурых углей

Исследования проводились на 32 элемента: Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Hg, As, V, Sb, Bi, Li, Co, Mn, Ti, Cr, Ni, Fe, Ge, Au, Pt, Pd, Cd, Hf, Ta, Sr, Ba, Se, Rb, Zr, Nb.

Озоленные (при t 600-800⁰ C) пробы бурых углей и углистых пород анализировались спектральным методом, химико-спектральным - на золото, платину и палладий. Кроме того, в ИГД ДВО РАН проведены экспериментальные исследования на содержание благородных и редких металлов рентгено-

флуоресцентным методом на приборе Mobilab X-50 рентгено-флуоресцентного анализатора. Дополнительно угли исследовались на содержание платиновой группы элементов атомно-абсорбционным методом в лаборатории Института геологии и геофизики г. Новосибирска.

По результатам всех анализов выведены средние содержания благородных и редких металлов в золе углей исследованного участка.

Таким образом, зола бурых углей Сутарского проявления содержат в среднем: **Au** 0,35 г/т; **Pt** 0,21 г/т; **Pd** 0,1 г/т; **Ag** 1,1 г/т; **Sr** 1102 г/т; **Ba** 855 г/т; **W** 76 г/т; **Rb** 135 г/т; **Zr** 343; **Hg** 42 г/т; **As** 42 г/т; **Cr** 88 г/т; **Ti** 3984 г/т; **Cu** 183г/т; **Ge** 6 г/т; **Sn** - 10 г/т; **Mo** - 9 г/т; **Pb** - 49 г/т; **Zn** - 47 г/т; **V** - 76 г/т; **Sb** - 10 г/т; **Li** - 14 г/т; **Co** - 49 г/т; **Mn** – 755 г/т; **Ni** – 26 г/т. Содержание **Fe** в золе углей в среднем 4 %.

Сумма благородных металлов в золе углей достигает промышленно значимых величин. Повышенные содержания золота и платины в пластах углей распределяются неравномерно по разрезу и по площади. Высокие концентрации благородных металлов встречаются в бурых углях и с малой зольностью (8-9 %) и с высокой зольностью (свыше 30 %). Однако примечательным является то, что пробы с повышенными содержаниями платины и золота приурочены к углям с тонкими пропластками (1-5 см) или комочкообразными скоплениями светло-серых пластичных каолин-серецитовых глинок. Анализ методом РФА выборки из угольных проб глинок, землистых углей и включений крупных растительных остатков показали в одной из проб глинок повышенное содержание платины.

Минеральная составляющая бурых углей

Минеральное разнообразие включений в бурых углях исследованного проявления невелико (минералог Щербак Л.И.). Прежде всего, это комочкообразное или линзовидное скопление каолиновых и гидрослюдисто-каолиновых глин (3-40 %), зачастую здесь же присутствует кварц и полевые шпаты. Обломочный кварц составляет 1-5 %, встречается гипс до 3 %, редко 20 %, магнетит до 5 %. В незначительных количествах (единичные зерна) наблюдались пирит, марказит, минералы марганца, карбонат, барит, циркон, гранат, сфен, лейкоксен. Марказит инкрустирует стебли растений, гипс образует тончайшие кристаллы и их сростки в углях по плоскостям напластования. В одной пробе отмечена медь самородная. Три знака серебра, размером 0,1 мм также выявлены в одной пробе. В 6 пробах выявлено от 1 до 4 знаков золота в виде изометричных или удлинённых пластинок и чешуек желтого цвета размером 0,1-0,2 мм. В нескольких пробах встречен серовато-белый, ковкий, магнитный минерал в виде зерен размером 0,1 мм с подозрением на платину, которая подтвердилась микрохимической реакцией в двух пробах. Одно из зерен отмечено в карбонатной конкреции среди глинистых комочков. Микрофотографии минералов золота и платины из углей и золы углей во вторичных электронах, выполненные в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, показали, что большая часть благородных металлов находятся в очень тонкой форме 3-24 микрона. Исследования Уральских специалистов на уровне наноминералов показывают, что *«Форма, физико-химические свойства наноиндивидов, в первую очередь температура плавления, реакционная способность, электропроводность, магнитность, прочность, существенно отличаются от макроиндивидов и даже микроиндивидов именно вследствие несравнимо большей доли поверхностных атомов.»* [1, стр.20] И со ссылкой на (Buffat, Borell, 1976)- пример: *«температура плавления макрозерен золота 1064 °C, а наноиндивидов величиной 4 нм - 427 °C»* [1, стр.38].

Выводы

В силу круговорота вещества и особенностей природы угольных образований месторождения ископаемых углей будут накапливать металлы в тех или иных количествах. Сутарское проявление бурых углей необходимо рассматривать как комплексное, с потенциально возможным извлечением благородных и редких металлов. Преимущественное содержание золота и платины в очень тонкой форме позволяет предположить более высокие их содержания в углях по сравнению с золой.

На исследованном проявлении бурых углей (на фоне полигенности и полихронности металлоносности) решающую роль для концентрации благородных и редких металлов, возможно, играл привнос вулканокластики. Как отмечалось выше, в угольных пластах наблюдаются тонкие прослои и комочки светло-серых пластичных глинок с резкими контактами с углями. Это могут быть тонштейны туфогенной природы. Средние содержания и набор элементов, такие как **Zr** 343 г/т, **Fe** 4 %, **Cu** 183 г/т, **Cr** 88 г/т, **Ti** 3984 г/т и повышенные содержания золота и платины – также указывают на туфогенный тип металлоносности. Подобная ситуация описана в Южном Китае [2]. Высокие концентрации ртути, а также наличие мышьяка и сурьмы – ассоциация вулканогенных гидротерм [2]. В 60 км на северо-западе от исследованного проявления бурых углей известен щитовой вулкан неоген-четвертичного возраста, излияния которого сформировали поле базальтов; в 25 км южнее проявления – вулканическая постройка кислого состава [3].

Таким образом, бурые угли исследованного проявления, расположенные в верхней части разреза одноименного железорудного месторождения обладают достаточно хорошими энергетическими показателями: A^d 5,7- 37,5 %, V^{daf} 56,6-86,3 %, Q_s^r от 8330 до 21349 кДж/кг. Кроме того, в золе этих углей в повышенных количествах содержатся благородные металлы: Au в среднем 0,35 г/т и Pt 0,21 г/т. Повышенные содержания подтверждаются находками знаков золота и платины при минералогическом анализе. Высокие значения благородных металлов сопровождаются повышенными концентрациями Sr, Ba, W, Zr, Rb, Cr, Ti, Cu, Hg.

Литература

1. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества / ответств. редакторы: Н.П. Юшкин, А.М. Асхабов, В.И. Ракин СПб.: Наука, 2005. – 581 с.
2. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2004 – 503с.
3. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. Масштаб 1:1500000 / Под ред. акад. Н.А. Шилов, Ю.А. Косыгина. - М.: Главное управление геодезии и картографии, 1982

О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ ТРАНСГРАНИЧНОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И КНР В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО АМУРА

В.З. Межаков, Т.В. Артеменко, В.И. Серебренников

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В структуре природно-ресурсного потенциала Дальневосточного региона и Амурской области непреходящее стратегическое значение имеют земельные ресурсы сельскохозяйственного назначения. Российский Дальний Восток преимущественно гористая территория, почти $\frac{3}{4}$ которой находится в зоне многолетней мерзлоты и не пригодна для широкого и экономически эффективного сельскохозяйственного использования. Наиболее благоприятные почвенно-климатические условия для интенсивного и масштабного ведения сельскохозяйственного производства имеются только в западной части Дальневосточного федерального округа в Амурской области, 86,7 % которой (315,3 тыс. км²) относится к бассейну Верхнего и частично Среднего Амура [1].

Амурская область (Западное Приамурье) по праву считается главной сельскохозяйственной базой дальневосточного региона. Здесь сосредоточено 40 % сельскохозяйственных угодий, более половины (58 %) всех пахотных земель Дальнего Востока. На рубеже 1990 г., когда сельское хозяйство достигло максимума развития, здесь в обороте было 2.7 млн. га сельхозугодий, в том числе 1.8 млн. га пашни, использовалось 4.1 млн. га оленьих пастбищ.

Специфической особенностью Западного Приамурья с точки зрения аграрного природопользования является пространственное размещение сельскохозяйственных земель. Подавляющая их часть (более 85 %) сконцентрирована в пределах самой большой по площади дальневосточной равнины, расположенной в междуречьи Амура, Зеи и Буреи, называемой в литературе Зейско-Буреинской равниной (ЗБР).

Весьма важной чертой ЗБР как природно-географического образования является ее трансграничное положение. Охватывая обширную территорию бассейна верхнего, частично среднего течения р. Амур и его притоков Зеи и Буреи, она простирается за пределы государственной границы в северо-восточный Китай (провинция Хэйлунцзян). Причем равнина закрыта со всех сторон горными хребтами: на севере – Тукурингра и Джагды, на востоке – Туранским, на западе Большим Хинганом и на юге уже в пределах КНР – хребтами Малого Хингана. Таким образом, природой создано ограниченное территориальное пространство, которое характеризуется близкими ландшафтами, геологическими структурами и природными условиями. По сути, такое природно-географическое образование представляет собой единую экосистему, названную авторами Верхнеамурской трансграничной системой (ВТС) [2]. Она разрезается пограничной рекой Амур на Российскую (левобережную) и Китайскую (правобережье) части.

Считаем, что уникальное экономическо-географическое положение (ЭГП¹) Зейско-Буреинской равнины необходимо рассматривать в качестве особого природного ресурса (условия), имеющего важное значение при экономическом использовании как биоресурсного, так и минерально-сырьевого потенциала приграничных территорий, а также при решении экологических проблем.

В связи с этим, мы разделяем позицию ученых ТИГа ДВО РАН, считающих, что природные ресурсы бассейна Амура (Хэйлунцзян) фактически являются неразделимым комплексом, поэтому Россия и Китай должны совместно разрабатывать программу комплексного освоения природных ресурсов данной приграничной территории [3]. Исходя из такого понимания, проблемы перспективы приграничного взаимодействия двух соседних стран в агропромышленной сфере выглядят объективно обоснованными и реальными.

В этом плане в последнее время проявляется большая активность со стороны КНР. В политике КНР сельское хозяйство вошло в число приоритетных сфер сотрудничества Китая и России [4, 5, 6], указывается на необходимость инвестиционного взаимодействия. Президент Харбинской Академии общественных наук Китая Цюй Вэй в числе пяти необходимых больших прорывов в региональном сотрудничестве между Россией и Китаем считает необходимым на принципах взаимодополняемости ресурсов в приграничных районах развивать сотрудничество в области сельского хозяйства, осуществлять совместное освоение и использование горных богатств [6]. Активно развивается идея об инвестиционном сотрудничестве России и Китая по крупным проектам.

¹ «ЭГП – сложная совокупность территориальных отношений, важных ныне или могущих стать важными впоследствии для развития объекта. ... Чрезвычайно важно в этом аспекте расположение данной страны, региона, вообще исследуемого ареала, в отношении путей, рынков ...» [3].

В связи с изложенным, на наш взгляд, было бы целесообразно разработать совместно с научными учреждениями Китая концепцию Программы формирования и развития Верхне-Амурской трансграничной агропромышленной зоны, определив главной ее целью рациональное и эффективное использование воспроизводимых биологических и почвенных ресурсов приграничных территорий на основе принципов взаимовыгодного сотрудничества и взаимодополняемости природных ресурсов. Есть значительный потенциал, чтобы привлечь в этот инвестиционный проект и другие страны СВА. Реализация программы будет содействовать экономическому развитию приграничных районов, стабильности, укреплению дружбы и добрососедских отношений двух стран. В рамках такой программы могут быть осуществлены весьма актуальные и важные для решения практических задач по интенсификации сельскохозяйственных земель различные агропромышленные инвестиционные проекты.

Особо отметим, что территория ЗБР, обладающая высоким биоклиматическим потенциалом, кроме сельскохозяйственных земель, весьма богата различными видами агоруд (фосфориты, апатиты, алуныты, цеолиты, сапропели, торф и др.), которые могут быть использованы для организации производства в регионе минеральных удобрений и различных органо-минеральных смесей.

Известно, что сельское хозяйство региона функционирует в условиях рискованного земледелия, обусловленного сложными природно-климатическими факторами. Здесь для производства сельскохозяйственной продукции требуется значительно больше как единовременных, так и текущих затрат по сравнению с другими регионами страны. На результаты хозяйственной деятельности сельхозпредприятий оказывают влияние ряд удорожающих факторов: высокие транспортные затраты на поставку ресурсов из-за удаленности региона; потребность в повышенных дозах удобрений из-за низкого естественного плодородия земель; необходимость использования дополнительных технологических приемов для устранения влияния неблагоприятных климатических условий. Местные почвы характеризуются низким содержанием подвижных форм фосфора, почти половина пашни имеет низкое содержание гумуса и тяжелый механический состав почв, более 2/3 земель относится к кислым и нуждается в известковании, проведении других видов мелиорации.

Анализ современного состояния показал, что за годы реформ в землепользовании Западного Приамурья произошло ряд негативных явлений, возникла значительная разбалансированность ранее существовавшей системы, основной упор был сделан на перераспределение земель. При этом практически не уделялось внимания эффективности использования земель и повышению плодородия почв.

В результате проведенных в аграрной сфере реформ произошли существенные изменения в землепользовании региона. Ликвидирована государственная монополия на землю, сформировалось многоукладное сельскохозяйственное производство, значительно возросло общее число хозяйствующих субъектов.

Однако, произошедшие кардинальные структурные изменения в аграрном секторе, не привели к позитивным сдвигам в эффективности использования сельскохозяйственных земель. Валовой сбор зерна по сравнению с 1990 г. уменьшился в 3 раза, сои – на 50 %. Урожайность сельскохозяйственных культур остается относительно низкой и не стабильной, роль Амурской области в продовольственном обеспечении Дальнего Востока значительно уменьшилась. Ее доля в общем объеме сельскохозяйственной продукции в Дальневосточном федеральном округе в 2007 г. составила 18 % против 25 % в 1990 г. (при доле пахотных земель 58 %). Потребности местного населения в основных продуктах питания удовлетворяются за счет собственного производства в среднем на 60-70 %.

Учитывая совокупность обстоятельств и факторов, стратегия в землепользовании Амурской области должна предусматривать меры как экстенсивного характера, так и интенсификации сельскохозяйственных земель. На наш взгляд, первоочередной задачей должно быть восстановление площадей старопахотных земель до уровня 1990 г. – 1750-1800 тыс. га. В более отдаленной перспективе за счет освоения залежных и целинных земель имеется возможность расширения пахотных земель до 2 млн. га.

Стратегическое направление рационализации и повышения эффективности использования сельскохозяйственных земель региона – их интенсификация на основе химизации и мелиорации.

Анализ современной ситуации показал, что в землепользовании региона фактически преобладают истощительные тенденции, когда почвенное плодородие, содержание гумуса в почвах, систематически понижающееся выносом питательных веществ с урожаем, не восполняется систематическим и в оптимальных дозах внесением органических и минеральных удобрений. Вынос питательных веществ в несколько раз превышает их внесение.

Минеральные удобрения вносятся только на трети посевных площадей, а органические еще меньше. Причем дозы удобрений в расчете на 1 гектар в несколько раз ниже рекомендованных наукой. Практически прекращены работы по фосфоритованию и известкованию. Почвы Амурской области по содержанию почвенного фосфора (P_2O_5) в основном бедные. Недостаток фосфора считается одним из главных сдерживающих факторов повышения эффективности регионального земледелия, особенно в

соевощеводстве. Между тем, возможности сельхозтоваропроизводителей в приобретении промышленных фосфорных удобрений из-за их дороговизны весьма ограничены. За последнее десятилетие применение фосфорных удобрений в области сократилось более чем в 20 раз. По расчетам специалистов Министерства сельского хозяйства области, минимальная потребность сельхозпроизводителей в фосфорных удобрениях в 2010 г. – 56 тыс. т действующего вещества.

Проблема повышения эффективности сельского хозяйства Западного Приамурья и всего Дальнего Востока, с учетом решения перспективных задач обеспечения продовольственной безопасности, кардинально может быть решена, по нашему мнению, только на основе создания собственной, региональной базы по производству промышленных удобрений и в первую очередь фосфорных, с использованием местных природных минеральных ресурсов.

Потребность сельхозтоваропроизводителей в удобрениях, как отмечено выше, весьма велика и, вполне очевидно, что производимые на месте они по цене будут более доступны, чем завозимые из других регионов страны (до 56-60 % их стоимости составляют транспортные затраты).

Вопрос о создании завода по выпуску минеральных удобрений на востоке страны ставился еще в советское время, в 80-е годы. Особенно активно он обсуждался при разработке программы хозяйственного освоения зоны БАМ.

По нашему мнению, в настоящее время созданы предпосылки практического решения проблемы строительства дальневосточного фосфорного завода с размещением его в Амурской области. Во-первых, это главная сельскохозяйственная база региона и основной потребитель конечной продукции завода. Во-вторых, в области имеются значительные запасы апатитовых руд, которые оцениваются в 600 млн. т P_2O_5 . Имеются два детально разведанных месторождения апатита – Евгеньевское и Укдуска.

В третьих, имеется потенциальный инвестор со стороны КНР. Китай в настоящее время является основным импортером фосфорных удобрений из России – до 23 %. Поэтому, учитывая трансграничное положение сельскохозяйственных районов Амурской области, прежде всего ЗБР, и соседних северных провинций Китая, почвы которых также бедны фосфором, имеется экономическая целесообразность и реальная возможность создания предприятия по производству фосфорных удобрений в форме совместного предприятия. Серьезным положительным фактором в этом плане считаем принятое недавно решение о сооружении автомобильного и понтонного мостов через р. Амур в направлении Благовещенск (РФ) – Хэйхэ (КНР).

В четвертых, в области имеются резервы относительно дешевой электроэнергии, что очень важно при ориентации нового завода на выпуск обесфторенных термофосфатных удобрений, которые применяются на всех типах почв.

Реализация проекта освоения апатитовых месторождений Евгеньевское, а впоследствии Укдуска, даст толчок развитию новой отрасли промышленности в регионе – туковой, сформировать на Дальнем Востоке и в Восточной Сибири рынок фосфорных удобрений, развить новую экспортную составляющую в экономических отношениях региона со странами АТР.

Большим недостатком большинства почв Западного Приамурья (до 70 %) является повышенная кислотность. Кислотный характер почвенной среды отрицательно сказывается на развитии растений и особенно сои. Кроме того, в условиях кислой среды снижается эффективность применения фосфорных удобрений вследствие перехода P_2O_5 в недоступную для растений форму. Для нейтрализации кислотной среды в 90-е годы активно проводились мероприятия по внесению в почвы известняковой и фосфоритной муки из расчета 5-6 т на 1 га. В настоящее время эти работы практически прекращены. Основная причина – высокая стоимость мелиорантов, которые, как и удобрения, завозятся из других районов страны. Между тем, в регионе имеются значительные запасы собственных природных ресурсов как мелиорантов почв, в частности известняков – Чагоянское месторождение и карбонатно-фосфатных руд – Архаринское месторождение, а также Куликовское месторождение цеолитов.

Учитывая объем запасов, трансграничное положение, хорошие горно-геологические и природные условия, транспортную доступность на базе Чагоянского, Архаринского и Куликовского месторождений может быть реализован крупномасштабный проект по производству агро-мелиорантов (известняковой, цеолитовой и фосфатно-карбонатной муки). В реализации данного проекта, как нам представляется, напрямую будут заинтересованы сельхозпроизводители провинции Северо-Восточного Китая, где сосредоточено 16 % пахотных земель КНР и значительная их часть имеет повышенный уровень кислотности. На рубеже 2000 г. 34,7 % обрабатываемых земель Хэйлунцзяна и 85,6 % таких земель Цзилиня требовали известкования в связи с высоким уровнем кислотности (3). Поэтому, принимая во внимание трансграничное положение сельскохозяйственных районов Западного Приамурья и Северо-Восточного Китая, характер взаимодополняемости природных ресурсов и очевидную экономическую целесообразность их совместного освоения можно было бы реализовать выше названный инвестиционный проект путем создания совместного российско-китайского предприятия.

Литература

1. Крюков В.Г. Природопользование на Дальнем Востоке: состояние, перспективы развития // Вестник Приамурского регионального отделения Российской академии естественных наук. 2004. № 2. С. 24-35.
2. Сорокин А.П., Артеменко Т.В., Межаков В.З., Кичанов В.Д., Серебренников В.И. Природно-ресурсный потенциал трансграничной территории России и КНР в бассейне Верхнего и Среднего Амура // География и природные ресурсы. 2008. № 4. С. 104-110.
3. Природопользование Дальнего Востока России и Северо-Восточной Азии: потенциал интеграции и устойчивого развития / под. Ред. А.С. Шейнгауза. – Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. – 528 с.
4. Ли Фэньлинь. В поисках новой модели Российско-Китайского сотрудничества // Материалы международной конференции о развитии Российско-Китайского сотрудничества по крупным проектам. Харбин, 2007. С. 12-17.
5. Е Сяофэн. Создать открытую зону в пограничных районах. Способствовать развитию районной экономики // Сборник сочинений IV международного форума по региональному сотрудничеству и развитию между Китаем и Россией. Харбин, 2006. С. 83-86.
6. Цюй Вэй. Осуществление пяти необходимых прорывов в региональном сотрудничестве между Россией и Китаем // Сборник сочинений IV международного форума по региональному сотрудничеству и развитию между Китаем и Россией. Харбин, 2006. С. 42-44.

МЕХАНИЗМ ОБОГАЩЕНИЯ ИЗОТОПОВ ТЯЖЕЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ю.Н. Маловицкий, А.А. Пушкин, И.В. Гиренко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Уже более двадцати лет магнитные эффекты ядерной спиновой поляризации используются в химии и биохимии для обогащения магнитных изотопов углерода, магния и ртути. Максимальное изотопное обогащение, обусловленное ядерно-спиновым сверхтонким взаимодействием (СТВ) связано с магнитным изотопным эффектом (МИЭ) [1]. Этот эффект представляет большой интерес с точки зрения возможности изотопного обогащения и изотопного разделения тяжелых элементов. В настоящее время есть положительные данные по МИЭ для кремния, германия, урана и безуспешные попытки разделить изомеры олова с ядерными спиновыми моментами $1/2$ и $11/2$. Высказываются соображения о возможности объяснить в рамках МИЭ некоторые аномалии в распределении изотопов в космосе и в геологических объектах. К сожалению, на уровне качественных рассуждений. По-видимому это связано с тем, что на данный момент существует только одна теория, ключевым моментом которой является спиновая конверсия электронов и необратимый переход ионрадикальных пар из синглетного в триплетное состояние. На скорость этого перехода влияют электрон-ядерные сверхтонкие фермиевские контактные взаимодействия. [2] Однако такой подход справедлив только для элементов, у которых орбитальная волновая функция не имеет узла на ядре. В данном сообщении мы предлагаем к рассмотрению механизм, при разработке которого в основу положены экспериментальные данные [3,4], некоторые положения теории локализации [5-7] и электрон-ядерные сверхтонкие диполь-дипольные взаимодействия [8]. В результате исследования системы твердых растворов $\text{La}_{3-x}\text{S}_4$ ($0 \leq x \leq 0,33$) нам удалось найти параметр $\sigma_{\max}$ характеризующий такое состояние среды, когда происходит протекание носителей зарядов при минимальном сопротивлении среды.

$$\sigma_{\max} = \frac{Mr^6}{z\mu^4} \left(\frac{I}{T_c} \right)^2, \quad (1)$$

где M — константа, r — расстояние между ближайшими ядрами изотопов, I — ядерный спиновый момент, z — координационное число, μ — ядерный магнитный момент, T_c — критическая температура.

Изотоп La^{139} с естественным содержанием 99,9% имеет $5d^1 6s^2$ электронную структуру, ядерный спин $(7/2)$, ядерный магнитный момент 2,778 ядерного магнитона. Волновая орбитальная функция d — электрона имеет узел в центре ядра и следовательно фермиевское сверхтонкое контактное взаимодействие стремится к нулю. Кубическая структура $\text{La}_{3-x}\text{S}_4$ с координационным числом 8 для ядер лантана не оказывает сопротивления переносу зарядов при $T_c = 8\text{K}$. При этом электрон-ядерное сверхтонкое диполь-дипольное взаимодействие составило $8 \cdot 10^{-13}$ эВ. Мы полагаем, что при таких магнитных взаимодействиях и происходит селекция изотопов по магнитным моментам их ядер. Из анализа формулы (1) следует, что известные трудности с разделением изотопов олова могли быть связаны с тем, что не учитывались диполь-дипольные сверхтонкие взаимодействия. Волновые орбитальные функции $5p^2$ электронов также имеют узлы в центре ядра атома олова. Поэтому электрон-ядерные сверхтонкие взаимодействия фермиевского типа отсутствуют. К тому же видим, что $\sigma_{\max}$ кроме магнитного ядерного момента зависит еще от температуры и расстояния между ядрами атомов.

В пользу правильности нашего подхода может служить тот факт, что показатель степени β в критерии Дебая, связывающий частоту и массу изотопа, $\omega_D \sim m^{-\beta}$ значительно отличается от 0,5 у переходных металлов. Так, например, для Mo $\beta = 0,33$, а для Os — 0,2, что составляет 34 % и 60 % соответственно. К тому же магнитные моменты Mo^{95} : $I = 5/2$, $\mu = -0,91$; Mo^{97} : $I = 5/2$, $\mu = -0,93$; Os^{187} спин $I = 1/2$, $\mu = 0,06$; Os^{189} спин $I = 3/2$, $\mu = 0,66$.

В то же время гиромагнитные отношения равные $g_N^{187} = \frac{\mu}{I} = 0,12$, $g_N^{189} = \frac{\mu}{I} = 0,44$ для изотопов осмия различаются более чем в три раза.

$$\hbar\omega_D = g_N \mu_n B_z - eQ \left(\frac{d^2 V}{dz^2} \right) \left[\frac{3(2m-1)}{4I(2I-1)} \right], \quad (2)$$

Изотопический эффект для различных элементов

Элемент	Hg	Sn	Pb	Cd	Tl	Mo	Os	Ru	U
Показатель степени β	0,5	0,47	0,48	0,5	0,5	0,33	0,2	0,0	-2,2
Ядерный магнитный момент μ	0,52	-1,05	0,59	-0,59	1,6	-0,93	0,66	-0,63	-0,35
Квадрупольный электрический момент Q	-	-	-	-	-	1,1	0,8	-	4,1

где g_N — ядерное гиромагнитное отношение, μ_N — ядерный магнетон, B_z — магнитная индукция, e — заряд электрона, Q — квадрупольный момент, $\frac{dV}{dz^2}$ — градиент электрического поля у ядра, m_I — проекция ядерного спинового момента на ось z , I — ядерный спиновый момент.

Нам неизвестно, чтобы экспериментальные отклонения от закона $1/2$, обнаруженные более сорока лет тому назад [9], кто-то пытался как-то объяснить. Вместе с тем, из формулы (2) мы видим, что частота Дебая зависит не столько от массы, сколько от соотношения двух моментов импульсов: ядерного магнитного и квадрупольного электрического. Поэтому вполне естественно показатель степени β не только убывает, но и меняет знак для изотопов урана.

Литература

1. Бучаченко А.Л., Галимов Э.М., Ершов В.В и др. Обогащение изотопов, индуцированное магнитными взаимодействиями в химических реакциях // ДАН СССР. 1976. Т. 228, № 2. С. 379 – 381.

2. Бучаченко А.Л., Сагдеев Р.З., Салихов К.М. Магнитные и спиновые эффекты в химических реакциях. Новосибирск: Наука, 1978. 296 с.

3. Quinn and D.J., Ittner W.B. Resistance in a Superconductor // J. Appl. Phys. 1962. Vol. 33, P. 748-749.

4. Vasil'yeva I.G., Malovitsky Yu.N., V.I. Kosyakov. Phase equilibrium and homogeneous crystals in the γ -La₂S₃ sistem // Mat. Res. Bull. 1983. Vol. 18, №. 9. P. 1121-1127.

5. Mott N.F. and Davis E.A. Electron processes in non-crystalline materials. Clarendon Press. Oxford. 1979. 663 p.

6. Садовский М.В. Высокотемпературная сверхпроводимость в слоистых соединениях на основе железа // Успехи Физических Наук. 2008. Т. 178, № 12. С 1243-1271.

7. Malovitsky Yu.N., Lukichev A.A. Waveguided mechanism of superconductivity // Physica. 1994. Vol. 2103. P. 235-240.

8. Blackmore J. Solid State // Physics. Cambridge University Press. 1985. Ch. 5. P. 581-586.

9. Буккель Вернер. Сверхпроводимость. Основы и приложения. М.: Мир, 1975. 366 с.

РАЦИОНАЛЬНАЯ ПЕРЕРАБОТКА СИЛИКАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД ФТОРИДНЫМ МЕТОДОМ

В.С. Римкевич, Ю.Н. Маловицкий, А.А. Пушкин, Т.Ю. Еранская

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Силикаты и алюмосиликаты широко распространены в природе и составляют более 95% массы земной коры, из них 60% приходится на полевые шпаты и 12% на кварц [1]. Преобладание силикатов и алюмосиликатов отражает наибольшую геохимическую распространенность среди элементов земной коры кислорода, кремния и алюминия. В настоящее время практическое значение имеет нефелин $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$, который перерабатывается с получением глинозема и гидроксидов алюминия, алюминатов, карбонатов и гидрокарбонатов натрия и калия. Следует отметить, что соединений кремния в этом списке нет. Силикаты и алюмосиликаты с $[\text{OH}]$ -группой легко разлагаются под действием гидрофторида аммония (NH_4HF_2), проявляющего высокое химическое сродство к алюминию и кремнию. Изучение фторирования цепочечных и слоистых силикатов и алюмосиликатов показало, что они реагируют с NH_4HF_2 даже при шихтовании в отличие от минералов с каркасной и островной структурами [2,3].

Объектами исследования являлись каолиновые концентраты марок КН-73 и КМ-1 и кварцевые пески Чалганского месторождения кварц-полевошпатовых каолинсодержащих песков (Амурская область). В состав каолиновых концентратов входит, в основном, минерал каолинит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, который относится к подклассу слоистых силикатов и алюмосиликатов. Содержание глинозема в каолинах достигает 39,09 мас.%, что сопоставимо с его содержанием в Северо-Уральских бокситах. Каркасный силикат кварц присутствует в форме $\beta\text{-SiO}_2$.

Для переработки исходного сырья применяли гидрофторид аммония марки ч.д.а. производства ОАО «Галоген» (г. Пермь). В нормальных условиях NH_4HF_2 представляет собой инертное кристаллическое вещество, которое по сравнению с фтором, фтористым водородом и фтористоводородной кислотой не представляет существенной экологической опасности и становится эффективным фторирующим реагентом при нагревании. Температура плавления NH_4HF_2 составляет $126,8^\circ\text{C}$, разложения — 238°C , растворимость в воде 370 кг/м^3 при 70°C .

Перед проведением экспериментальных работ были произведены термодинамические расчеты вероятности протекания реакции спекания исходного сырья с гидрофторидом аммония, сублимационного разделения в окислительной, восстановительной или инертных средах, а так же в процессах гидролиза и восстановления исходного фторирующего реагента. По результатам расчетов (табл. 1) реакции протекают в сторону образования конечных продуктов.

Опыты проводили на лабораторной установке специальной конструкции с реактором из нержавеющей стали, в которой спекали исходное сырье с гидрофторидом аммония и термически обрабатывали полученные смеси при заданных температурах и временах выдержки. Для сбора летучих продуктов применяли двухзонный конденсатор, изготовленный из нержавеющей стали и фторопласта. Регенерация гидрофторида аммония происходила в лабораторном выпаривателе-кристаллизаторе, синтез аморфного кремнезема осуществляли в гидролизном аппарате, выполненном из фторопласта. Исходное сырье, промежуточные фазы и конечные продукты исследовали рентгенофазовым, спектральным и химическими методами анализов.

Кинетическими опытами установлены оптимальные физико-химические параметры (температура, время выдержки и др.) с определением констант скоростей и энергией активации прохождения химических реакций [4].

Взаимодействие каолинового концентрата и кварцевого песка с NH_4HF_2 в табл. 2 описывается реакциями 1–3, которые проводили в температурном интервале $50\text{--}200^\circ\text{C}$ и временах выдержки 0,5–4,5 час. В расплаве NH_4HF_2 взаимодействие протекает с максимальной скоростью и при 200°C за 3 часа достигаются оптимальные условия образования порошкообразного спека.

Термическая обработка полученного после спекания каолиновых концентратов осадка при температурах $350\text{--}550^\circ\text{C}$ в течение 15–60 мин. в восстановительных или инертных условиях приводит к образованию фторида алюминия, в окислительных условиях с продувкой водяным паром — глинозема (табл. 2, реакции 4 и 5). В результате термической обработки происходит сублимация летучего гексафторосиликата аммония $((\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6)$ при температурах выше 300°C .

По экспериментальным данным температура 550°C является наиболее благоприятной для получения фторида алюминия, рассчитанное теоретическое количество нелетучего осадка достигается за 30–45 мин. Анализ кинетических данных свидетельствует, что оптимальной температурой образования глинозема является 550°C , при этом за 45 минут достигается степень извлечения более 99%. Образовавшиеся в

результате термической обработки в нелетучем осадке примеси оксидов и фторидов железа, натрия и калия удаляются кислотными и водными растворами.

Таблица 1

Расчетные значения изменений энергии Гиббса (ΔG , кДж) реакций 1- 10

№	T, °C	25	100	200	300	500
1		$(1/2)Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 12NH_4HF_2 = 2(NH_4)_3AlF_6 + 2(NH_4)_2SiF_6 + 2NH_3 \uparrow + 9H_2O \uparrow$				
	ΔG	-2197,0	-2294,4	-2427,3	-2554,2	-2814,1
2		$2SiO_2 + 7NH_4HF_2 = 2(NH_4)_3SiF_7 + NH_3 \uparrow + 4H_2O \uparrow$				
	ΔG	-39	-96,5	-306,1	-1698,7	-1851,9
3		$SiO_2 + 3NH_4HF_2 = (NH_4)_2SiF_6 + 2H_2O \uparrow + NH_3 \uparrow$				
	ΔG	256	181,9	-49,9	-1464,7	-1662,3
4		$(NH_4)_3AlF_6 + (NH_4)_2SiF_6 = AlF_3 + (NH_4)_2SiF_6 \uparrow + 3NH_3 \uparrow + 3HF \uparrow$				
	ΔG	147,5	66,9	40,5	-148,0	-362,9
5		$2(NH_4)_3AlF_6 + (NH_4)_2SiF_6 + 3H_2O = Al_2O_3 + (NH_4)_2SiF_6 \uparrow + 6NH_3 \uparrow + 12HF \uparrow$				
	ΔG	623,2	432,5	178,2	-330,4	-584,7
6		$(NH_4)_2SiF_6 + 4NH_4OH = SiO_2 \downarrow + 6NH_4F + 2H_2O$				
	ΔG	-48,7	-19,1	20,3	59,7	138,6
7		$NH_3 + HF = NH_4F$				
	ΔG	-39,5	-29,8	-16,8	-3,8	22,2
8		$NH_3 + 2HF = NH_4HF_2$				
	ΔG	-32,0	-18,7	-1,0	16,7	52,1
9		$2NH_4F = NH_4HF_2 + NH_3 \uparrow$				
	ΔG	-0,5	-12,0	-28,7	-45,4	-78,8
10		$NH_3 + H_2O = NH_4OH$				
	ΔG	-9,2	-1,2	22,1	45,2	91,8

По данным химического и рентгенофазового анализов полученный глинозем соответствует маркам Г0 и Г1, и из него путем электролитического восстановления на лабораторной установке получен первичный технический алюминий марок А5 — А85, среднемировая стоимость которого составляет 2,2 \$/кг. После фторирования и термической обработки кварцевого песка оптимальной температурой образования летучего $(NH_4)_2SiF_6$ является 500 °C и за 30 минут достигается степень извлечения более 99%. При определенных технических условиях эта степень извлечения была достигнута при 350 °C в течение 30 минут, что позволяет проводить термическую обработку в реакторе из фторопласта.

По данным спектрального анализа $(NH_4)_2SiF_6$ имеет высокую чистоту — содержание металлических примесей не превышает 10^{-3} — 10^{-5} % (Al, Fe, Mn, Mg, Cu). Водный раствор гексафторосиликата аммония (10-25 мас.%) при температуре 25-80°C подвергали взаимодействию с аммиачной водой (25 мас.% NH_3) до образования химически чистого ультрадисперсного аморфного кремнезёма (табл. 1, реакция 6) с высокой удельной поверхностью (не менее 50 м²/г) и хорошей фильтруемостью [5].

Из химически чистого аморфного кремнезёма методом электротермического восстановления [6] планируется наладить производство полупроводникового кремния (среднемировая стоимость 40 \$/кг), а из гексафторосиликата аммония будет извлекаться аморфный кремний (среднемировая стоимость 200 \$/кг) путем электролиза водного раствора $(NH_4)_2SiF_6$ [7]. На рис.1 показана аппаратурно-технологическая схема рациональной переработки каолиновых концентратов, в которой планируется применять стандартное и нестандартное оборудование. Основными устройствами являются: загрузочный бункер 1, реактор термический для спекания 2, бункер приема порошкообразного спека 3, реактор вращающийся термический для сублимации 4, бункер приема глинозема или фторида алюминия 5, установка регенерации 6 и бак хранения 7 аммиачной воды, абсорбционный аппарат 8 для гидролиза $(NH_4)_2SiF_6$, вакуумный нутч-фильтр 9 для разделения аморфного кремнезема и фторида аммония, выпариватель-кристаллизатор 10 для регенерации NH_4HF_2 , электропечи для кальцинации Al_2O_3 и прокаливания аморфного SiO_2 11, бункер приема Al_2O_3 или SiO_2 12. Применяемые реагенты NH_4HF_2 и NH_4OH легко восстанавливаются (табл. 1, реакции 7, 8, 9, 10), что позволяет многократно использовать их в замкнутом технологическом процессе. Из 100 кг каолинового концентрата КМ-1 за сутки планируется извлекать 36,5 кг глинозема или 61 кг фторида алюминия и 139 кг гексафторосиликата аммония или 47,0 кг аморфного кремнезема. Среднемировая стоимость глинозема составляет 0,45 \$/кг, фторида алюминия—1\$/кг, гексафторосиликата аммония—4 \$/кг, аморфного кремнезема—5 \$/кг, исходных каолиновых концентратов—0,05 \$/ кг, а NH_4HF_2 —2 \$/кг.

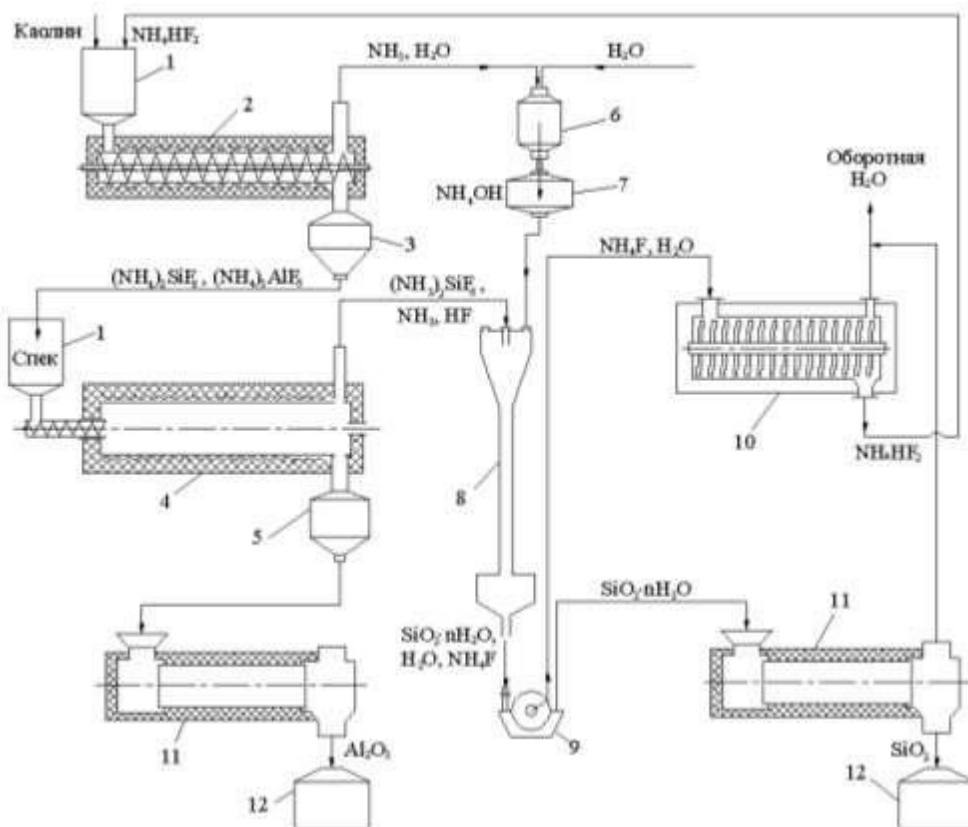


Рис. 1. Аппаратурно-технологическая схема рациональной переработки каолиновых концентратов фторидным методом. Обозначения в тексте.

Получение химически чистого $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ из кварцевого песка может осуществляться при более низких температурах, что позволит значительно упростить аппаратное оформление технологического процесса и существенно снизить себестоимость производства гексафторосиликата аммония и аморфного кремнезема.

В результате проведенных исследований разработан фторидный метод рациональной переработки каолиновых концентратов, который может конкурировать с широко применяемым извлечением глинозема из высококачественных бокситовых руд способом Байера. Разработанный метод можно применять для извлечения глинозема из низкокачественных высококремнистых бокситов, высокоглиноземистых сланцев и из алюмосиликатных пород: анортозитов, нефелиновых сиенитов и сынныритов. Полученные физико-химические характеристики процесса фторидной переработки кварцевого песка позволят расширить сырьевую базу получения гексафторосиликата аммония и аморфного кремнезема.

Литература

1. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия — М.: Мир. 1987. — 592 с.
2. Мельниченко Е.И., Эпов Д.Г., Крысенко Г.Ф., Овсянникова А.А., Масленникова И.Г. Процессы обескремнивания при переработке и обогащении минерального сырья гидрофторидом аммония // Журн. прикл. химии. 1996. Т. 69, Вып. 8. С. 1248-1251.
3. Куриленко Л.Н., Лапаш Н.М., Меркулов Е.Б., Глушенко В.Ю. О фторировании кремнесодержащих минералов гидрофторидом аммония // Электр. журнал «Исследовано в России». URL: <http://zhurnal.relarn.ru/articles>. 2002. 130. pdf. С. 1465-1471.
4. Римкевич В.С., Пушкин А.А., Маловицкий Ю.Н., Демьянова Л.П., Гиренко И.В. Изучение процессов фторидной переработки небокситовых руд // Журн. прикл. химии. 2009. Т. 82, Вып. 1. С. 8-13.
5. Пат. 2286947 Российская Федерация, МПК С 01В 33/018 / Способ переработки кремнеземсодержащего сырья / Римкевич В.С., Маловицкий Ю.Н., Демьянова Л.П. № 2004110338/15; заявл. 05.04.04; опубл. 10.11.06, Бюл. № 31.
6. Клец В.Э., Немчинова Н.В., Черняховский Л.В. Карботермический способ получения кремния высокой чистоты // Цветные металлы. 2001. №1. С. 84-87.
7. Маракушев А.А., Зубенко И.А., Маловицкий Ю.Н., Римкевич В.С., Демьянова Л.П. Экспериментальное исследование несмешиваемости галогенидно-силикатных расплавов и получение кремния электролизом водного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 5. С. 47-51.

ПРОБЛЕМА ОСВОЕНИЯ НИЗКОКАЧЕСТВЕННЫХ УГЛЕЙ ПРИАМУРЬЯ

И.Ф. Савченко¹, Л.П. Носкова¹, Т.В.Артеменко², И.В. Гиренко¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Балансовые запасы низкокачественных углей технологической группы 1Б в Верхнем Приамурье превышают 1100 млн. т, а прогнозные ресурсы составляют более 2500 млн. тонн. Запасы углей сосредоточены в четырех месторождениях: Сергеевское, Свободное, Тыгдинское и Сианчик.

Месторождения углей технологической группы 1Б располагаются вблизи транспортных коммуникаций — Транссиба и Федеральной автомобильной дороги Чита — Хабаровск. Гидрогеологические и горно-геологические условия месторождений углей 1Б благоприятны для открытой добычи, участки первоочередного освоения имеют линейный коэффициент вскрыши не более 5. Однако, несмотря на ежегодный дефицит угля месторождения этой группы не осваиваются. Причина кроется в низких технологических и потребительских свойствах натуральных углей. Они липкие, смерзаются, низкокалорийные, а при вывозке автомобильным транспортом влага их дезинтегрируется и угольная масса приобретает консистенцию строительного раствора.

Средний состав и технологические характеристики углей рассматриваемых месторождений Приамурья приведены в табл. 1. Из нее следует, что средние показатели качества углей 1Б по месторождениям варьируют по влажности от 49 до 57%, зольности сухого топлива от 17,0 до 24,1%, с выходом летучих от 60 до 63%. О низкой стадии метаморфизма этих углей свидетельствует значительное содержание в горючей массе кислорода. Высокий выход летучих и низшая теплота сгорания (от 7,5 до 8,8 МДж/кг) характеризуют эти угли как низкопотенциальное топливо, так как в балансе элементного состава угля доля балласта составляет 70,2- 75,1%, а теплотенных элементов всего 24,9 — 29,8%.

Таблица 1

Средний состав и теплотехнические характеристики углей 1Б месторождений Приамурья

Месторождения	W _г , %	A _d , %	Y _г , %	Элементный состав горючей массы, %					Теплотворность	
				С	Н	S	N	O	Q _с ^{daf} , кДж/кг	Q _г ^r , кДж/кг
Сергеевское	52	17	63	66,5	5,7	0,4	0,8	26,6	27,0	8,6
Свободное	50-53	18	60	66,7	5,8	0,2	0,9	26,4	27,2	8,8
Тыгдинское	49-57	20	62	66,4	5,6	0,4	1,1	26,5	26,7	7,5
Сианчик	53	24,1	62	66,4	5,7	0,3	0,8	26,8	26,7	7,7

Примечание: Из состава углей 1Б месторождений Приамурья следует, что улучшить теплотехнические характеристики можно путем переработки в квалифицированное, конкурентоспособное топливо, значительно снизив долю балласта: влаги, золы.

Поиск путей эффективного получения из этих углей квалифицированного топлива и разработка способов сушки и термической переработки осуществлялись в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (до 2005 г. — в Отделении региональной геологии и гидрогеологии АНЦ ДВО РАН) в договорных работах с Администрацией Амурской области: «Разработка технологий глубокой переработки высоковлажных бурых углей Амурской области на 2003-2004 гг.» и «Технологические исследования углей Сергеевского месторождения для использования их в сельском хозяйстве. Раздел «Топливо для сельского хозяйства». В результате технологических исследований установлено, что при естественной влажности угли Сергеевского месторождения хорошо формуруются. Дробимость, сыпучесть, несмерзаемость они приобретают при влажности 35-37 %, при этом теплотворная способность буроугольной сушонки повышается на 4,0 — 4,9 МДж/кг. Установлено также, что угли плохо обогащаются, зольность можно снизить всего на 3-5% путем селективной добычи, выбраковывая пачки минеральных прослоев.

Расчеты показали, а эксперименты подтвердили, что энергоемкую искусственную сушку, требующую затрат 5-6 МДж тепла на испарение 1 кг влаги можно заменить полевой естественной сушкой. При этом уголь Сергеевского месторождения можно высушить от начальной влажности 52% до конечной 30% и сэкономить от 180 до 215 кг угля этого же месторождения на сушку 1 тонны сырого угля

топочными газами. При более глубокой сушке, до 15-20% влажности, когда можно буроугольную сушонку брикетировать, сберегаются уже не менее 250 кг исходного угля. Естественную сушку можно вести до необходимой планируемой влажности 7-11 %.

Полевая сушка углей 1Б в естественных условиях как способ избавления от балласта влаги и как средство для предотвращения окисления и потери калорийности заимствован из торфяной промышленности в предположении, что период сушки угля будет короче из-за меньшего начального влагосодержания (1,4 кг против 6,0-7,5 кг/кг у торфа). Наши исследования показали, что равновесное влагосодержание высушенного угля (сушонки) для сезона сушки составляет 0,12-0,20 кг/кг, что свидетельствует о возможности получения сушонки для брикетирования в штемпельных прессах, а также промпродукта влажностью, т.е. менее 30%. Такой уровень обезвоживания влажного угля важен для топливно-энергетических предприятий Амурской области тем, что высушенный уголь по теплотехническим показателям близок углям марок 2Б и 3Б и может применяться без модернизации котельного оборудования.

Нами разработано и проверено в производственных условиях два способа полевой сушки — в расстилах и штабелях [1, 2]. Сушка в расстилах рекомендуется для углей влажностью 50-65%, а в штабелях — менее 50%. Проведенные эксперименты по сушке различной глубины угля Сергеевского месторождения подтверждают возможность достижения высокой степени обезвоживания при полевой сушке, увеличение калорийности угля в 1,5 — 1,7 раза, снижения массы перевозимого угля на 32-40%.

Необходимо отметить, что с 1 м² площади сушки в период с апреля по сентябрь можно собрать за 5-тидневный цикл до 90 кг угля влажностью 20%. Для разреза мощностью 300 тыс. т сырого угля площадка сушки должна составить 10-15 га в зависимости от планируемой конечной влажности угля.

Используемые в настоящее время сушилки для угля различных конструкций расходуют 4,0-6,9 ГДж тепла и 30 кВт · час электрической энергии на испарение 1 т влаги. Для сушки 300 тыс. т угля с влажности 52 до 30% необходимо испарить 94300 т влаги, затратить 2,8 млн. кВт · час электроэнергии и сжечь в топке сушилки 59-65 тыс. т угля с теплотой сгорания 8,7 МДж/кг. Таким условиям удовлетворяет труба-сушилка ТС-11 [3] производительностью по испаренной влаге 15 т/час. Энергетические траты при этом в сравнении с полевой сушкой представляются сверхвысокими, в экономическом плане несостоятельными.

Грохочение буроугольной сушонки полевой сушки позволяет получить сортовое топливо. Отсев диаметром 12 мм можно брикетировать с помощью разработанного нами роторного пресса [4]. Получаемую рядовую буроугольную сушонку сортируют на грохотах по фракциям: БК — бурый крупный 51-100 мм, БО — бурый орех 26-50 мм, БМ — бурый мелкий 13-25 мм, БСШ — бурый семечко со штыбом 0-12 мм. Выход фракций у Сергеевского угля после сушки партии 180 тонн составил БК — 7,2%; БО — 12%; БМ — 21%; БСШ — 60%. Фракцию БСШ мы изучали на возможность брикетирования. Наиболее прочные брикеты этой фракции получаются при влажности 15-21%, Степень уплотнения в разработанном нами роторном прессе 2,2 — 2,4 раза. Классы БК, БО и БМ имеют спрос на котельных ЖКХ, а брикеты — у населения.

Следует отметить, что полевая естественная сушка увеличивает термический коэффициент низкалорийного угля 1Б, улучшает размолоспособность, устраняет смерзаемость, снижает транспортные расходы, увеличивает срок хранения и снижает риск самовозгорания. На каждой тонне сырого добытого угля в сравнении с искусственной сушкой экономится более 200 кг добыто угля. Кроме того на котельных, применяющих пылевидное сжигание угля, может применяется рядовая сушонка без грохочения, что снижает цену топлива у потребителя.

Низкалорийные бурые угли заключают в себе богатый химический потенциал. Согласно проведенным в ИГиП ДВО РАН исследованиям, применение экстракционных способов переработки позволяет практически нацело превращать их органическое вещество в ценные химические продукты. Так, в результате комплексной химической переработки [1,2] из бурого угля Сергеевского месторождения можно извлекать 70% гуминовых кислот, более 15% сырого воска, а остаточный уголь использовать для энергетических целей. Отработаны технологические параметры обессмоливания воска, позволяющие получать продукт с минимальным количеством смол. Исследования в области получения модифицированных восков показали, что предварительное алкилирование угля приводит к образованию воска, практически не содержащего смолистых веществ, а в процессе дробной экстракции можно получать воски заданного состава с преобладанием необходимых компонентов.

Особенностями физико-химических свойств воска являются высокая влагуостойчивость, низкая электропроводность, инертность по отношению к агрессивным реагентам, механическая прочность, способность давать твердые блестящие покрытия, стойкие композиции с парафином, стеарином, пчелиным воском, озокеритом. Сырой воск используется главным образом в промышленности точного литья, в качестве наполнителей для пластических масс и светлых резин, для приготовления и пропитки древесностружечных плит, в бытовой химии, кожаной и бумажной промышленности. Воска и

воскоподобные вещества в виде паст и растворов нашли широкое применение для обработки поверхности металлов (очистка поверхности, придание блеска, защита от коррозии), в качестве мастик и эмульсий, для улучшения эксплуатационных характеристик различных углеводородных смазок (повышение адгезионных, защитных и низкотемпературных свойств). Воск не оказывает канцерогенного действия, что определяет возможность его применения в бытовой химии, парфюмерной, фармацевтической промышленности и других сферах деятельности человека.

Гуминовые вещества находят широкое применение в сельском хозяйстве в качестве регуляторов роста растений и животных, а также являются источником органических кислот — ценного сырья для органического и микробиологического синтеза.

Кроме этого, нами разработано инвестиционное предложение освоения бурого угольного месторождения «Сианчик», которое расположено между ж.д. ст.Тыгда и г. Зеей. Проектом предусмотрена ежегодная добыча 300 тыс.тонн угля, с выпуском конкурентноспособного топлива: 160 тыс. тонн сушонки при цене реализации 700 рублей за 1 тонну и 25 тыс. тонн брикетов по цене 1500 рублей за 1 тонну.

Химический состав углей 1Б позволяет перерабатывать их на установках с твердым теплоносителем. Из тонны сухого угля группы 1Б можно получить 430-450 кг полукокса, 150-170 кг смолы (мазута), 210-230 кг (или 175-195 м³) товарного газа. Предложен инвестиционный проект комбината комплексного освоения Сергеевского месторождения в составе угольного разреза, 2-х установок УТТ –500, брикетного цеха. Выпускаемая продукция: топочный мазут — 60 тыс. тонн, бензин — 10 тыс. тонн, коксоугольные брикеты — 365 тыс. тонн. Объем инвестиций 16848 тыс. USD.

По нашему мнению, оба инвестиционных проекта привлекательны для инвесторов из стран АТР, но в Амурской области пока не решены юридические вопросы с паевым владением земель сельхозназначения. При наличии на территории горного отвода даже 1 гектара бывшей пашни, сенокоса или пастбища получение лицензии на разработку месторождения становится трудноразрешимой проблемой.

Литература

1. Пат. 2252948 Российская Федерация, МПК 7C10F7/06, C10L5/14. Способ производства кускового топлива из высоковлажных углей / И.Ф. Савченко, А.П. Сорокин; Благовещенск. ИГиП ДВО РАН; - № 2004113335/04, заявл. 29.04.04 г.; опубл. 27.05.05, Бюл. № 15.
2. Пат. 2273811 Российская Федерация, МПК 7 F 26 В 3/00. Способ сушки высоковлажного угля / И.Ф. Савченко, А.П. Сорокин; Благовещенск. ИГиП ДВО РАН; - № 2004113325/06(01316), заявл. 29.04.04; опубл. 10.04.06. Бюл. № 10.
3. Пат. 2273563 Российская Федерация, МПК 7 B30B11/20. Пресс для брикетирования / И.Ф. Савченко, А.И. Савченко; Благовещенск. ИГиП ДВО РАН; - № 2004113326/02(014317); заявл. 29.04.04; опубл. 10.04.06, Бюл. № 10.
4. Чуянов Г.Г. Обезвоживание, пылеулавливание и охрана окружающей среды. — М.: Недра, 1987. С. 111-142.
5. Гумаров Р.Х. Использование щелочных растворов гуминовых кислот в качестве связующего для получения каменных углей // Химия твердого топлива. 1971. С. 120 -121.
6. Равич М.Б. Топливо и эффективность его использования. М.: Наука, 1971. С. 183-188.
7. Патент 2304161 Российская Федерация. Способ переработки бурого угля. / П.И. Ковшик, Л.П. Носкова, И.Ф. Савченко; опубл. 10.08.2007. Бюл. № 22.
8. Носкова Л.П, Рохин А.В., Сорокин А.П. Получение веществ и гуминовых кислот из бурых углей Сергеевского месторождения // Химия твердого топлива. 2007. № 3. С. 9-15.

К ОБОСНОВАНИЮ НОВОГО СПОСОБА РАЗРАБОТКИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОРФЯНИКОВ

И.Ф. Савченко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

На территории Верхнего Приамурья и прилегающих пространствах бассейнов рек Шилки, Олекмы, Алдана, Май и Уды широко распространены болота. Степень заболоченности превышает 25%. Обширные заболоченные пространства совпадают с областью распространения многолетней и длительной сезонной мерзлоты. В бассейнах рек Тунгира, Нюкжи, Олекмы, на равнинах Верхнезейской впадины и равнинах бассейна верховьев р. Селемджи и ее притоков площади отдельных болот часто достигают десятков тысяч гектаров.

Большими по площади являются и месторождения торфа, сформированные этими болотами. Только в Амурской области более 100 торфяников площадью свыше 1000 гектаров, 9 торфяников — площадью более 5000 га и даже есть уникальные 23000 и 3600 гектаров. Крупные по площади торфяники располагают и максимальными мощностями торфяных залежей, достигающих 9-10 метров. Торфяные отложения болот без исключения содержат многолетнюю или длительносезонную мерзлоту. Сезонная мерзлота сохраняется до конца августа.

Накоплению мерзлоты на территории верхнего Приамурья способствует отрицательный радиационный баланс, длящийся более 6 месяцев. Сохранение мерзлоты на болотах усиливают условия теплообмена. Это связано с теплоизолирующей ролью сфагнового покрова в весенне-летний период. Весной при низкой относительной влажности воздуха сфагновые подушки быстро высыхают, коэффициент теплопроводности снижается до 0,05 Вт/(м·К) при коэффициенте теплопроводности окружающих болот суходолов 0,87 Вт/(м·К)

Осенью при наступлении ночных заморозков относительная влажность воздуха выше, чем весной, осадков выпадает больше, верхние горизонты торфа влажные, в микропонижениях на болотах вода стоит выше уровня торфа. Коэффициент теплопроводности воды 0,56 Вт/(м·К) и увеличивается при замерзании до 2,2 Вт/(м·К). На окружающих болота суходолах теплопроводность почвы 0.7 Вт/(м·К). Следствием сезонных изменений теплопроводности торфяников является накопление мерзлоты начиная с ранней осени и сохранение ее от протаивания в весенне-летний период. Распространенное мнение, что леса, обычно приуроченные к дренированным суходолам, якобы обогревают почву под ними, являются заблуждением. Из-за высокой теплопроводности обводненного торфа в сравнении с относительно сухой почвой лесов болота быстрее всех элементов промерзают. Неравномерность влажности на заболоченных участках, приводящая к неравномерности промерзания массива вызывает криогенные явления — пучение, образование бугров-могильников, формирование полигональных форм рельефа и процессы солифлюкции.

Торфяные ресурсы, распространенные в зоне многолетней мерзлоты осваивать предстоит в недалеком будущем так как торф, особенно верховой обладает рядом уникальных свойств, например, высокой поглотительной способностью к тяжелым металлам, радионуклидов и нефтепродуктам. Из торфа можно получать воск, гидролизные сахара, активные угли, биологически активные вещества, фурфурол и многие другие необходимые продукты.

Первые попытки хозяйственного освоения болот и торфяников при строительстве Байкало-Амурской железнодорожной магистрали выявили несостоятельность традиционных способов и приемов разработки, основанных на предварительном осушении болотных массивов. Это связано с отсутствием фильтрации в слое мерзлого торфа и длительным сроком оттаивания мерзлоты даже при применении пескования и глинования. Величина сезонного оттаивания верховых болот на широтах городов Сковородино, Тынды, Зея составляет всего 65-85 см. оттаивание начинается после схода снега и продолжается до первых заморозков, т.е. длится в среднем 4,5 месяца или 135 суток. В оттаявшем слое верхового болота на 1 га содержится около 900 тонн торфа условной влажности 40%. Поэтому есть все основания предполагать возможность заготовки торфа несколькими циклами по мере протаивания верхнего слоя. При этом следует иметь в виду, что сезонный проектный сбор верхового торфа равен 350 тоннам с 1 га торфяника. Это соответствует 3000-3700 тоннам неосушенного торфа. Если принять теплопередачу в верхнем слое торфа как теплопередачу через бесконечную плиту, то в упрощенном виде этот процесс описывается следующим уравнением

$$\tau = h^2 \cdot t_{\text{низ}} / (4at^{\text{верх}}), \text{ где:}$$

τ — длительность периода от оттаивания, часов или суток;

h — глубина оттаивания, м;

a — коэффициент температуропроводности, $\text{м}^2/\text{час.}$;

$t_{\text{низ}}$ — температура подошвы оттаявшего слоя, равна 0°C ;

$t_{\text{выс}}$ — среднесуточная температура поверхности торфяника за период оттаивания.

Из уравнения следует, что длительность оттаивания τ связана с глубиной оттаивания квадратной зависимостью и, если 85 см торфа оттаивают 135 суток, то 8,5 см поверхности торфяника растает через 135 суток : $(85 : 8,5)^2 = 1,35$ дня. Проверим правильность через количество поглощенной радиации, которая в мае по актинометрическим исследованиям на метеостанции г. Сковородино равна $11,7 \text{ ккал/см}^2$ [1]. Двухсуточного прихода такой радиации достаточно для стаивания 9,90 г льда, т.е. слоя 10,8 см. Как видим, термические ресурсы достаточны для организации добычи торфа чередующимися циклами длительностью 2-3 суток, начиная с мая месяца.

Средняя глубина снятия оттаявшего слоя в каждом цикле — 0,1 м. Всего 3-5 дневных циклов для обеспечения проектной величины добычи в 350-500 тонн с 1 гектара условного торфа достаточно 4-5.

Для реализации послойной разработки многолетнемерзлого торфяника на планируемом к освоению массиве болота с учетом линий стекания намечают трассы магистральных каналов, пионерных канав, нагорных и ловчих каналов. Трассы магистральных каналов соединяют с водоприемниками. Картовые каналы закладывают перпендикулярно линиям стекания. Расстояние между картовыми каналами может достигать 500-700 метров. Площадь между каналами разбивают на отдельные карты шириной 80-100 м. По середине каждой карты вдоль линий стекания намечают трассу оси штабеля заготавливаемого торфа.

Торф заготавливают скрепером-бульдозером с расстоянием перемещения торфа 40-50 метров с обеих сторон штабеля. Поперечное сечение штабеля $20\text{-}25 \text{ м}^2$, высотой 3-3,5 метра. Ширина по гребню 3-4 м. Из такого штабеля гравитационная вода стекает без препятствий. Расчетное влагосодержание $W_{\text{расч}}$ торфа после фильтрации будет равно $W_{\text{расч}} = 3,75(1,5 - \lg H)$ [2]. При $H = 3 \text{ м}$, $W_{\text{расч}} = 1,5 \text{ кг/кг}$, т.е. влажность может снизиться до 65%.

Такой способ разработки торфа был проверен на месторождении «Восточное» на БАМе и показал хорошую эффективность.

Литература

1. Гидроклиматические ресурсы Амурской области. Справочник / под ред. И.Ф. Маврина. Благовещенск: Хабаровское кн. изд-во. Амурское отд. 1983. С. 16-20.
2. Справочник по торфу под ред. А.В. Лазарева и С.С. Корчунова. М.: Недра, 1982. С. 54-63.

ЗОЛОТО В БУРЫХ УГЛЯХ И ТЕХНОЛОГИИ ЕГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ

А.П. Сорокин¹, В.М. Кузьминых¹, В.И. Рождествина²,
С.М. Жмодик³

¹ Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Изучение золотоносности угленосных отложений начато в Амурском научном центре (АмурНЦ), а затем в Институте геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН в конце прошлого столетия. Реализация его предусмотрена Программой, направленной на решение крупной фундаментальной проблемы, – исследование поведения Au в разнообразных природных условиях, в т.ч. в водной и газовой средах, с целью разработки надежного способа его определения в углях и создания технологии единого производственного цикла рационального использования энергетического сырья с попутным извлечением Au и других полезных компонентов.

Кроме специалистов АмурНЦ и ИГиП ДВО РАН, к работе по Программе привлечены сотрудники аналитических центров Сибири и Дальнего Востока. Исследования по Программе поддерживаются грантом РФФИ и Президиумом РАН.

Задачи, решаемые при выполнении Программы:

- выбор полигона и объектов исследований;
- разработка способа определения Au и форм его вхождения в угли;
- создание технологической схемы извлечения Au из углей.

В качестве полигона для исследований был выбран крупнейший на юго-восточной окраине Евразии Зейско-Буреинский бассейн с окружающими его Янканско-Тукурингско-Джагдинским, Туранским и Малохинганским горно-складчатыми сооружениями. Это уникальный регион, который по масштабам угленосности и золотоносности, разнообразию структур, не имеет аналогов на Дальнем Востоке. Ресурсный потенциал преимущественно кайнозойских углей в его пределах оценивается в 43 млрд. т (Пиканско-Сергеевская, Селемджинско-Ерковецкая и Завитинско-Архаринская угленосные площади). Угленосные площади обрамлены Южно-Тукурингским, Гонжинским, Амуро-Мамыньским, Октябрьским, Притуранским золотоносными поясами, вмещающими палеоген-неогеновые и современные россыпи, а также глубокоэродированные золоторудные месторождения. Современный ресурсный потенциал этих поясов оценивается более чем в 300 т россыпного и 2000 т рудного Au. Контактные формы сопряжения золотоносных и угленосных структур (рис. 1) свидетельствуют о возрастном парагенезисе процессов углеобразования россыпенакопления.

В пределах полигона в 2003-2004 гг. были обследованы с отбором штучных и точечных проб разновозрастные месторождения угля Приморья и Приамурья, а также сырье Благовещенской ТЭЦ с месторождений Забайкалья и Сибири. В первых результатах анализов на Au в пробирно-аналитической лаборатории АмурНЦ ДВО РАН были установлены рядовые и аномально высокие содержания металла, достигавшие 100 и более г на тонну [1]. Последующие исследования в 2004-2005 гг., сопровождаемые бороздовым опробованием угольных пластов, позволили уточнить содержания Au в углях и разработать способ его определения, запатентованный АмурНЦ ДВО РАН (2). Были установлены следующие содержания Au в углях месторождений (г/т): райчихинские – 2,5-9,0, павловские – 9,0-35,0, харанорские – 4,2-14,3, ерковецкие – 6,0-12,0. При этом, основные его значения (68,2-77,8%) расположились в интервале до 10 г/т, а с содержанием более 40 г/т – лишь в 3-4,5% проб [3]. Данные последующих результатов анализов 2006-2009 гг. существенно не изменили общую картину распределения Au: основные значения его (44-53,2%) занимают интервал 0-5 г/т, а до 10 г/т – 64,0-77,3%. Без учета результатов анализов - 10-40 г/т, среднее содержание металла по указанным месторождениям составляет 2,44-3,49 г/т, а при учете высоких значений возрастает до 4,43-5,68 г/т.

Получены также данные по распределению Au по двум сечениям (Е-11 и Е-6) пласта угля (2,85-3,4 м) южного участка Ерковецкого месторождения. Содержание его колеблется от 0,6 до 35,7 г/т (Е-11), от 0 до 34,4 г/т (Е-6), при средних значениях - 6,78 г/т и 7,43 г/т. В наиболее полном разрезе (Е-6) повышенные содержания Au приурочены к кровле, середине и почве пласта. Количество Au в песках и глинах кровли пласта изменяется от 0,16 до 4,9 г/т, а в почве – 0,16-0,52 г/т. В ИГМ СО РАН в 2009 г. с помощью инструментально нейтронно-активационного, рентгено-флуоресцентного с использованием синхронного излучения методов проанализировано 60 проб угля и вмещающих пород Ерковецкого и Райчихинского

элементы (Pb, Bi, Cu, Zn, Fe, Ni, Cr), интерметаллиды Ag-Sn, сульфиды, селениды Pb, сульфиды и сульфаты Ba, сульфиды и окислы Fe, окислы Ti, фосфаты и карбонаты редких металлов [4].

К настоящему времени экспериментально доказано, что при обжиге золотоуглесодержащих пород, в присутствии кислорода, Au выносится с дымом в форме карбониллов и карбонилхлоридов, а также в твердой фазе. Это свойство Au использовано авторами для разработки нетрадиционной технологии попутного его извлечения при утилизации отходов энергетического сырья. Приведенные эксперименты показали принципиальную возможность коллектирования металлов из газовой фазы при помощи конденсирования паро-дымогазовой смеси. Для изучения свойств конденсатов и возможности извлечения Au из дымовых газов, в 2008 г. В.М. Кузьминых была сконструирована и смонтирована укрупненная лабораторная установка. Указанные технологические решения защищены патентами.

Подводя итоги, хотелось бы остановиться на некоторых ключевых положениях дальнейших исследований золотоносности углей. По нашему мнению, - это:

1. Выбор объектов исследования.
2. Исследования форм нахождения и переноса Au и других БМ в исходных углях и всех технологических стадиях.
3. Разработка принципов технологических решений извлечения БМ.

Литература

1. Кузьминых В.М., Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестник ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113-119.
2. Пат. РФ № 2245931 Российская Федерация, МПК 7 C 22 11/02, G 01 N33/0. Способ определения содержания золота в золотосодержащем сырье / В.М. Кузьминых, Л.А. Чурсина; АмурНЦ. № 2003129410/02; заявл. 01.10.03; опубл. 10.02.05, Бюл. № 4.
3. Сорокин А.П., Кузьминых В.М., Рождествина В.И. Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // ДАН. 2009. 424, № 2. С. 239-243.
4. Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородного палладия, золота и серебра в бурых углях Еркевецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2010 (в печати).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ПЕРЕРАБОТКИ ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОД ТУРГЕНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

А.И. Ханчук¹, В.П. Молчанов¹, М.А. Медков²

¹ — Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
Vpmol@mail.ru

² — Институт химии Дальневосточного Отделения РАН, г. Владивосток

В расширении минерально-сырьевого потенциала благородных металлов важнейшее значение приобретает поиск новых нетрадиционных источников полезных ископаемых. К их числу относятся металлоносные высокоуглеродистые метаморфические породы северной части Ханкайского террейна. В качестве уникальных аккумуляторов золота и металлов платиновой группы здесь выступают графитовые руды месторождений Тамгинско-Тургеневской группы [1], в которых сосредоточены основные запасы кристаллического графита страны. Запасы их достаточны как для удовлетворения внутренних нужд, так и экспорта. Однако графитовые залежи не разрабатываются по причине плохой обогатимости руд. Освоение приморских графитовых объектов может начаться только после создания экологически чистой малоотходной технологии переработки минерального сырья с максимально полным извлечением полезных компонентов, в первую очередь графита, золота и металлов платиновой группы.

Углеродсодержащие золотые концентраты относятся к упорным видам сырья, в частности, из-за больших потерь реагентов, обусловленных сорбцией последних [2] и требуют специальных химических методов переработки.

Представляло интерес исследование возможности извлечения полезных компонентов из графитовой руды и в частности изучение распределения золота в процессе предварительного обогатительного передела, а также на различных стадиях химической обработки графитоносных пород.

В качестве объекта исследования была выбрана представительная проба графитоносных пород Тургеневского месторождения. Нейтронно-активационный анализ, предел обнаружения которого для золота составляет 4,5 г/т, не указывает на присутствие в исследуемых образцах исходной породы золота. Поэтому исходная порода была подвергнута флотационному обогащению.

Исследуемые образцы измельчали до крупности — 0,044 мм, а затем флотировали на лабораторной флотомашине в одну стадию в течение 10-30 мин. В качестве вспенивателя использовали сосновое масло, а в качестве собирателя — длинноцепочечный амин.

Основная масса графита (~ 90%) и часть кварца при этих условиях флотации концентрировалась в пенном продукте. По данным нейтронно-активационного анализа пенный продукт не содержал золота, а содержание золота в камерном продукте составило 2 г/т. Далее с целью извлечения и концентрирования золота камерный продукт подвергали фторированию гидрофторидом аммония и изучали распределение золота между фазами на различных стадиях гидрофторидной переработки.

Использование приемов фторидной переработки является новым подходом к решению проблемы извлечения золота, поскольку элементный фтор и другие фторирующие агенты, например BF_3 , KBF_4 , являются настолько активными реагентами, что не могут обеспечить селективность извлечению металла и разрушают золото, образуя анионные фторокомплексы. Однако при использовании гидрофторида аммония можно найти подходящий вариант концентрирования золота из золотосодержащей руды [3].

Гидрофторид (бифторид) аммония — кристаллический продукт, растворимый в воде, плавится при 123° С, кипит при 240° С. Бифторидные процессы сухие, реакции, которые лежат в их основе, твердофазные или гетерофазные («твёрдое газ»), твёрдых, жидких и газообразных отходов нет. Теоретический оборот реагента 100 %.

Схема переработки руды гидрофторидом аммония основана на физико-химических свойствах фторометаллатов аммония [4], которые образуются при вскрытии руды, а затем разделяются за счёт различной летучести или растворимости и переводятся водяным паром в оксиды. Золото и другие благородные металлы с гидрофторидом аммония не взаимодействуют.

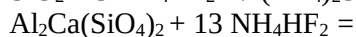
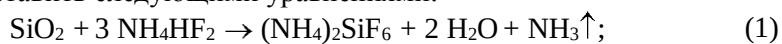
В графитовой руде преобладают микроскопические (70-100 мкм) золотины пластинчатых и сфероидных очертаний, которые во многих случаях ассоциированы с глинистыми минералами и силикатами. Присутствие в графитоносных породах Тургеневского месторождения помимо золота других самородных металлов (алюминия, железа, меди и т.д.) свидетельствует о низкой активности серы на первой стадии минералообразования и связанным с этим слабым развитием процессов сульфидизации в пределах Тургеневского месторождения. Высокий восстановительный потенциал и низкая активность серы в процессе углеродизации и газотранспортных реакций, осуществляющих эмиссию металлов из

флюидно – магматогенного глубинного очага, обусловили отсутствие собственных минеральных форм металлов платиновой группы.

Согласно данным рентгенофазового анализа флотационный камерный продукт состоял в основном из двух минералов — кварца SiO_2 и анортита $\text{Al}_2\text{Ca}(\text{SiO}_4)_2$.

Алюмосиликаты природного происхождения, не содержащие кристаллизационной воды и ОН-групп, как правило, тугоплавки, термически устойчивы и не растворимы в воде, их всегда можно разложить фтористоводородной кислотой, а взаимодействие с гидрофторидом аммония зависит от их структуры. Однако слоистые, ленточные, цепочечные, островные силикаты и гидрослюды, имеющие сложный химический состав, реагируют с NH_4HF_2 уже при шихтовании.

Таким образом, процесс фторирования гидрофторидом аммония основных компонентов флотационного камерного продукта графитоносной породы Тургеневского месторождения можно представить следующими уравнениями:



Гексафторосиликат аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ — легколетучее соединение и при нагревании переходит в газовую фазу при $300\text{--}350^\circ\text{C}$, а при охлаждении сублимирует при температуре 200°C . Гексафтороалюминат аммония $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, образующийся при фторировании силикатной составляющей, растворяется в воде, при нагревании претерпевает термическое разложение с выделением аммиака и фтористого водорода, которые переходят в газовую фазу и, попадая в холодный конденсатор (комнатная температура), соединяются в NH_4F . Высокие температуры испарения фторидов алюминия, железа и кальция создают условия для глубокого разделения летучих (кремний) и нелетучих (алюминий, кальций, примесь железа и др.) фторидов, которые образуют шлам, и в которых концентрируются золото и другие металлы платиновой группы.

Следует отметить, что гексафтороалюминат аммония $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, образующийся при фторировании силикатной составляющей, является полуфабрикатом в производстве фторида алюминия, а гексафторосиликат аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ широко используется в производстве аморфного диоксида кремния высокой чистоты, что способствует максимально полному извлечению полезных компонентов из графитоносной руды Тургеневского месторождения и созданию малоотходной технологии переработки графитоносной золотосодержащей руды гидрофторидом аммония.

Флотационный камерный продукт смешивали с NH_4HF_2 в массовом соотношении 1:2,3 и нагревали до 450°C со скоростью 2 град/мин. В результате этой операции протекало фторирование основных компонентов руды гидрофторидом аммония с образованием фтораммониевых солей, термическое разложение фтораммониевых солей алюминия и железа и переход в газовую фазу фтористого аммония и гексафторосиликата аммония. В результате такой обработки золото концентрировалось в нелетучем остатке, масса которого составляла ~50 % от массы исходной пробы.

Таким образом, «сухое» вскрытие графитоносной золотосодержащей руды гидрофторидом аммония обеспечивает повышение концентрации извлекаемого металла в два раза. Большее концентрирование золота может быть достигнуто комбинацией сухого вскрытия и гидрометаллургической переработки продукта. Такой прием дает возможность перевести фториды алюминия и железа в растворимые фторометаллаты аммония и удалить их отмыванием. В этом случае все золото после растворения пробы концентрируется в нерастворимом осадке.

Полученный при нагревании при температуре 450°C нелетучий остаток по данным рентгенофазового анализа содержал плохо растворимые соединения алюминия и железа — NH_4AlF_4 , AlF_3 , и FeF_3 . Для перевода их в растворимую форму проводили повторное фторирование гидрофторидом аммония при температуре 200°C и образовавшиеся фтораммониевые соли алюминия и железа выщелачивали водой. В результате проведенной обработки золото концентрировалось в нерастворимом осадке, который представлял собой вязкий продукт желтого цвета, масса его составляла ~12 % от массы исходного образца. Содержание Au в нерастворимом осадке составило 21 г/т.

Обработка полученного нерастворимого осадка плавиковой кислотой позволяет получить сыпучий продукт серого цвета, в котором видны отдельные фрагменты самородного золота размером 200–450 мкм. Полученные микрофотографии этих частиц, выполненные на оптическом конфокальном сканирующем микроскопе, приведены на рисунке.

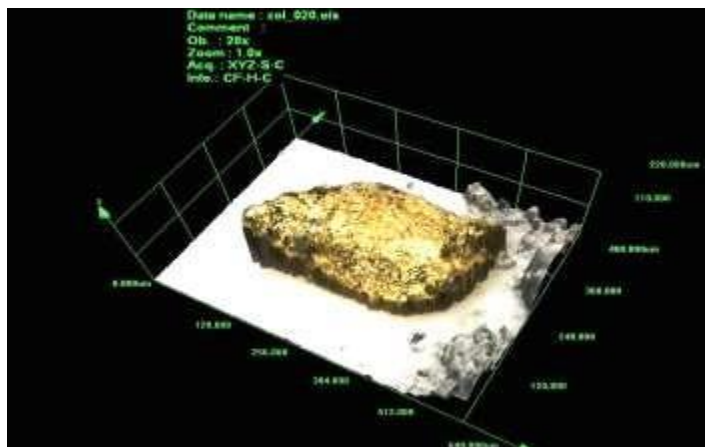


Рис. АСМ-изображение отдельного фрагмента самородного золота, полученного при переработке графитоносной золотосодержащей руды гидрофторидом аммония.

Результаты проделанных работ показывают:

1. Для переработки золотосодержащих графитоносных пород Тургеневского месторождения предложен вариант гидрофторидной технологии. Показано, что присутствующие в первичной россыпи породные компоненты фторируются гидрофторидом аммония с образованием фторометаллатов аммония, которые затем отделяются за счет различной летучести или растворимости. Установлено, что комбинация сухого вскрытия графитоносных пород и гидрометаллургической переработки профторированного продукта дает возможность сконцентрировать золото в 10-12 раз в нерастворимом осадке.

2. Показано, что предложенный подход использования приемов гидрофторидной переработки при вскрытии золотосодержащих графитоносных пород Тургеневского месторождения позволяет не только концентрировать золото, но и выделять породные компоненты в виде широко используемых в производстве продуктов, что будет способствовать максимально полному извлечению полезных компонентов и созданию малоотходной технологии переработки этого минерального сырья.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ и ДВО РАН: №№ 09-05-98545-р_восток, 09-05-12060-офи_м, 09-III-A-08-446.

Литература

1. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. // ДАН. 2004. Т.397. №4. С. 524-529.
2. Меретуков М.А., Орлов А.М. Металлургия благородных металлов. Зарубежный опыт. М.: «Металлургия». 1991. 415 с.
3. Патент РФ № 2120487, МКИ⁶ C22 В 11/00. Способ переработки золотосодержащего сырья / Мельниченко Е.И., Моисеенко В.И., Сергиенко В.И., Эпов Д.Г., Римкевич В.С., Крысенко Г.Ф., 1996.
4. Раков Э.Г. Фториды аммония: Итоги науки и техники. Неорганическая химия. Т. 15. М.: ВИНТИ, 1988. 154 с.