

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

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

**Третья Всероссийская научная конференция
15–17 сентября 2014 г., Благовещенск**

**Сборник докладов
(Том 1)**

Благовещенск
2014

Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии:
Третья Всерос. науч. конф. : сб. докладов в 2-х томах. – Благовещенск: ИГиП ДВО РАН,
2014. Т. 1. – 200 с.
ISBN 978-5-904218-12-6

Участники конференции – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва), Институт проблем экологии и эволюции им. А. Н. Северцова РАН (г. Москва), Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (г. Москва), ООО «Коралайна Инжиниринг» (г. Москва), Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), Институт геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), Новосибирский государственный университет (г. Новосибирск), Томский государственный университет (г. Томск), Институт земной коры СО РАН (г. Иркутск), Иркутский государственный технический университет (г. Иркутск), Геологический институт СО РАН (г. Улан-Удэ), Бурятский государственный университет (г. Улан-Удэ), Забайкальский государственный университет (г. Чита), Читинское отделение РосГео (г. Чита), 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), ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск; «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), Институт водных и экологических проблем ДВО РАН (г. Хабаровск), Институт материаловедения ХНЦ ДВО РАН (г. Хабаровск), Дальневосточный институт путей сообщений (г. Хабаровск), СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан), ОАО «Прииск Соловьевский» (с. Соловьевск), Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск), Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева (г. Владивосток), Тихоокеанский институт географии ДВО РАН (г. Владивосток), Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (г. Владивосток), Биолого-почвенный институт ДВО РАН (г. Владивосток), Горнотаёжная станция ДВО РАН (г. Уссурийск); Институт геологии НАНА (г. Баку, Азербайджан), Университет Ренн-1 (г. Ренн, Франция); Университет Савойи (г. Ле Бурже дю Ляк, Франция); Университет Монтпелье–II (г. Монтпелье, Франция); Национальный музей Природы и Науки (г. Цукуба, Япония); Центр исследований Дальнего Востока, Высшая научная школа, Университета Тояма (Япония), Институт природных ресурсов ЮГГЕО (Казахстан), Амурский научный центр ДВО РАН (г. Благовещенск), ОАО «Амургеология» (г. Благовещенск), ОАО ЗДП «Витязь», (г. Благовещенск), Амурский филиал БСИ ДВО РАН (г. Благовещенск), ООО «Инпаза» (г. Благовещенск) Институт геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск).

Третья Всероссийская научная конференция «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии» проводится по инициативе Института геологии и природопользования ДВО РАН раз в два года, начиная с 2010 г.

В рамках конференции обсуждается широкий круг вопросов от эволюции крупных геологических структур, геохимии, минералогии магматических комплексов, закономерностей формирования полезных ископаемых до разработки методов комплексного освоения природных ресурсов и геоэкологии.

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 № 14-05-20130), гранта ДВО РАН (проект № 14-III-Г-08-025).

СОДЕРЖАНИЕ

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	06
Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ РАСТЯЖЕНИЯ, СВЯЗАННЫХ С БАЙКАЛЬСКИМ РИФТОГЕНЕЗОМ, В ЗАБАЙКАЛЬЕ	06
Вовна Г.М., Мишкин М.А., Киселев В.И., Вельдемар А.А. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	09
Дербек И.М., Чугаев А.В., Олейникова Т.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.....	10
Джурик В.И., Серебренников С.П., Ескин А.Ю., Брыжак Е. В., Шагун А.Н. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В ПАРАМЕТРАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	14
Жижерин В.С., Серов М.А. ОЦЕНКА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ	18
Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮГА РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	21
Полец А.Ю., Злобин Т.К. НЕФТЕГОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27(28).05.1995	25
Пушкин А.А., Римкевич В.С. ПЕРИОДИЧНОСТЬ ЭПОХ ТЕКТОГЕНЕЗА.....	26
Сеначин В.Н., Лютая Л.М., Сеначин М.В. ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ПЛАНЕТАРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПРИ РАСЧЁТАХ ПО НЕПОЛНОЙ СФЕРЕ	30
Серов М.А., Жижерин В.С. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ...	32
Серов М.А., Холобуда С.П. РАЗРАБОТКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ СБОРА И ХРАНЕНИЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	35
Смирнов Ю.В. ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ УСЛОВНО ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ – РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ДИАБАЗОВ, ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН).....	39
Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ АНДЕЗИТОВ ИСАГАЧИНСКОЙ ТОЛЩИ ЧАЛОВСКОЙ СЕРИИ ГОНЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)	41
Теличко А.С. МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВОВ АРХИПЕЛАГА ЕВГЕНИИ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	43
Чашин А.А., Чекрызов И.Ю., Йокояма К., Цуцуми Ю., Блохин М.Г., Ноздрачев Е.А. ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЕННОСТИ АДАКИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ПАЛЕОВУЛКАНА НОВОДЕВИЦА (ПРИМОРЬЕ)	45
МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	49
Алтухова З.А. КИМБЕРЛИТЫ ТРУБКИ МАНЧАРЫ НА ЯКУТСКОМ ПОГРЕБЕННОМ ПОДНЯТИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ).....	49
Анисимова Г.С., Соколов Е.П. ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ПОЛИСУЛЬФИДНЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОДОРНО (Ю.ЯКУТИЯ)	53

Бердников Н.В., Пугачевский М.А., Комарова В.С. ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ	56
Бородавкин С.И. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ЗОЛОТУРДНЫЕ ПЛОЩАДИ РОССЫПЕЙ ДЖЕЛТУЛИНСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ.....	60
Бучко И.В., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А. ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ МЕТОД) МЕДНО-ПОРФИРОВОГО С ЗОЛОТОМ ОРУДЕНЕНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЕЛНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА).....	64
Ванин В.А., Корольков А.Т., Бурзунова Ю.П. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК.....	66
Вах А.С., Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Хороводнов С.А., Карабцов А.А. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД КИРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ	70
Верхотуров А.Д., Крюков В.Г., Романовский Н.П. ФОРМИРОВАНИЕ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЙ ОТРАСЛИ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ РЕГИОНЕ РОССИИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ	74
Герасимов Б.Б., Никифорова З.С., Павлов В.И. ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА БАССЕЙНА Р. БОЛЬШАЯ КУОНАМКА (ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ АНАБАРСКОГО МАССИВА)	78
Горошко М.В., Гильманова Г.З. ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЬКОНСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРАНСФОРМАЦИЙ КОСМИЧЕСКОЙ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ	82
Зорин С.А., Харитонов Н.А., Гревцева В.В., Федорова О.А. ГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ВОД И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КРАСНОРЕЧЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)	86
Иволга Е.Г., Романовский Н.П., Гурович В.Г. ПОВЫШЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В НИЖНЕ-АМУРСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ)	90
Ильин А.А. АНАЛИЗ ПОТОКОВ ЗОЛОТА В РОССЫПЯХ И ПРИМЕРЫ ЕГО ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ	94
Керимов Р.Б., Самедова Р.А., Джафарова Р.С., Гадилова Т.С. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ФИЛФИЛИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ДУРУДЖИНСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН)	105
Кононец С.Н., Валитов М.Г. ГЛУБИННАЯ МОДЕЛЬ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КУРХАНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)	107
Крюков В.Г. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО ХИНГАНА.....	111
Кузнецова И.В., Сафронов П.П. МИКРО- И НАНОЗОЛОТО В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕСЕЛЕМДЖИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА.....	116
Лаврик Н.А., Литвинова Н.М., Ван-Ван-Е А.П. САМОРОДНЫЙ ВОЛЬФРАМ И ДРУГИЕ МИКРОМИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ ВОЛЬФРАМА В БУРЫХ УГЛЯХ И ЗОЛЕ УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СУТАРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК).....	120
Марчук М.В., Иванова Л.А., Медведев В.Я. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ.....	124
Мезенцев С.Е., Яхно М.В. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕДНЫХ РУД ЗАПАДНОГО УЧАСТКА УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ.....	127
Мельников А.В., Карнаухов В.В., Червов В.П. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ РУД И САМОРОДНОГО ЗОЛОТА УСПЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАМБУКИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ).....	131
Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Дементенко А.И. ЗОЛОТО-СУЛЬФОСОЛЬНО-АНТИМОНИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ).....	135
Невструев В.Г. ПРИРОДА МЕТАЛЛОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА И ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	139

Нигаи Е.В. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТРОЛЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ	142
Остапенко Н.С. К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ СУТАРСКОГО И ПРИАМУРСКОГО ЗОЛОТОРОССЫПНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО С ПОЗИЦИЙ ОТКРЫТОСТИ-ЗАКРЫТОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ	146
Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКЦИИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА НАД ВНЕДРИВШИМСЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНУЮ СИСТЕМУ МАГМАТИЧЕСКИМ СИЛЛОМ (СИТУАЦИЯ С-В ФЛАНГА ПОКРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)	150
Остапенко Н.С., Черных А.В., Нерода О.Н. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В РУДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КИРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)	154
Пономарчук А.В., Мороз Т.Н., Пыряев А.Н., Пономарчук В.А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ГРАФИТИЗАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ МЕТОДОМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОМЕТРИЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР - АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)	159
Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Бучко И.В., Пономарчук А.В., Мороз Т.Н., Пыряев А.Н. АРГОН-АРГОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР	162
Радомская В.И., Радомский С.М. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛЁГКИХ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ РУТЕНИЯ, РОДИЯ, ПАЛЛАДИЯ С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ	166
Радомский С.М., Радомская В.И. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЯЖЁЛЫХ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ ОСМИЯ, ИРИДИЯ, ПЛАТИНЫ С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ	170
Рафаилович М.С., Лось В.Л. РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И СТРУКТУРНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ)	174
Рогоулина Л.И., Воропаева Е.Н., Некрасова С.Г. ФОРМАЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ АРЦЕВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН)	178
Рогоулина Л.И., Радомский С.М., Беспалов В.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛБЫН (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)	182
Серебрянская Т. С. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ АФРИКИ (МОЗАМБИК)	186
Харитонов В.И. НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТА ЭЛЫГИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ	190
Христенко А.И. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬДУГИЧИ В ГОНЖИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ ПРИАМУРЬЯ	192
Чечеткин В.С., Трубачев А.И. ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	195
Эйриш Л.В. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	197

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ РАСТЯЖЕНИЯ, СВЯЗАННЫХ С БАЙКАЛЬСКИМ РИФТОГЕНЕЗОМ, В ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.В. Аржанникова¹, М. Жоливе², С.Г. Аржанников¹, Р. Вассалло³, А. Шове⁴

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, arzhan@crust.irk.ru

²Лаборатория Geosciences Rennes, Университет Ренн-1, г. Ренн, Франция

³Лаборатория ISTerre, Университет Савойи, г. Ле Бурже дю Ляк, Франция

⁴Лаборатория Geosciences Montpellier, Университет Монпелье–II, г. Монпелье, Франция

Байкальская рифтовая система (БРС) является одной из крупнейших внутриконтинентальных областей растяжения Земли. Она рассматривается как «узкий рифт» [1], протягивающийся от юго-восточной границы Сибирской платформы до южной границы Алданского щита. БРС формирует северо-западную границу Амурской плиты и обеспечивает ее отодвижение к востоку от Сибирского кратона. Деформации растяжения (рифтинг) вдоль юго-восточной границы Сибирской платформы происходят одновременно с деформациями сжатия со сдвигом, охватывающими территорию Монголии и Саянскую горную область, к югу и западу от БРС [2, 3, 4]. К востоку, Забайкальская область распространяется от Байкала до границ Монголии и Северного Китая. Она характеризуется сложной тектонической структурой, в частности, системой мезозойских грабен, которые развивались в СВ направлении, в основном, параллельном главному направлению структур Байкальской рифтовой системы. Доказательства активных тектонических деформаций были представлены для Гусиноозерской впадины, находящейся вблизи Байкальского рифта [5, 6, 7]. В рамках данной работы была проведена оценка активизации разломов, контролирующих впадины Забайкалья, в позднем кайнозое для определения роли сбросовых разломов, ограничивающих грабены, в развитии позднекайнозойских деформаций растяжения, как вблизи, так и на удаленном расстоянии от Байкальского рифта.

Гусиноозерская впадина, ориентированная в С-СВ направлении, является асимметричным мезозойским грабеном, в основном, заполненным позднеюрскими-раннемеловыми осадками (конгломераты и песчаники переслаиваются с углистыми сланцами и пачками угля), перекрытыми тонким слоем неогеновых и четвертичных аллювиальных отложений. Мезозойская серия осадков гораздо мощнее вдоль Моностойского сбросового разлома, обрамляющего впадину с востока, чем вдоль Хамбинского разлома, контролирующего бассейн с запада, что свидетельствует о преобладающей активности восточного борта впадины в мезозое [5]. Однако наши полевые наблюдения показывают, что позднекайнозойская активизация коснулась только Хамбинского разлома, о чем свидетельствует хорошо выраженный разломный уступ и сейсмогенные деформации в зоне разлома, связанные, как минимум, с двумя сейсмическими событиями, произошедшими 5290 ± 100 и 2680 ± 60 лет назад [6]. Активный Хамбинский разлом делится на несколько сегментов, расположение которых обусловлено структурной унаследованностью. Кинематика Хамбинского разлома определяется как сбросовая, поскольку никаких сдвиговых смещений по результатам дистанционных (дешифрирование аэро-фото- и космоснимков) и полевых наблюдений, а также по данным предшественников [6], не обнаружено. Во впадине также присутствует несколько сбросовых разломов без признаков четвертичной активизации.

К северу от Гусиноозерской расположена Удинская депрессия, являющаяся мезозойским полуграбеном, также заполненным позднеюрскими-раннемеловыми осадками. Она отделена от Гусиноозерской поднятым блоком фундамента, сложенным протерозойскими и палеозойскими метаморфическими породами. Впадина ограничена с севера серией субширотных и В-СВ сбросовых разломов (Удинская система разломов). Так же, как и границы Гусиноозерской

депрессии, разломы Удинской впадины наследуют разрывные и складчатые зоны, заложившиеся в фундаменте в течение палеозоя. Плоскости разломов простираются на 70-90° с падением на юг – 55-75°. В южной части впадины разломов не наблюдается, что свидетельствует о том, что все мезозойские деформации происходили вдоль северного борта депрессии. К Удинской зоне разломов также приурочены четвертичные деформации, о чем свидетельствуют обнаруженные нами смещения оврагов на несколько метров. Штрихи скольжения по плоскостям разлома, выходящим в протерозойском фундаменте, свидетельствуют о сбросо-сдвиговых перемещениях по большинству сегментов, хотя точное время этих движений определить невозможно.

Ингодинская впадина СВ простирания расположена в восточной части Забайкалья на значительном удалении (в 300 км) от Байкальского рифта. Впадина также является мезозойским грабеном, заполненным позднеюрскими-раннемеловыми осадками. Оба ее борта ограничены разломами. Как в Гусиноозерской и Удинской депрессиях, разломы, контролирующие развитие впадины в мезозое, являются унаследованными от палеозойской структуры, формирующей Чикой-Ингодинскую зону разломов. Разломы, обрамляющие впадину, представлены сегментами двух основных направлений – субширотного и СВ. Согласно материалам геологической съемки и полевым наблюдениям, разломы северного обрамления впадины несут следы позднекайнозойской активизации, тогда как признаков активности разломов вдоль южного борта депрессии не наблюдается. Характерные признаки, такие, как ярко выраженные разломные уступы с хорошо развитыми фасетами на склонах, указывают на активизацию сбросовых движений по северным разломам. Современная эрозия склонов с оползнеобразованием также свидетельствует об активности деформаций. Дистанционные и полевые структурно-геоморфологические исследования вдоль разломных уступов показали, что деформации, характеризующие позднекайнозойский период активизации, имеют сбросовый характер для сегментов северо-восточного простирания. Активизация разломов также подтверждается врезом в позднечетвертичные аллювиальные террасы рек, пересекающих тектонические структуры. Никаких сдвиговых смещений этих рек при дистанционных и полевых исследованиях обнаружено не было.

В работе [8] Чикой-Ингодинский разлом предполагается как продолжение Болнайской сдвиговой зоны. Хотя для подтверждения этой гипотезы требуются детальные полевые исследования в зоне предполагаемого сочленения разломов. Этот структурный шов формировался в зоне закрытия Монголо-Охотского океана и является частью унаследованной Монголо-Охотской системы разломов. Это подтверждает идею о том, что унаследованность (коровая и/или литосферная) структур Забайкалья играет главную роль в локализации и эволюции деформаций в регионе. Однако, в отличие от БРС, где деформации локализуются в виде достаточно узкой единой деформационной зоны вдоль границы Сибирского кратона, деформации Забайкалья имеют широкое площадное распределение в пределах различных мезозойских впадин.

Таким образом, позднекайнозойские деформации растяжения, связанные с раскрытием Байкальского рифта, не ограничиваются пределами Байкальской рифтовой зоны, а распространяются на очень широкую площадь, охватывающую большую часть Забайкалья и присутствуют на удалении до 300 км. Здесь деформации проявлены гораздо менее интенсивно, чем собственно в Байкальском рифте, и располагаются они исключительно вдоль сбросовых разломов северо-восточного простирания, ограничивающих мезозойские грабены Забайкалья. Широкая распространенность деформаций растяжения ставит под сомнение понятие «узкий рифт» [1] применительно к Байкальской рифтовой системе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №13-05-00247, PICS № 13-05-91052-НЦНИ).

Литература

1. Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20,161–20,178.

2. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Jolivet, M., Vassallo, R., Chauvet, A., 2011. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 581–594.
3. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1–38.
4. Jolivet M., Arzhannikov S., Arzhannikova A., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. - V. 62. – Special Issue SI. – P. 117-133.
5. Булнаев К.Б. Формирование впадин «Забайкальского» типа // *Тихоокеанская геология*, 2006. – Т. 25, №1. – С. 18-30.
6. Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Семенов Р.М., Смекалин О.П., Серебренников С.П. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения Прибайкалья // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX-XXI веков. РФФИ в азиатской части России. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 535-537.
7. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // *Геотектоника*, 2008, № 4. С.1-19.
8. Zorin, Y.A., Turutanov, E.Kh., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Yanovskaya, T.B., Treussov, A.V., 2003. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics* 371, 153–173.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Г.М. Вовна, М.А. Мишкин, В.И. Киселев, А.А. Вельдемар

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В соответствии с плюмовой моделью сиалического корообразования в Тихоокеанском секторе Земли на востоке нынешнего Азиатского континента в архее были сформированы Сибирский, Омолоно-Охотский и Китайский кратоны [1].

В палеопротерозое плюмовое сиалическое корообразование за счет первичной базитовой коры неотвратимо, вследствие накопления радиогенного тепла в верхней мантии, сместилось в окружающий архейские кратоны палеоокеан. В результате этого был сформирован палеопротерозойский фундамент складчатых областей окружающих в настоящее время эти кратоны. Палеопротерозойский метаморфический комплекс Центрально-Азиатского пояса выходит на поверхность в Становой складчатой области, где изотопно датирован [2, 3] и др.

Состав и условия метаморфизма Станового комплекса рассмотрены в работах [4, 5] и др. Во внутренних частях Центрально-Азиатского пояса палеопротерозойский фундамент перекрыт рифейско-фанерозойским покровно-складчатым комплексом [6, 7].

Выходы раннепротерозойского фундамента здесь редки. К ним, в частности, относится Гонжинский выступ, в котором для биотит-амфиболовых плагиогнейсов правобережья р. Уркан Е.В. Бибиковой установлен возраст $2106 \pm 0,07$ млн. лет (U-Pb метод) [8].

О наличии палеопротерозойского фундамента свидетельствуют также ксеногенные цирконы в магматических породах фанерозоя: в байкальских гранитах Южного Приморья 1742 ± 5 млн. лет (U-Pb метод) [9], в юрских гранитоидах Мамынского блока - 2215 ± 7 млн. лет (метод SHRIMP-II) [10] и т.д.

В рифее и фанерозое гранитоидный магматизм в Центрально-Азиатском складчатом поясе продолжил функционировать по плюмовой модели, однако определенное влияние на процессы гранитообразования уже оказывало наличие мощной палеопротерозойской сиалической коры, что показано в работе [11].

Литература

1. Мишкин М.А. Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // Докл. РАН. 2012. т. 447. №2. С. 195-198
2. Вах А. С., Авченко О. В., Горячев Н. А. и др. Новые изотопные U-Pb-данные о возрасте метаморфических и магматических пород восточной оконечности Селенгино-Станового орогенного пояса // Докл. РАН. 2013. т.450. №4. С. 485-489
3. Великославинский С. Д., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. т. 20. №3. С. 266-281
4. Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. – М.: Наука, 1985. – 165 с.
5. Александров А.В., Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов (Алдано-Становой щит) и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков // Тихоокеанская геология. 2002. т.21. №5. С. 3-15
6. Ханчук А. И., Вовна Г. М. и др. Первые результаты U-Pb-геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. РАН. 2010. т. 434. №2. С. 212-215
7. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.И. первые данные о Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива // Докл. РАН. 2000. т. 374. №6. С. 813-815
8. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий, 1:2500000/ Под ред. Л.И.Красного, Пэн Юньбяо. Объясн. записка. СПб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
9. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Ф. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. - Владивосток, 1995. – 165 с.
10. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоок. геол. 2004. Т.23. №5. С.54-67

11. Ярмолук В. В., Кузьмин М. И., Козловский А. М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. т. 21. №5. С. 115-142.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.М. Дербеко¹, А.В. Чугаев², Т.И. Олейникова²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Позднемезозойские вулканоплутонические образования Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса по своим геохронологическим (данные К-Аг метода) и петрографическим характеристикам разделялись на вулканические зоны, принадлежность которых к каким-либо вулканогенным поясам до сих пор считается дискуссионной. Исследования этого региона за последнее десятилетие [1; 2; 5-9] позволили выделить вулканоплутонические комплексы в пределах этих зон, определить возраст магматических пород и последовательность их формирования, а также индивидуальные геохимические и изотопно-геохимические характеристики.

В материалах рассмотрены образования двух пространственно сближенных вулканоплутонических зон: Эзоп-Ямалинской и Унериканской (рис. 1).

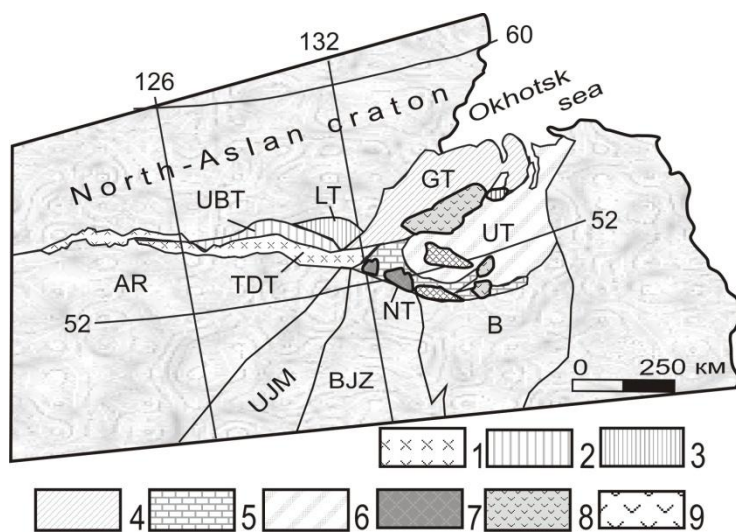


Рис. 1. Схема пространственного размещения вулканоплутонических зон в пределах восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса. Террейны Монголо-Охотского пояса: 1 - Тукурингра-Джагдинский, 2 — Унья-Бомский, 3 - Ланский, 4 - Галамский, 5 - Ниланский, 6 - Ульбанский и его южного обрамления: Аргунский (AR), Южномонгольско-Хинганский (UJM), Буря-Цзямусинский (BJZ), Баджальский (B). Вулканоплутонические зоны: 7 — Унериканская, 8 — Селитканская, 9 — Эзоп-Ямалинская. Схема составлена по [4] с дополнениями авторов.

Эзоп-Ямалинская вулканоплутоническая зона представлена двумя вулканическими полями северо-западного простираения, которые субгоризонтально залегают на среднеюрских

терригенных образованиях Ульбанского террейна (рис. 1). Она сложена одноименным комплексом риолитов – дацитов нормального – субщелочного рядов, их туфами, игнимбритами и комагматичными гранитоидами. Породы соответствуют высококалевой известково-щелочной серии с высоким содержанием Al_2O_3 : индекс насыщенности Al ($ASI=1.1-1.3$). Их геохимические особенности заключаются в умеренном обогащении (в г/т) $Rb = 84-268$, $Ba = 240-881$, $K = 21300-44400$, $Th = 10.5-17.9$ и REE, при деплетировании в отношении (в г/т) $Nb = 5-12$, $Ta = 0.5-1.2$, $Sr = 70-303$. Графики распределения редкоземельных элементов в вулканитах характеризуются незначительным преобладанием LREE над HREE и хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией (рис. 2 а), что подчеркивается параметрами $(La/Yb)_n = 4.5-9.2$ и $(Eu/Eu^*)_n = 0.1-0.5$.

Формирование магматических пород Эзоп-Ямалинской зоны происходило во временном интервале 95 - 90 млн. лет [6].

Унериканская зона является более спорным объектом. Слагающие её породы выделялись как составляющая Хингано-Охотского или Умлекано-Огоджинского вулканогенных поясов, их относили к разрезу Селитканской вулканоструктуры, выделяли как самостоятельный ареал. После проведения ГДП-200 [1] было предложено относить эти вулканиты к самостоятельному унериканскому комплексу.

Породы унериканского комплекса образуют два вулканических поля северо-восточного простирания. Они субгоризонтально залегают на палеозойских вулканогенно-кремнистых и среднеюрских терригенных образованиях Ниланского террейна - южная составляющая восточного звена Монголо-Охотского пояса (рис. 1). Комплекс представлен покровной, жерловой и субвулканической фациями. В составе покровной фации - унериканская толща [2] - выделены риолиты, риодациты, дациты, трахидациты, трахириолиты и туфогенноосадочные образования. В строении основания разреза преобладают породы терригенного состава: туфогенные конгломераты, гравелиты и песчаники, седиментационные брекчии. Нарастает разрез алевропелитовыми, псаммитовыми и литовитрокластическими туфами риолитов, крупнообломочными туфами риолитов с бомбами лав, лавами риолитов, дацитов трахидацитов, трахириолитов. Ранее [2] в состав верхней части унериканской толщи включались вулканогенно-осадочные образования андезитового состава, лавы и лавобрекчии андезитов, но по данным [8] андезитовые туфы имеют более молодой возраст (102 млн. лет), что соответствует возрасту селитканского комплекса [7], породы которого широко развиты севернее описываемой территории. Общая мощность унериканской толщи приближается к 600 м. Субвулканические образования представлены трахириолитами, трахириодацитами, дацитами, риодацитами, которые формируют штоко- или силлообразные тела площадью до 18 км². Жерловая фация образована автомагматическими брекчиями кислого– умереннокислого составов. Туфы андезитов содержат позднеюрские – раннемеловые растительные остатки. В туфопесчаниках установлены споры позднеюрского возраста и многочисленная пыльца средне-позднеюрского возраста [2]. Учитывая тот факт, что вулканиты унериканского комплекса залегают на среднеюрских океанических осадках моринской свиты и содержат позднеюрский комплекс флористических остатков, следует предположить, что, начало накопления туфогенной составляющей, вероятнее всего, относится к поздней юре, но завершение формирования комплекса, связанное с излиянием лав – к раннему мелу. На последний факт указывают изотопные исследования единичных зерен циркона из риолитов унериканского комплекса [9]. Согласно полученным данным формирование вулканитов унериканского комплекса происходило не позднее 120±5 млн. лет. Таким образом, время формирования всего комплекса можно оценить как позднеюрский – раннемеловой.

Вулканиты унериканского комплекса по содержанию SiO_2 относятся к высококремнеземистым разновидностям, преимущественно низкощелочным, высококалевым образованиям известково-щелочной серии. Породы пересыщены глиноземом - $(ASI) = 1.11-1.16$ и обеднены титаном - $TiO_2 = 0.01-0.6$ мас. %.

Графики REE (рис. 2а) характеризуются слабо выраженной Eu аномалией: $(Eu/Eu^*)_n = 0.52-0.70$ и преобладанием нормированных содержаний LREE над промежуточными - $(La/Sm)_n$

= 3.58-4.09, содержания которых превышают HREE - $(\text{Gd/Lu})_n = 1.12-2.12$. Отношение $(\text{La/Yb})_n = 11.42 - 13.57$, что гораздо выше, чем в породах Эзоп-Ямалинской зоны. Для пород унериканского комплекса установлены пониженные содержания таких элементов как (в г/т) Nb = 7.47-9.25, Ta = 0.64-1.19, Sr = 52-220, Y = 12-18, Yb = 0.41-1.83 (рис. 2б), а также транзитных элементов: Ni - 8-11, Co - 0.8-8, Cr - 34-185, V - 3-35. В отличие от пород эзоп-ямалинского комплекса содержания лантаноидов в образованиях унериканского комплекса близки, но не превышают, содержания таковых в базальтах океанических островов (рис. 2а).

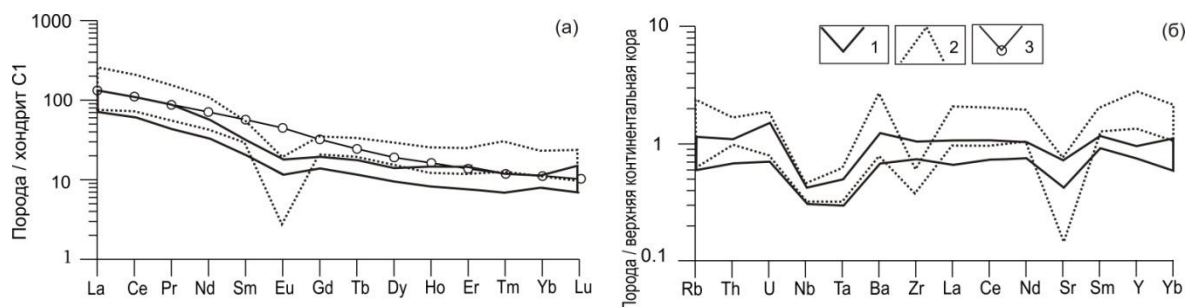


Рис. 2. Концентрации редких элементов в породах унериканского (1) и эзоп-ямалинского (2) комплексов нормированные к составам хондрита (а), континентальной коры (б). 3 – состав ОИВ. При пересчете, использованы состав хондрита по [14], состав континентальной коры по [13].

Таким образом, для пород этих зон характерно наличие четко проявленных Ta-Nb и Sr минимумов и максимумов по Ba. Но в вулканитах унериканского комплекса, по отношению к породам эзоп-ямалинского, повышены содержания Zr, а содержания таких элементов как Rb, Th, U, Ba, Y, Yb и лантаноиды - понижены. Следует отметить, что в породах унериканского комплекса содержания редких элементов почти не превышают таковые в составе верхней континентальной коры, тогда как в вулканитах Эзоп-Ямалинской зоны они значительно превышают эти концентрации (рис. 2б).

Анализ геохимических характеристик пород свидетельствует: распределение микроэлементов в вулcano-плутонических образованиях Унериканской и Эзоп-Ямалинской зон согласуется со схемой их распределения в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках: обогащение крупноионными элементами и LREE, обеднение высокозарядными и HREE [11]. Надсубдукционное происхождение пород этих зон подтверждается так же рядом классических диаграмм, определяющих геодинамические обстановки [12; 3].

Как было показано выше, в обеих зонах магматизм развивался в сходной геодинамической обстановке, но с разрывом во времени около 25 лет. Sr-Nd изотопно-геохимические характеристики определены для магматических пород Унериканской и Эзоп-Ямалинской зон. Породы Эзоп-Ямалинской зоны обладают достаточно выдержанными начальными Sr-Nd характеристиками: значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношения лежат в интервале 0.7076-0.7079, а значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ – в интервале 0.51228-0.51230 (или $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ от -4.3 до -4.7). Породы Унериканской зоны по своим начальным Sr-Nd изотопным характеристикам, рассчитанным на возраст унериканского комплекса ($T=120$ млн. лет), оказались близки. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ равны соответственно 0.7074 и 0.7066, а величины $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ – 0.51229 и 0.51230 (или в относительных единицах $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -3.8$ и -3.5).

Как видно из приведенных выше данных, значения изотопных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ пород этих зон весьма близки, что, вероятней всего, указывает на геохимическое сходство источников вещества, принимавших участие в образовании материнских для них магматических расплавов. При этом значительную роль в формировании расплавов, как в случае изученных пород унериканского комплекса, так и для пород Эзоп-Ямалинской зоны играло вещество континентальной коры. Однако нельзя не отметить небольшие, но лежащие за пределами аналитической погрешности, отличия в величинах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ пород этих двух зон. Для образований Эзоп-Ямалинской зоны были получены в целом более высокие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и пониженные величины $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$. Наблюдаемые отличия, по-видимому,

отражают различия Sr-Nd характеристик подвергавшегося плавлению корового субстрата: для эзоп-ямалинского комплекса это мезозойские терригенные образования Ульбанского террейна, а для пород унериканского комплекса - палеозойские вулканогенно-кремнистые и среднеюрские терригенные образования Ниланского террейна.

Заключение. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики кислых магматических пород Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса свидетельствуют о том, что их формирование происходило в близких геодинамических обстановках, которые могут быть сопоставлены с условиями андийской активной континентальной окраине. По своим Sr-Nd изотопно-геохимическим характеристикам породы Эзоп-Ямалинской и Унериканской зон весьма близки к породам Центрального сегмента активной континентальной окраины Анд ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7060-0.7080$ (среднее значение) и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.5124-0.5122$ [сводка по 10]), что позволяет сделать вывод о том, что материнские магматические расплавы были образованы за счет плавления вещества континентальной коры различного возраста и состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 13-05-12043-офи-м).

Литература

1. Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. / Ред. Махинин А.В. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002.
2. Агафоненко С.Г., Асмолова Е.И. Особенности внутреннего строения вулканогенных толщ верхнего течения реки Селемджа // Корреляция мезозойских континентальных образований ДВ и Вос. Забайкалья. Чита: ГГУП "Читагеолсъемка". 2000. С. 58-59.
3. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т.11. № 4. С. 363-380.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. 2006
5. Дербек И.М., Сорокин А.А., Агафоненко С.Г. Геохимические особенности кислого магматизма северо-западного фланга Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Эзопская и Ям-Алинская зоны) // Тихоокеанская геология. 2008. №1. С. 61-71.
6. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулcano-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады АН. 2008. Т.419. №1. С.95-99. Дербек и др., 2008;
7. Дербек И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Доклады АН. 2008. Т.418. №2. С.221-225. Дербек и др., 2008;
8. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулcanoплутонического пояса (Приамурье). Геология и геофизика. 2010. Т.51. №4. С. 473-485.
9. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сальникова Е.Б., Дербек И.М., Котов А.Б., Яковлева С.З. Геохронология риолитов унериканского комплекса восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса (Дальний Восток). // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6-8 июня 2006. Москва. Т.2. С.311-314.
10. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ. 1997. 319 с.
11. Ayers J. Trace element modeling of aqueous fluid – peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 132. P. 390-404.
12. Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.
13. Taylor S.R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. Chapter 2. 379 p.
14. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D. & Norry M.J. Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. 1989. P. 313-345.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В ПАРАМЕТРАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В.И. Джурик, С.П. Серебренников, А.Ю. Ескин, Е. В. Брыжак, А.Н. Шагун

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Исследования по вопросам проявления сейсмичности проводились нами ранее в различных климатических зонах Сибири и Монголии [1,2]. Использовались, в этом случае, для сравнительного анализа макросейсмические и расчетные характеристики. В настоящей работе, в развитие исследуемых задач, рассмотрены вопросы методики оценки проявления прогнозной сейсмичности, в параметрах сейсмических воздействий, на примере участков строительства Кимкано-Сутарского ГОКа, расположенного на территории Еврейской автономной области в зоне распространения островной мерзлоты.

Высокий сейсмический потенциал региона в целом и площадок строительства обусловлен присутствием здесь высоко активной тектонической структуры - Танлу-Курский линеймент, представленный как система крупных глубинных разломов. Наиболее сильные сейсмические события (магнитуда до 8,5, интенсивность сейсмических сотрясений до 12 баллов) расположены в южном фрагменте разлома на территории КНР. [7]. Северная часть разлома также относится к областям с повышенной сейсмической активностью. Сейсмические сотрясения здесь оцениваются в 6-8 баллов. Сейсмическая активность практически на всем протяжении разлома является основой выделения линейной зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с магнитудой 7,5 и построения карты общего сейсмического районирования Российской Федерации [3]. В пределах исследуемой площади данной зоне соответствует магнитуда $7,0 \pm 0,2$. Основные параметры сейсмических событий региона, произошедших в инструментальный период наблюдения, имеют следующие показатели: глубина очага – 20-30 (до 40 км), механизм очага – взбросо-сдвиг, наиболее сильные землетрясения (в радиусе 0-100 км) имеют следующие параметры: магнитуда (М) – 5,4-5,8; энергетический класс (К) – 14 [4-5].

Для дальнейшего анализа проявления сейсмичности на конкретных участках, ее исходное значение принимается по карте А [3] - 8 баллов, с указанной вероятностью 500 лет. Для выявляемых общих закономерностей проявления сейсмичности и оценке относительных величин параметров, характеризующих ее прогнозные изменения от установленного уровня для конкретных территорий, особые значения имеют данные о строении и состоянии геологической среды исследуемой территории. В таком направлении и будет представлена принятая нами методика работ и полученные результаты исследований.

Для комплексной оценки параметров сейсмических воздействий, на представляемых участках строительства Кимкано-Сутарского ГОКа (обогадительной фабрики, дамбы хвостохранилища и трассы оборотного водоснабжения обогадательной фабрики), необходимы сведения о количественной оценке параметров движения грунта на случай сильных землетрясений. Это, прежде всего, сейсмическая опасность в баллах, максимальные ускорения колебаний грунтов, преобладающий период колебаний, резонансные частоты рыхлой толщи, амплитудно-частотные характеристики грунтов и их основные характеристики. В свою очередь для их получения требуется задание исходного сигнала (с учетом зон ВОЗ и параметров очага), построение необходимого числа сейсмических моделей и проведение теоретических расчетов [2]. Последние, даются для конкретных территорий в виде обобщенных сейсмических моделей.

Отмеченные данные, получены путем сейсмогеологических исследований и результатов инструментальных измерений: геофизических (сейсморазведочные, электроразведочные), сейсмометрических (регистрация микросейсм) и проведения теоретических расчетов. Использование данных этого комплекса и данных о строении и состоянии геологической среды

исследуемых территорий приводит к возможности оценки необходимых параметров сейсмических воздействий.

Основные результаты, выбранной и реализованной методики представляются в наглядной форме на двух рисунках: карты-схемы районирования параметров основных сейсмических воздействий (Рис. 1) и инженерно-сейсмологического разреза по участку строительства дамбы хвостохранилища (Рис.2).

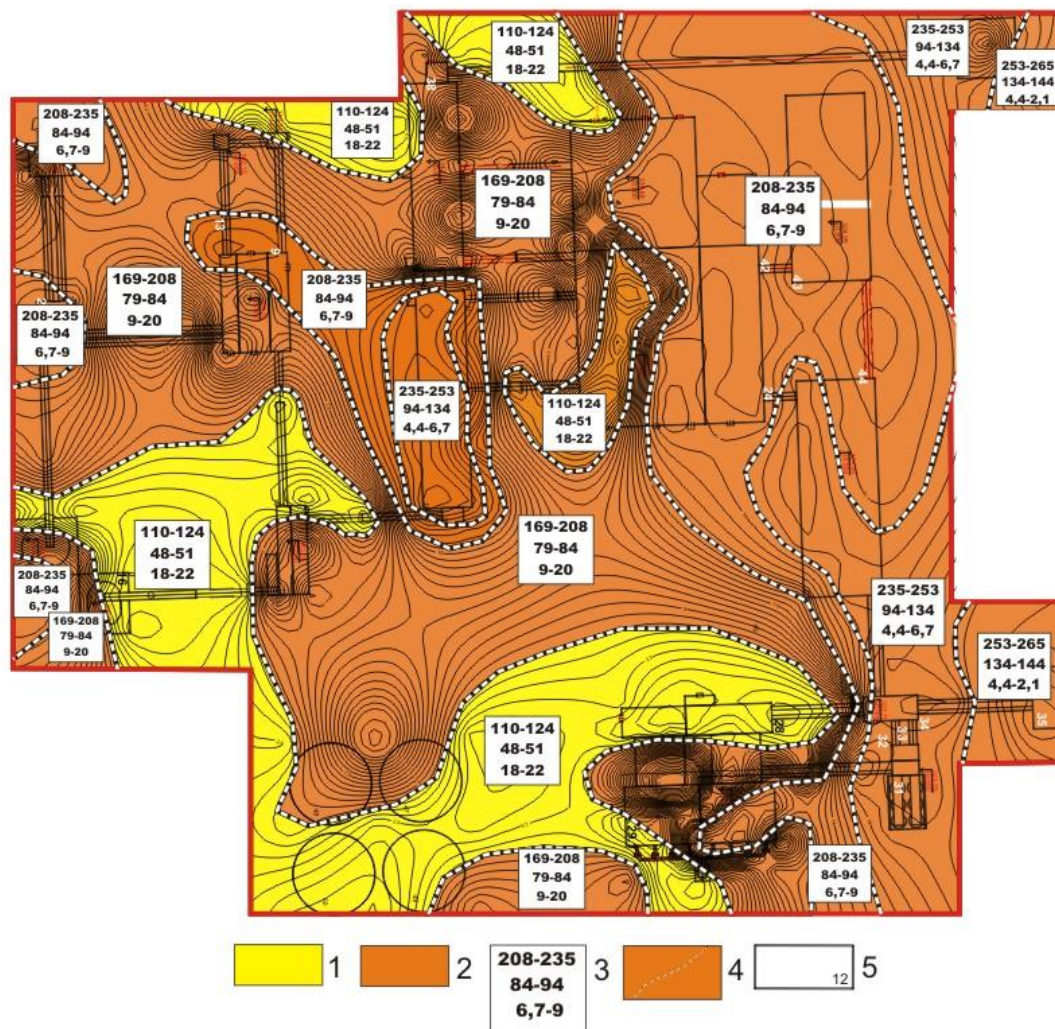


Рис. 1. Карта-схема районирования параметров основных сейсмических воздействий на территории строительства ГОКа.

1 – 7 балльная зона; 2 – 8 балльная зона; 3 – верхнее значение – максимальные ускорения (см/с^2) для компоненты (EW), среднее значение – максимальные ускорения (см/с^2) для компоненты (Z), нижнее значение – резонансные частоты рыхлого слоя (Гц); 4 – границы участков с различными значениями сейсмических воздействий.

В отношении инженерно-геологических сведений, необходимых для общего понимания сложности их учета, для решения поставленных задач, отмечаются следующие. На участках вскрыты и подтверждены бурением отложения аллювиального (долины ручьев) и элювиально-делювиального (повышенные формы рельефа) комплексов. В состав склоновых формирований входят супеси, пески, дресва, щебень, их объемная масса $1,8\text{--}1,9 \text{ т/м}^3$. На первых террасах склонов, по данным бурения и электроразведки, отмечена мерзлота мощностью до 12 м, а на южных фрагментах склонов она отмечена только до 2 метров. В долине ручья (центральная часть плотины) рыхлые – аллювий (галечники, пески), элювий (супеси, дресва, щебень) и разрушенные скальные грунты подвержены полному промерзанию (данные бурения до 20 м),

их объемная масса меняется в значительных пределах от 1,8 до 2,2 т/м³. Льдистость мерзлых грунтов в пределах русла ручья отмечена как отдельными включениями, так и льдом-цементом.

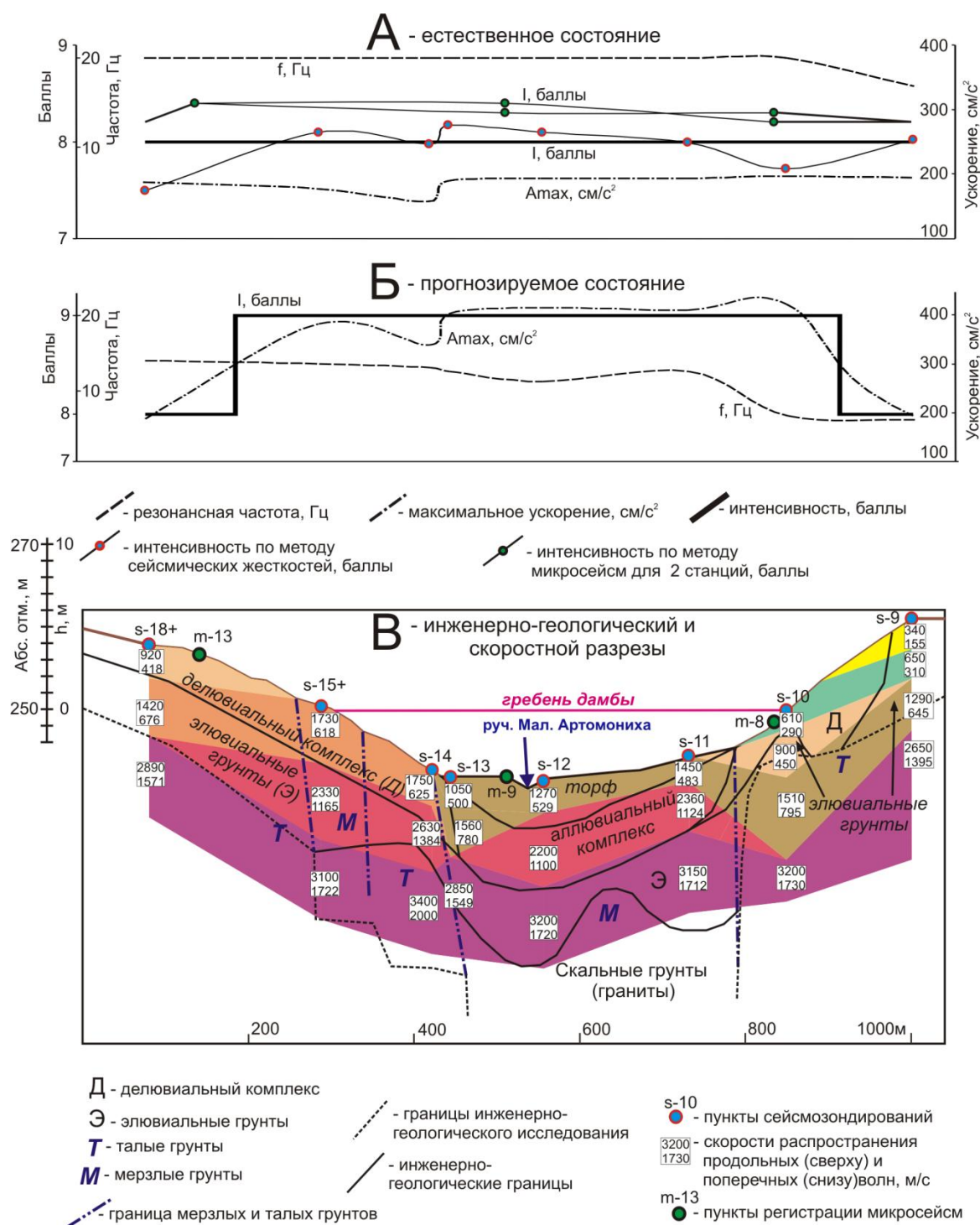


Рис. 2. Инженерно-сейсмологический разрез по участку строительства дамбы хвостохранилища.

По своему состоянию это пластично-мерзлые грунты их температура близка к нулю и на глубине нулевых ее колебаний оценивается в центральной части дамбы не ниже $-0,5^{\circ}\text{C}$. Присутствие воды обнаружено в сезонно-талом слое в русле ручья и возможно, при сезонном оттаивании, на склонах дамбы. Скальные грунты представлены гранитами с различной степенью прочности, расположенные с глубины от 10 (на склонах) до 20 метров в долинах, их объемная масса по данным инженерно-геологических исследований и принятая нами для дальнейших расчетов равна 2,5-2,7 т/м³.

Для построения карты сейсмического микрорайонирования ГОКа (Рис.1) были получены все необходимые сведения в достаточном объеме. Основой построения карты СМР служили инженерно-геологическая карта и карта мощности рыхлых отложений. Районируемая территория разделяется на две зоны с сейсмической опасностью 7 и 8 баллов. Ускорение колебаний поверхности грунтов на случай сильных землетрясений, на площадке меняется для горизонтальной компоненты (NS) от 110 до 265 см/с², для вертикальной (Z) от 48 до 144 см/с².

Сейсмическая опасность дамбы для естественного состояния грунтов оценивается по инструментальным методам [2] однозначно в 8 баллов (Рис.2), максимальные ускорения для вероятных сильных землетрясений могут меняться от 158 до 196 см/с² – NS и от 77 до 98 см/с² – Z, резонансные частоты больше 17 Гц. В то же время, проведен прогноз изменения сейсмической опасности основания дамбы, связанный с вероятностью деградации мерзлоты в результате строительства - при заполнении хвостохранилища грунты в основании дамбы по всей ее длине перейдут в водонасыщенное состояние [1].

На случай первичного заполнения дамбы хвостохранилища, деградации мерзлоты и поднятия УГВ до отметки ее заполнения, прогнозируются следующие параметры сейсмических воздействий. Приращения балльности по отношению к «этalonу» по методу сейсмических жесткостей [5] меняется от 1,2 до 2,17 баллов. Сейсмическая опасность в баллах находится в интервале 8,22-9,17 баллов, а сам участок строительства дамбы разделяется на 8 и 9 баллов. Максимальные значения ускорений для NS компоненты для сильных землетрясений - от 187 до 424 см/с², для Z - в интервале 81-205 см/с², резонансная частота верхнего слоя ожидается на частотах 13,4-20 Гц. Основные максимумы спектров ускорений приходятся на частоты 2,49 и 2,54 Гц, а их максимальные значения находятся в интервалах 43,5-92 и 18,7-46,0 см/с – соответственно для компонент NS и Z.

Таким образом, приведены краткие сведения, характеризующие сейсмотектонику и сейсмичность района, инженерно-геологические и мерзлотные условия. Предложен комплексный подход к реализации прогноза сейсмических воздействий для естественного состояния грунтов и, для прогнозируемого, с учетом деградации мерзлоты в результате строительства. Дана прогнозная оценка проявления сейсмичности для планируемых строящихся сооружений, в пределах активной тектонической структуры Танлу-Курского линеамента с учетом состояния грунтов.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 14-05-00200 и 14-05-31359

Литература

1. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Дреннов А.Д. Изучение динамики сейсмического риска в условиях эволюционирующей криолитозоны //Тихоокеанская геология. Хабаровск: Российская Академия Наук, ДО РАН. 2004, том 23, №1. С. 108-115.
2. Джурик В.И., Серебrenников С.П., А.Ф. Дреннов. Оценка влияния природно-техногенных факторов на проявление сильных землетрясений в пределах криолитозоны //Криосфера Земли. Т.8, . №2, 2004. С. 40-47.
3. Карта ОСР-97 «Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М: Министерство науки и технологий Российской федерации, 1999. 57 с.
4. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. О предельной силе землетрясений и проблеме сейсмического районирования Дальнего Востока. – Вулканология и сейсмология, 1987, №1, С.76-84.
5. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность // Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию М.: Наука, 1988. 300 с.
6. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск, Наука, 1989, 128с.
7. Lu Yuafu, Yu Hongnian, Ding Yuwen, Gingleong et al. Changing stress field in the middle segment of the Tanlu fault zone, eastern China. Tectonophysics // 1983, V. 93, №3/4. P. 253-270.

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

В.С. Жижерин, М.А. Серов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Количественная оценка современных движений и деформаций земной коры необходима для безопасного ведения человеком хозяйственно-экономической деятельности в массивах горных пород и на земной поверхности, т.к. даже на весьма небольших участках имеют место деформационные процессы различного периода и амплитуды которые представляют серьезную опасность для крупномасштабных инфраструктурных объектов, оказавшихся в зоне влияния подвижных тектонических структур. Наибольшему риску подвержены протяженные объекты, такие как магистральные нефтепроводы и газопроводы, мосты, плотины и т.п., которые, в силу своего размера могут пересекать множество тектонических нарушений разных рангов. [4]

Геодинамический полигон на территории верхнего Приамурья простирается в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки BERK 124.77 в.д. 56.53 с.ш. (координаты даны во всемирной геодезической системе WGS-84). Таким образом, полигон представляет собой по размеру весьма незначительную область в пределах тройного сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), Сибирской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. На более детальном уровне он отражает взаимодействие тектонических единиц Аргуно-Мамынского массива (АММ) и Селенга-Станового складчатого пояса (СССП) входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, Становой гранит-зеленокаменной области (СГЗО) Алдано-Станового щита Сибирской платформы, и Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), относящегося к Тихоокеанскому складчатому поясу.

С тектонической точки зрения регион находится в области сочленения Алдано-Станового щита и Амурского супертеррейна. МОСП, разделяющий вышеуказанные геоблоки, с геологической точки зрения является шовной зоной, которая разделяет разновозрастные структуры различного класса, участвующие в строении геоблоков. Неоднократное проявление орогенно-магматических эпизодов в истории развития региона обусловило его складчатоглыбовое блоковое строение с крупномасштабными ареалами развития гранитоидного магматизма. Анализ сейсмических и гравиметрических данных, позволяет сделать заключение о наличии в пределах исследуемого региона высокоамплитудных сдвиговых перемещений, в том числе и происходивших на неотектоническом этапе. [2]

Современные спутниковые технологии являются на настоящий момент основным средством исследования движений и деформаций как локального, так и регионального и глобального масштабов, причем как природного, так и техногенного характера. Уровень их точности достаточен для фиксации деформаций в пределах внутриконтинентальных районов Азии, как показано в [3].

На территории верхнего Приамурья геодинамический GPS полигон был заложен в 2007 году и первоначально состоял из 8 пунктов наблюдений, с этого времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно расширяется (в настоящее время общее количество пунктов наблюдений - 28).

Измерения на реперных пунктах полигона выполнялись 1 раз в год, для минимизации влияния сезонных отклонений на точность позиционирования, все полевые кампании проводились в течение августа-сентября.

Полученные данные GPS-измерений обрабатывались программным пакетом GAMIT/GLOBK разработанным в Массачусетском Технологическом Институте.

Процедура обработки данных, осуществляемая этим пакетом, состоит из нескольких этапов. Успешное выполнение которых, позволяет на заключительном этапе после объединения

обработанных данных полевых измерений за несколько лет получить окончательное решение в виде скоростей смещений пунктов. [1]

Долгота	Широта	V смещения на восток	V смещения на север	E +-	N +-	Название пункта
127.69651	51.98884	23.01	-16.46	0.38	0.47	SHMN_GPS
127.52094	50.25682	24.20	-12.11	0.15	0.18	BLAG_GPS
127.43223	53.77680	24.69	-14.80	0.94	1.31	PIKA_GPS
127.28634	53.75693	23.87	-16.15	0.42	0.52	ZEYA_GPS
125.80122	53.46997	24.02	-12.91	0.33	0.42	MAGD_GPS
124.94841	55.51733	27.08	-10.16	1.38	1.78	MOGO_GPS
124.90829	54.19786	28.03	-10.83	1.82	2.61	SOSN_GPS
124.89265	54.03601	18.03	-8.42	1.71	2.26	BUGO_GPS
124.86723	56.04817	21.10	-13.69	0.61	0.85	STAN_GPS
124.77792	56.53898	16.55	-11.45	1.71	2.29	BERK_GPS
124.75001	55.15580	20.76	-11.18	0.30	0.38	TIND_GPS
124.64629	54.53792	21.43	-11.25	0.57	0.71	DJEL_GPS
124.55275	53.75360	22.22	-12.77	0.28	0.36	TALD_GPS
124.46386	54.29473	29.44	-17.83	0.82	0.98	SOLO_GPS
124.20405	55.21324	30.00	-14.50	0.38	0.49	KUVI_GPS
124.11142	53.97526	24.12	-15.52	0.29	0.37	SKOR_GPS
123.80507	54.56289	28.89	-17.31	3.31	4.86	ANOS_GPS
123.78140	54.26377	21.15	-15.80	2.29	2.91	TAHT_GPS
123.20081	55.35258	23.74	-7.01	1.13	1.45	URKI_GPS
122.91145	54.03544	24.37	-11.98	0.32	0.43	URUH_GPS
122.73162	54.27598	18.09	-24.48	3.63	4.96	PUTA_GPS
122.17845	54.59407	19.19	-21.54	3.67	5.08	NYUK_GPS
121.96629	53.99421	21.99	-13.23	0.67	0.85	EROF_GPS

Таблица 1. Смещения пунктов геодезической сети Верхнего Приамурья.

Интерпретация полученного поля скоростей смещений GPS пунктов.

Аргуно-Мамынский блок.

Смещения точек расположенных в пределах АМБ указывают на его кинематическую целостность, что также подтверждается сейсмологическими данными. Установленная кинематика блока позволяет отнести его к стабильной части Амурской плиты. Остальные блоки, рассматриваемые в исследовании, скорее всего, представляют собой коллаж тектонических структур, образованный в результате взаимодействия Северо-Азиатской и Амурской плит, и представляющий собой некоторую буферную зону, в пределах которой реализуются тектонические напряжения, продуцируемые режимом косоугольного сжатия указанных плит.

Западная Становая область.

Относительно АМБ смещается на юго-запад с довольно высокой скоростью 10-15 мм/год. В поле сейсмичности наиболее активными являются южная и северная границы области, в то время как центральная часть характеризуется умеренной сейсмичностью, а западная часть практически асейсмична. Это позволяет говорить о значительной степени тектонической общности входящих в нее блоков.

Клиновидная форма области, закономерное уменьшение выделяемой сейсмической энергии с востока на запад, возрастание в том же направлении значения мощности литосферы и пониженные значения аномалий силы тяжести совместно с ее кинематическими характеристиками указывают на тектоническую жесткость западной части и ослабленность восточной. Такая структура могла образоваться в ситуации, при которой сжатие западной становой области изначально началось на ее западном фланге и постепенно распространялось на ее восточное обрамление.

Восточная Становая область.

Векторное поле смещений точек области неоднородно. Наблюдается постепенное сокращение восточной компоненты векторов смещения точек с юга на север. Смещения точек принадлежащих Илиханскому блоку указывают на значительную степень внутриблоковой дифференциации зафиксированных смещений. Зоны интенсивных деформаций земной коры отчетливо картируются максимумами плотности выделения сейсмической энергии.

Монголо-охотский блок.

Внутри блока значительных сжимающих напряжений не выявлено, наоборот внутриблоковая кинематика говорит о развитии деформаций растяжения. Относительно окружающих его блоков наблюдается интенсивное сжатие до 15 мм/год на южном обрамлении центральной части блока, и слабое первые мм/год растяжение вдоль северной границы блока. Такая картина распределения напряжений фиксируется и в поле сейсмичности.

Выводы:

Поле скоростей смещений пунктов геодезических измерений указывает на кинематическую целостность Аргуно-Мамынского массива Центрально Азиатского складчатого пояса. На современном этапе эволюция массива происходит в условиях его тектонической общности с центральной частью Амурской литосферной плиты.

Тукурингская, Желтулакская, Гилюйская и Становая разломные зоны характеризуются значительными скоростями смещений на своих бортах, соотносимыми с величинами достаточными для возникновения катастрофических землетрясений.

Литература

1. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2010. 48 p.
2. Tectonic map of of the central asian - pacific belts junction area. Scale 1:1500000. Compiled by L.P. Karsakov and Zhao Chunjing, Khabarovsk-Shenyang, 2001.
3. Антонович К.М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. М.: ФГУП «Картгеоцентр», 2005. Т1. 334 с.
4. Нелинейная механика геоматериалов и геосред / Отв. ред. Л.Б. Зуев ; Рос. акад. наук, Сиб. отделение, Ин-т физики прочности и материаловедения ; ООО "Горный-ЦОТ". – Новосибирск : Академическое изд-во "Гео", 2007. – 235 с. –ISBN 978-5-9747-0108-5 (в пер.).

РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮГА РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

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

Введение. Рассматриваемая территория включает прибрежную часть континента от Магадана до Владивостока, Охотоморский и Япономорские регионы. В тектоническом отношении – это коллаж разновозрастных тектонических структур, включающий относительно стабильные кратоны и массивы, аккреционно-коллизийные системы, вулcano-плутонические пояса, рифтогенные системы [4]. Геолого-геофизическая изученность региона неравномерная, наиболее изученными регионами является Хоккайдо-Сахалинская и Сихотэ-Алинская аккреционно-коллизийные системы. Особенности их геодинамического взаимодействия являются предметом изучения многих исследователей [1,2,4,7,]. Разрывная тектоника является индикатором этого взаимодействия. Как для отдельных структур, так и для их композиций составлены тектонические карты (схемы), сопровождающиеся том числе и схемами разрывной тектоники. Составлялись они в разное время и разными авторами и на разной фактурной основе.

Цель данных исследований - составить карту разрывной тектоники области сочленения океан – континент на единой информационной основе, путем интерпретации особенностей гравитационного поля.

Методика. В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых – это площадная информация, равномерно покрывающая и континентальную и морскую часть территории. Во-вторых – гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В третьих в гравитационном поле блоковая делимость литосферы отражается достаточно надежно, а межблоковые границы достаточно контрастно проявлены. Исходя из гипотезы всеобщей относительной подвижности концентрических оболочек Земли, согласно которой “...каждая из оболочек составляет автономную динамическую систему [6] можно предположить, что структурный план на разных уровнях литосферы будет различаться. Поэтому исследования были нацелены на разноуровневый анализ поля. Для этого использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [3]. По результатам обработки исходной информации поля для разных уровней построены схемы дизъюнктивной тектоники, определены статистические характеристики поля, выполнено статистическое зондирование, которые позволяют изучить взаимодействие разрывных структур континента и океана на разных глубинных уровнях.

Результаты работ

Структурная особенность низкочастотной составляющей поля, отражающей неоднородности поля на глубинах 120км заключается в том, что для этого уровня преобладающим направлением разрывных структур является северо-восточное и меридиональное (Рис.1А). Северо-восточное направление приурочено к широкой области перехода от низкоплотной к высокоплотной литосфере, а меридиональное - представляет собой относительно узкое внедрение низкоплотной литосферы по меридиану 142° (Сахалин-Хоккайдо). По уровню поля территория делится на два блока: северо-западный пониженной плотности и юго-восточный – повышенной. Граница проходит по линии 42° на западе и 50°с.ш. на востоке. На глубине 90-100км северо-восточный разлом (продолжение Пограничного) срезает меридиональный, разворачивая его северную часть на северо-запад [4]. На уровне 60-70км четко оформляется северо-западная структура простирающаяся от Курил до Джугджура, а на более высоком уровне уже в коре в пределы Алданской плиты. В эту структуру входит большая часть Сахалина от залива Анива на север и прибрежная часть Сихотэ-Алиня. В дальнейшем происходит формирование серии оперяющихся северо-восточных систем, которые в свою

очередь делят тело самой плиты на блоки[4,7]. На этом уровне обособляется Восточно-Сихотэ-Алинский блок, в связи с которым формируется север-северо-восточная система нарушений. На глубине 10-15км на севере вдоль Охотского побережья начинает проявляться субширотная система разломов. На глубине 5-7км четко выделяется северо - восточная Шантарская система разломов, связанная, вероятно, с молодым кайнозойским рифтогенезом [1]. На этом уровне зарождается запад-северо-западная система нарушений, простирающаяся от Камчатки до Алданского щита.

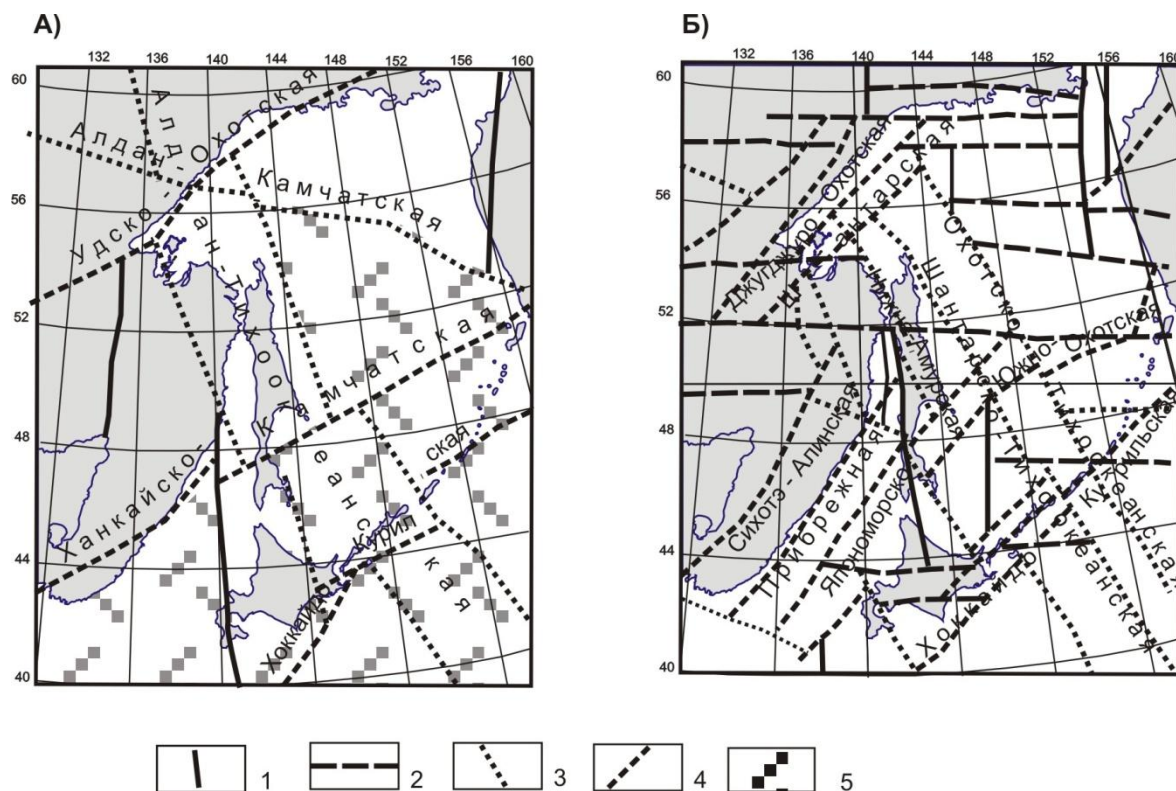


Рис.1 Проявленность разрывной тектоники в разночастотных аномалиях гравитационного поля на уровне 60 км

А) в низкочастотных аномалиях; Б) в высокочастотных аномалиях;

Системы разрывных нарушений разных направлений: 1 – меридиональные; 2 – широтные; 3 – северо-западные; 4 – северо-восточные; 5 - предполагаемая область океанической литосферы.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов указанной территории на основе низкочастотных аномалий показало, что на самых глубинных горизонтах доминируют меридиональная и северо-восточная системы разрывных структур, которые на более высоких горизонтах, трансформируются в результате формирования северо-западной, а на самых высоких горизонтах еще и запад-северо-западной.

В поле высокочастотной составляющей указанные дизъюнктивные системы проявляются более густой сетью нарушений (рис1Б). Преобладающим направлением разрывных структур этой части территории в океане – северо-западное, разделенных на блоки северо-восточными разломами. Фоном как для континента так и океана является субширотная система нарушений. Северо-западная часть территории, как на континенте, так и в пределах Охотского моря в интенсивности поля выражена как единая структура, в пределах которой выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии с некоторым понижением интенсивности с запада на восток. Это указывает на то, что для этой территории в целом, вероятно, характерна континентальная литосфера. Отрицательные локальные аномалии здесь отражают конструктивные процессы в литосфере (Становой, Баджальский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Камчатский минимум) связанные с орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Положительные аномалии, отражающие деструктивные процессы в

литосфере (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро). Указанная выше граница раздела четко фиксируется в дисперсии поля, на карте которой территория делится на две области – с высокой на юге и низкой на севере дисперсией. Соответственно субширотная система сформировалась позже уже в пределах этого блока.

От острова Хоккайдо до 52°с.ш Северного Сахалина, вдоль Западно-Сахалинского поднятия проходит меридиональная система разрывных нарушений. Она разделяет Сихотэ-Алинскую север-северо-восточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной структурой [2,5]. В дисперсии – это узкая зона пониженной дисперсии, а в ассиметрии и эксцессе – линейные максимумы. По восточному побережью Сахалина от полуострова Шмидта по 142 – му меридиану южнее о-ва Хоккайдо протягивается зона повышенной дисперсии, что вероятно может быть обусловлено проявлением магматизма и высокой тектонической расслоенностью в склоновой области впадины Дерюгина.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов на основе высокочастотных аномалий показывает, что на более глубоких горизонтах лучше проявлена ортогональная система нарушений, а к поверхности все большее значение приобретает диагональная. Причем если широтная является фоном для всей территории, то меридиональная имеет более локальную проявленность: в пределах морской акватории – это хоккайдо-сахалинское, камчатско-магаданское направления, а на континенте – южно-верхоянское. Для диагональной системы северо-восточные направления преобладают на более глубоких горизонтах, а чем ближе к поверхности тем большее значение приобретает северо-западное.

Совместный анализ палеодинамических построений [8] с результатами настоящих исследований показывает, что картируемые тектонические системы являются долгоживущими – это тектонические системы на границе современных и палеоплит. Так главная Хоккайдо-Сахалинская система существовала уже с позднего триаса и являлась границей между океанической плитой Фараллон и Сино-Корейской и Сибирской плитами, а затем в мелу между плитой Изанаги и Азиатской плитой, которая образовалась в результате объединения Сино-Корейской и Азиатской плит, в палеоцене и миоцене это граница между Охотской и Азиатской плитами. В миоцене, когда образовался единый Евразийский материк, включающий и Охотскую плиту по этой системе происходят левосторонние сдвиги, повлекшие за собой формирование в оперяющих системах рифтогенных структур Японской и Курильской впадин северо-восточного направления.

Северо-западная система начинает «работать» с нижней юры вначале как спрединговая зона плиты Фараллон, затем с верхнего мела как граница плит Изанаги и Охотоморской, вдоль которой происходят правосдвиговые перемещения последней. Однако в результате аккреции Охотской и Азиатской плит эта система как бы закрывается и вновь «оживает» уже в миоцене, в связи с движением Тихоокеанской под Евразийскую и Северо-Американскую плиты. При этом движение последней плиты идет на юго-восток, за пределы современной Курило-Камчатской гряды, чем вероятно объясняется большое количество очагов литосферного разуплотнения, вероятно, являющихся останцами этой плиты.

Северо-восточные направления разрывных структур мезозойского возраста изначально характерны для континентальных плитных тектонических структур. По мере объединения континентальных плит в единую Евро-Азиатскую плиту их морфология все более усложнялась и выходит за пределы современного континента в акватории Японского и Охотского морей.

Образование широтных структур на континенте сначала обусловлено формированием Монголо-Охотской сутуры, в последующем и континентальным рифтогенезом, обусловившим широтное движение блоков Евразийской литосферной плиты к океану, а Тихоокеанской к континенту, что создало общий тренд разрывных структур широтного направления.

Таким образом историю формирования современного плана тектонических структур можно представить следующим образом. В миоцене на границе взаимодействия Амурской (Евразийской) и Охотоморской (Северо-Американской) плит с северо-восточным и с северо-западным направлением тектонических структур соответственно формируется меридиональная Хоккайдо-Сахалинская аккреционная система. По мере становления единой

плиты меридиональная система нарушений затухает и на передний план в связи орогенными континентальными процессами по значимости выдвигаются структуры северо-восточного направления, которые развиваются уже в едином Амурско-Охотоморском литосферном блоке. Южная граница этого блока проходит по Хоккайдо-Курильской разломной системе. Последующее движение Тихоокеанской океанической плиты на северо-запад привело к дальнейшей деструкции южных оконечностей этого единого литосферного блока, граница которой контролируется линией глубокофокусных землетрясений и фиксируется в дисперсии гравитационного поля. На севере эти движения привели к дальнейшему продолжению северо-западной системы нарушений на континент, захватывая весь Средний и Северный Сахалин и уходя даже в пределы Алдано-Станового щита. Дальнейшее формирование Удско-Охотской рифтогенной системы приводит к тому, что видимая связь между океаническими и континентальными структурами здесь как бы теряется. Деструктивные процессы в плиоцене привели к формированию меридиональной Хоккайдо-Сахалинской рифтогенной системы, которая проходит от острова Хоккайдо до 52°с.ш Северного Сахалина вдоль Западно-Сахалинского поднятия. Она отделяет Сихотэ-Алинскую север-северо-восточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной структурой [2] разделяя Япономорскую и Охотоморскую части Тихоокеанских структур региона. По меридиану 148° наблюдается выступ литосферы повышенной плотности, который может отражать фронт максимального продвижения Тихоокеанской плиты под Охотоморскую. На континенте с процессами деструкции связано формирование ВПП и очаговых структур, контролируемых мантийными диапирами линейного или очагового типа.

Выводы. Выполненные исследования по интерпретации аномалий гравитационного поля позволили:

- выделить основные системы литосферных дизъюнктивных структур области сочленения континент-океан в пределах юга Дальнего Востока России;
- выявить глубины их максимальной выраженности;
- проследить изменение структурного плана на разных глубинных уровнях;
- выявить особенности плотностных характеристик литосферы области сочленения континент-океан, позволяющих оценить проявленность конструктивных и деструктивных процессов в разрезе литосферы отдельных территорий региона.

Литература

1. Геология и нефтяноносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др.) Владивосток: ДВО РАН. 2002. 148с.
2. Гранник, В. М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Автореф. дис. доктора геолого-минералогических наук: 25.00.01 / Дальневост. геол. ин-т ДВО РАН Владивосток, 2006. 37 с.
3. Никитин А.А., А.В. Петров Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании».2010.114 с.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М.(Отв. редакторы Н.А.Богданов, В.Е.Хаин). Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М. 2000. 193с.
5. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сборник научных статей. Вып.4/ Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. 2004. С.10-20.
6. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 308. – № 6. – С. 1437–1440.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. – М.:Научный мир. 2010. 276с.
8. Shigenori Maruyama, Yukio Isozaki, Gaku Kimura and Masaru Terabayashi
9. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present/ Orogeny of the Japanese Islands.Selected papers from « The Island Arc» Vol.5-6 (1997).

НЕФТЕГОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27(28).05.1995

А.Ю. Полец, Т.К. Злобин

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

В ночь с 27 на 28 мая 1995 года в 1 ч. 03 мин. 56 с. по местному времени (27 мая в 13 ч. 03 мин. 56 с. по Гринвичу) в северно-восточной части острова Сахалин, произошло сильное землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 7.2$. Его эпицентр находился вблизи поселка городского типа Нефтегорск. Очаг землетрясения залегал на глубине 11 км. Поселок Нефтегорск был полностью разрушен, почти 2000 его жителей погибли [1].

Для изучения особенностей развития сейсмического процесса в очаговой области Нефтегорского землетрясения 28 мая 1995 г. применялся инверсионный метод Kikuchi, Kanamori [2], позволяющий комплексно определять механизм очага, скорость распространения разрыва и др. Основной источник сейсмограмм – мировой центр данных IRIS. [3]. Согласно сейсмологическим данным начало развития очага происходило с юга на север. В очаговой области обнаружены две зоны характеризующие развитие очага. Максимальное смещение более 4 метров произошло на глубине 12 км.

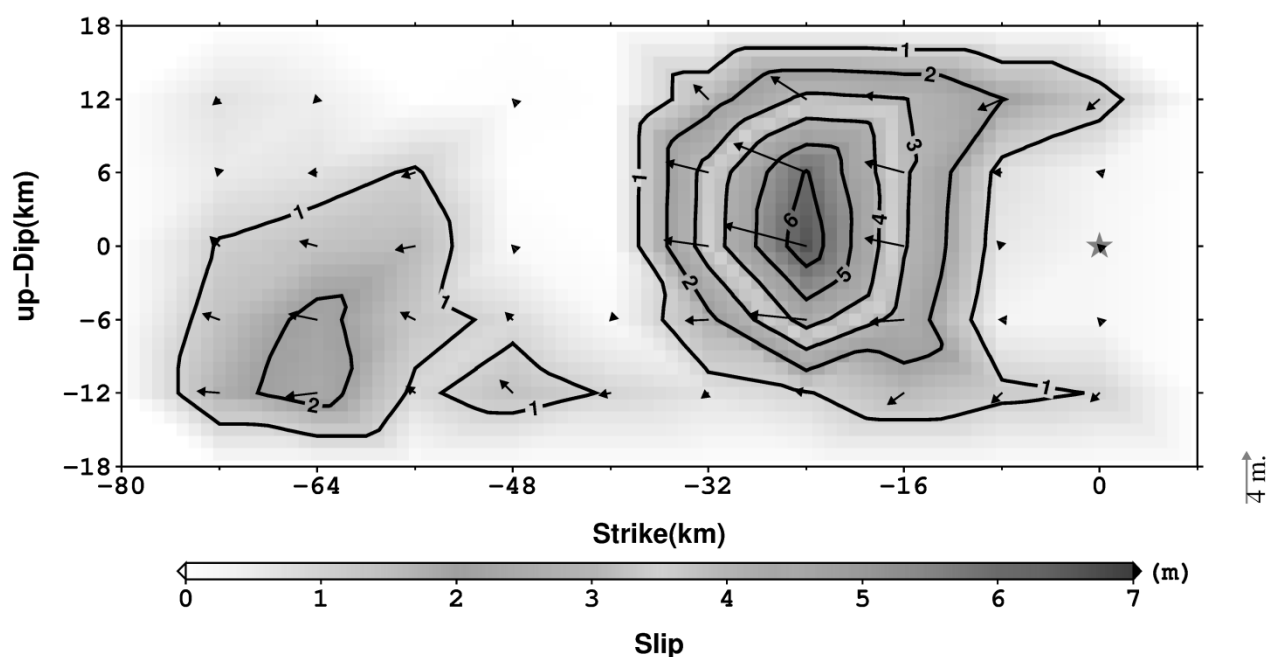


Рис. 1. Развитие фронта разрушения и амплитуды смещения вдоль очаговой плоскости Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г.

Работа поддержана грантом ДВО РАН 14-III-B-08-057

Литература

1. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Спец. выпуск. – М., 1995. –с. 236.
2. Kikuchi, M., H. Kanamori, and K. Satake (1993), Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: Evidence for a slow after-slip event // J. Geophys. Res. 1993. 98. 15797– 15808. doi:10.1029/93JB01568.
3. <http://www.iris.edu/>

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ЭПОХ ТЕКТОГЕНЕЗА

А.А. Пушкин, В.С. Римкевич

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

По современным представлениям Земная кора состоит из литосферных плит, плавающих по поверхности мантии, напоминающей по своим свойствам, запяченное яблоко. Движущей силой литосферных плит являются конвекционные процессы, происходящие в мантии. Зарождение конвекционного потока происходит в ядре под действием Архимедовых сил [1], в момент опускания фрагментов более плотного вещества из мантии. Таким образом, происходит взаимодействие вещества ядра и мантии.

Тектонические явления на Земле, связанные с перемещением плит и приводящие к складкообразованию и возникновению гор, периодичны и имеют период немногим более 100 млн лет и, по-видимому, связаны с обращением нашей галактики [2]. В случае, если орбита Солнечной системы в её движении вокруг центра галактики является эллипсом с заметной величиной эксцентриситета, такая периодичность может объясняться различным удалением от центра галактики в афелии и перигелии. Однако, если орбита все-таки, как считается в настоящее время, является круговой, то сила, действующая со стороны нашей галактики на Землю, практически не меняется при движении Солнечной системы по орбите. В таком случае, периодичность должна определяться космическими объектами, находящимися за пределами нашей галактики. Для того, чтобы прояснить этот вопрос, изучим объекты, окружающие нашу галактику и гравитационные поля, создаваемые ими на Земле.

Наша галактика Млечный путь (МП) входит в Местную группу галактик. Местная группа галактик [3], в свою очередь, входит в Местное сверхскопление галактик (Сверхскопление Девы [4]) размером около 200 миллионов световых лет ($1,89 \cdot 10^{24}$ м) и массой $2 \cdot 10^{45}$ кг. Напряженность гравитационного поля, создаваемого Сверхскоплением Девы в Солнечной системе, вычислим по закону всемирного тяготения

$$G_{\text{Д}} \approx \frac{6,67 \cdot 10^{-11} \cdot 18,7 \cdot 10^{44}}{(1,89 \cdot 10^{24})^2} = 3,5 \cdot 10^{-14} \left(\frac{\text{м}}{\text{с}^2} \right).$$

(1)

Наиболее крупными галактиками местной группы являются Туманность Андромеды (ТА) [5], галактика Млечный Путь (МП) [6], галактика Треугольника (Т) [7] и галактики Большого [8] и Малого Магеллановых облаков [9] (БМО и ММО). Напряженность гравитационного поля местной группы галактик, создаваемая в Солнечной системе, складывается из полей этих галактик.

Радиус орбиты Солнечной системы, т.е. расстояние до центра галактики, составляет 27 тыс. световых лет, Диаметр галактики 100000 световых лет, т.е. Солнечная система находится на расстоянии чуть большем половины радиуса галактики от её центра. Период обращения Солнца вокруг центра Галактики считается равным 230 млн лет.

По современным данным в центре МП находится сверхмассивная черная дыра с массой $4,3 \cdot 10^6$ масс Солнца. В центре черной дыры находится радиоисточник, звезда Стрелец А. Масса галактики составляет $3 \cdot 10^{12}$ солнечных масс или $6 \cdot 10^{42}$ кг. Массу внутренней части галактики радиусом 26000 св.лет оценим, полагая плотность звездного вещества равномерно распределенным по галактическому диску радиусом 50000 св.лет. Тогда она будет приблизительно равна $6 \cdot 10^{42} \cdot (26/50)^2 = 1,6 \cdot 10^{42}$ кг.

Поскольку применение закона всемирного тяготения к вычислению напряженности гравитационного поля, создаваемого Галактикой МП в Солнечной системе, недопустимо, вычислим её с использованием теоремы Гаусса, принимая расстояние до центра галактики $R = 27000 \cdot 9,46 \cdot 10^{15} = 2,55 \cdot 10^{20}$ м, а расстояние до центральной плоскости $H = 10 \cdot 31 \cdot 10^{15} = 3,1 \cdot 10^{17}$ м, которая дает следующий результат

$$G_{МП} = \frac{\gamma * M_{МП}}{2\pi * (R^2 + R * H)} \approx \frac{6,67 * 10^{-11} * 1,6 * 10^{42}}{2\pi * (2,55^2 * 10^{40} + 2,55 * 3,1 * 10^{37})} = 2,6 * 10^{-10} \left(\frac{м}{с^2} \right) \quad (2)$$

Напряженность гравитационного поля, которое создает ТА в Солнечной системе, определим по закону всемирного тяготения

$$G_{ТА} \approx \frac{6,67 * 10^{-11} * 6 * 10^{42}}{(2,38 * 10^{22})^2} \approx 7 * 10^{-13} \left(\frac{м}{с^2} \right) \quad (3)$$

Напряженность гравитационного поля, которое создает Галактика Треугольника в центре Млечного Пути, определяем по закону всемирного тяготения

$$G_T \approx \frac{6,67 * 10^{-11} * 0,9 * 10^{42}}{(2,76 * 10^{22})^2} \approx 7,8 * 10^{-14} \frac{м}{с^2} \quad (4)$$

Угол между направлениями на ТА и на Т составляет примерно $30,7^0$. Напряженность суммарного гравитационного поля созвездия Треугольника и ТА:

$$G_{ТАТ} = 7 * 10^{-13} + 7,8 * 10^{-14} * \cos 30,7^0 = 7,7 * 10^{-13} \frac{м}{с^2} \quad (5)$$

Таким образом, суммарное поле ТАТ немного больше, чем поле ТА. Полем Местного сверхскопления, которое в районе Солнечной системы более, чем в 20 раз слабее поля ТАТ, пренебрежем.

Значительным является влияние Магеллановых облаков (МО). Для расчета возьмем следующие данные: масса БМО равна $2 * 10^{40}$, а ММО – $1,4 * 10^{40}$ кг, расстояние БМО от МП равно 163 тыс. св. лет, а ММО – 193 тыс. св. лет. Поскольку облака движутся взаимосвязано и находятся близко друг от друга (в одном водородном пузыре), то рассчитав напряженности полей, создаваемых каждым из облаков, суммарное поле найдем простым сложением. При расчете рассмотрим случаи, когда Солнечная система находится на минимальном и максимальном расстоянии от облаков. В итоге, используя закон всемирного тяготения, получим, что напряженность полей, создаваемых облаками меняется от до

$$G_{МО}^{min} = 6,2 * 10^{-13} \frac{м}{с^2}, \text{ до } G_{МО}^{max} = 11,4 * 10^{-13} \frac{м}{с^2}. \quad (6)$$

Величина напряженности гравитационного поля Солнца составляет $6 * 10^{-3} \left(\frac{м}{с^2} \right)$. Эта величина значительно превосходит все рассматриваемые выше силы. Однако, при усреднении за период в 1 год эта сила обращается в нуль.

Напряженность гравитационного поля Земли в её центре в силу симметрии равна нулю, а на расстоянии 1 м от центра расчет по теореме Гаусса даёт $2,4 * 10^{-12} \frac{м}{с^2}$.

Гравитационное поле галактики МП всегда направлено к центру галактики и за период обращения Солнечной системы вокруг галактики принимает все направления от 0^0 до 360^0 .

Поле ТАТ направление изменяет в пределах от $\pm \frac{26000}{2520000} = \pm 0,6^0$, а величина силы притяжения ТАТ меняется в пределах орбиты Солнечной системы на $\pm 0,01\%$.

Поле МО направлено в сторону облаков и за интересующие нас промежутки времени в сто миллионов лет играет одно из решающих значений. Поскольку период обращения МО составляет 2300 млн лет, то МП за период обращения МО совершает около 10 оборотов.

На рис. 1 показаны проекции орбит основных космических тел, определяющих, на наш взгляд, периодичность тектонических процессов на Земле. Проведем через точки ОиР пересечения орбиты Солнечной системы с линией TS, соединяющей ТА с ядром МП (звездой Стрелец А), прямые линии MN, M1N1, KL, K1L1, перпендикулярные линии TS. Тогда взаимно-пересекающиеся прямые образуют две плоскости MNKL и M1N1K1L1, перпендикулярные линии TS. Эти плоскости разбивают траекторию МО на три области. Слева от плоскости MNKL находится область пространства, при нахождении в которой МО тянут Землю и составляющие её элементы в ту же сторону, что и ТА. Когда МО находятся справа от плоскости

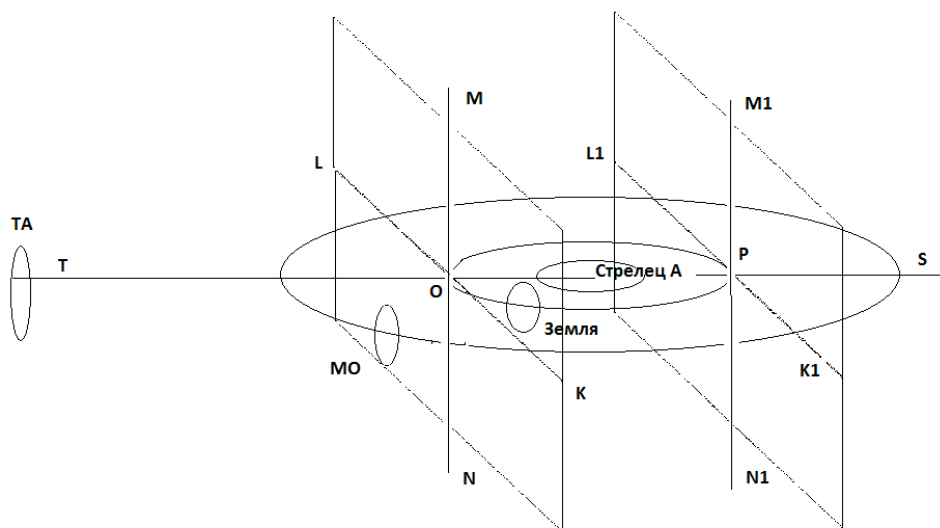


Рис. 1. Проекция орбит рассматриваемых тел на плоскость МП.

$M_1N_1K_1L_1$, то их воздействие на Землю имеет направление приблизительно противоположное воздействию TA . В области между плоскостями возможны различные взаимные положения Земли и MO .

$MNKL$ находится область пространства, при нахождении в которой MO тянут Землю и составляющие её элементы в ту же сторону, что и TA . Когда MO находятся справа от плоскости $M_1N_1K_1L_1$, то их воздействие на Землю имеет направление приблизительно противоположное воздействию TA . В области между плоскостями возможны различные взаимные положения Земли и MO .

Каков механизм воздействия полей этих космических объектов? Известно, что Земля имеет форму геоида. С точки зрения физики, внешние оболочки Земли (земная кора и мантия) представляют собой твердое тело, внутри которого находится ядро Земли. Как показывают данные измерений скоростей сейсмических волн, ядро состоит из двух частей, внешнего жидкого и внутреннего твердого.

При наличии системы, состоящей из двух твердых тел сильно отличающихся по массе (мантии и внутреннего ядра), одно из которых находится в центре полости другого, причем полость вокруг внутреннего ядра заполнена вязкой плотной жидкостью (внешним ядром), силы действующие на эти тела со стороны одного и того же поля, отличаются. Так как по второму закону Ньютона

$$F = ma, \quad (7)$$

где a – ускорение тела.

В нашем случае вместо ускорения тела выступает напряженность гравитационного поля G . Поэтому сила, действующая на тело, пропорциональна массе тела. Поскольку массы шаров различны, то и величины гравитационных сил, действующих на разные шары со стороны одного и того же тела, различны. Поскольку жесткая связь между шарами отсутствует, то под воздействием различных гравитационных сил, шары смещаются друг относительно друга, точнее внутренний шар меньшей массы отклоняется от положения равновесия.

Таким образом, под действием гравитационных сил система выходит из равновесия: малый шар (ядро Земли) смещается относительно большого (мантии Земли). При отклонении ядра от положения равновесия, возникают гравитационные силы со стороны мантии, которые стремятся вернуть ядро в положение равновесия. Но система динамична, поэтому ядро не стоит в центре Земли, а совершает колебания. Поскольку гравитационные силы, вызывающие колебания по величине и по направлению не зависят от величины смещения, а возвращающие силы зависят очень сильно, положение равновесия ядра оказывается несколько смещенным относительно центра мантии. Вокруг этого положения равновесия совершаются колебания.

Поскольку эти силы присутствуют всегда, то и колебания никогда не прекращаются. Но амплитуда колебаний зависит от взаимного положения МО и Солнечной системы. Положение ТА относительно МП, а также поле, создаваемое ТА в Солнечной системе можно считать почти не меняющимся.

В Табл. 1 перечислены эпохи тектогенеза, наблюдавшиеся на Земле, и их продолжительности [10]. Первый Гренландский этап тектогенеза характеризовался тем, что земная кора ещё не была разбита на литосферные плиты и имел протяженность более миллиарда лет. В результате его появились первые структуры земной коры в виде овалов размером 600 – 800 км. Докембрийские эпохи имели продолжительности в несколько сотен миллионов лет, фанерозойские около сотен миллионов лет. Средняя продолжительность периода тектогенеза составляет $3450/19=182$ миллиона лет. А это, в свою очередь, наводит на мысль, что продолжительность периодов тектогенеза связана с обращением Солнечной системы вокруг центра галактики МП. Отклонения от средней цифры, возможно, связаны с положением Земли относительно галактик Местной группы.

Табл.1 Эпохи тектогенеза (складчатости)

Докембрийский (гуронский) тектогенез			
Этап	Период	Период	Продолжительность
Гренландский	Катархей	5000 - 3500	1500
Белозерский	Эоархей - Палеоархей	3500 - 3050	450
Кольский	Палеоархей - Мезоархей	3050 - 2700	350
Беломорский	Мезоархей - Неоархей	2700 - 2500	200
Альгонкский	Неоархей - Сидерий	2500 - 2230	270
Карельский	Сидерий - Риасий	2230 - 1980	250
Балтийский	Риасий - Орозий	1980 - 1830	160
Гудзонский	Орозий - Статерий	1830 - 1670	160
Гуронский	Статерий - Калимий	1670 - 1480	190
Лаксфордский	Калимий – середина Калимия	1480 - 1360	180
Готский	середина Калимия - Эктазий	1360 - 1210	150
Эльсонский	Эктазий – середина Эктазия	1210 - 1090	120
Гренвильский	середина Эктазия – середина Стения	1090 - 930	160
Байкальский	середина Стения - Тоний	930 - 860	70
Делийский	Тоний - Криогений	860 - 650	110
Кадомский	Криогений - Кембрий	650 – 520	130
Салаирский	Кембрий - Силур	520 - 410	110
Фанерозойский тектогенез			
Каледонский	Силур - Пермь	410 - 260	150
Герцинский	Пермь – конец Юры	260 - 90	170
Киммерийский	Конец Юры - Палеоцен	90 - 50	40
Альпийский	Палеоцен - Кайнозой	50	0

Если бы положение галактик относительно друг друга не менялось со временем, то, вполне вероятно, что продолжительности периодов тектогенеза были бы близки к средней цифре. Реальное положение вещей таково, что только положение центров галактик МП и ТА почти не меняется, а МО обращаются вокруг центра МП, т.е. их положение хотя и медленно но меняется. Сравнивая периоды обращения $2300/230=10$, получим, что за период обращения МО Солнечная система примерно 10 раз (точное количество может зависеть от точного соотношения периодов обращения) проходит между центром МП и МО, при этом каждый раз занимая новое положение относительно ТА. Таким образом, закономерности чередования длительностей периодов тектогенеза наводят на мысль о влиянии галактик Местной группы на протекание тектонических процессов на Земле.

Литература

1. Короновский Н.В. Общая геология. – М.: издательство МГУ. – 2002. - 405с.
2. Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа. – 1989. – 528с.

3. Игорь Дроздовский. Астронет > Местная Группа Галактик (рус.). astronnet.ru. Проверено 31 марта 2009. Архивировано из первоисточника 11 мая 2012.
4. И. Дроздовский: Местное Сверхскопление.
5. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2005ApJ...635L..37R>.
6. <http://lenta.ru/news/2009/01/06/milkyway/>
7. <http://iopscience.iop.org/0004-637X/565/2/959/>
8. <http://www.nature.com/nature/journal/v495/n7439/full/nature11878.html>
9. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2005MNRAS.357..304H>
10. <http://www.garshin.ru/evolution/geology/geosphere/geotectonics/crust-structures.html>

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ПЛАНЕТАРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПРИ РАСЧЁТАХ ПО НЕПОЛНОЙ СФЕРЕ

В.Н. Сеначин, Л.М. Лютая, М.В. Сеначин

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

Гравитационное моделирование является одним из важнейших методов изучения строения тектоносферы Земли, который активно используется в настоящее время при расчётах как региональных, так и планетарных моделей. При этом, в расчётах гравитационного влияния геосреды чаще всего используются её упрощённые модели. Этому есть две причины. Первая причина – недостаток информации о строении изучаемого региона. Как правило, есть данные разрезов по одному или нескольким профилям, которые не позволяют учитывать неоднородности среды, расположенные между этими профилями. Вторая причина – трудоёмкость вычислений трёхмерных моделей, которые, к тому же должны учитывать сферичность земной поверхности.

В настоящее время в разрешении этих проблем достигнут некоторый прогресс. Накоплен большой материал по данным строения земной коры как в отдельных регионах, так и по всему земному шару в целом. На основе этого материала создаются цифровые модели земной коры. Созданы программы регионального и планетарного гравитационного моделирования, учитывающие сферичность земной поверхности. Вместе с тем, повсеместное применение программ «сферического» гравитационного моделирования оказывается не всегда целесообразным: оно требует больших трудозатрат в подготовке исходных моделей данных и значительно увеличивает время расчета. В связи с этим, становится актуальной задача: как посчитать быстрее, но с требуемой степенью точности.

Одним из способов сократить время счёта в планетарных моделях является ограничение области расчета для каждой вычисляемой точки модели. Так, если в каждой вычисляемой точке считать гравитационное влияние только в пределах области ближайшего полушария, время расчета сокращается менее чем вдвое, но уже существенно. Данный метод оправдывается тем, что гравитационный эффект удалённых объектов становится малозначимым.

Идея считать гравитационный эффект от неполной сферы, по-видимому, не нова. Так, М.К.Кабан в одной из своих работ посчитал важным отметить, что в рассчитанной им модели «при вычислении поля в каждой точке учитывались неоднородности всей Земли, вплоть до антиподов» [1, с.12].

Оценка погрешности, возникающей при неучёте влияния противоположной полусферы, была выполнена авторами на основе расчёта гравитационного влияния земной коры по данным планетарной модели Crust 2 [2]. Расчёт гравитационной модели проводился до глубины 100 км.

На рис.1. показан график распределения гравитационного эффекта, рассчитанного в точках противоположной полусферы в зависимости от широты. Эти данные показывают, что гравитационный эффект, земной коры, неохваченный расчетом дальней полусферы, уменьшается на величину от 2705 до 2686 мГал. Если в каждой точке расчёта добавить среднее значение этих величин, мы получим рассчитанное поле с ошибкой $\pm 9,5$ мГал. Данную

погрешность можно ещё более уменьшить, если учесть явную зависимость от широты, показанную на рис. 1, которая выражается приближенной формулой:

$$\Delta G_{n/c\phi} = 2694.9 + 0.1283x + 0.0001x^2,$$

где x – широта расчётной точки в градусах.

Таким образом, используя вышеприведённую формулу, можно уменьшить ошибку определения гравитационного эффекта ещё вдвое, что даёт погрешность расчёта гравитационных аномалий земной коры в пределах ± 5 мГал. Такую погрешность можно считать вполне допустимой в планетарном и, вероятно, в отдельных случаях - в региональном гравитационном моделировании.

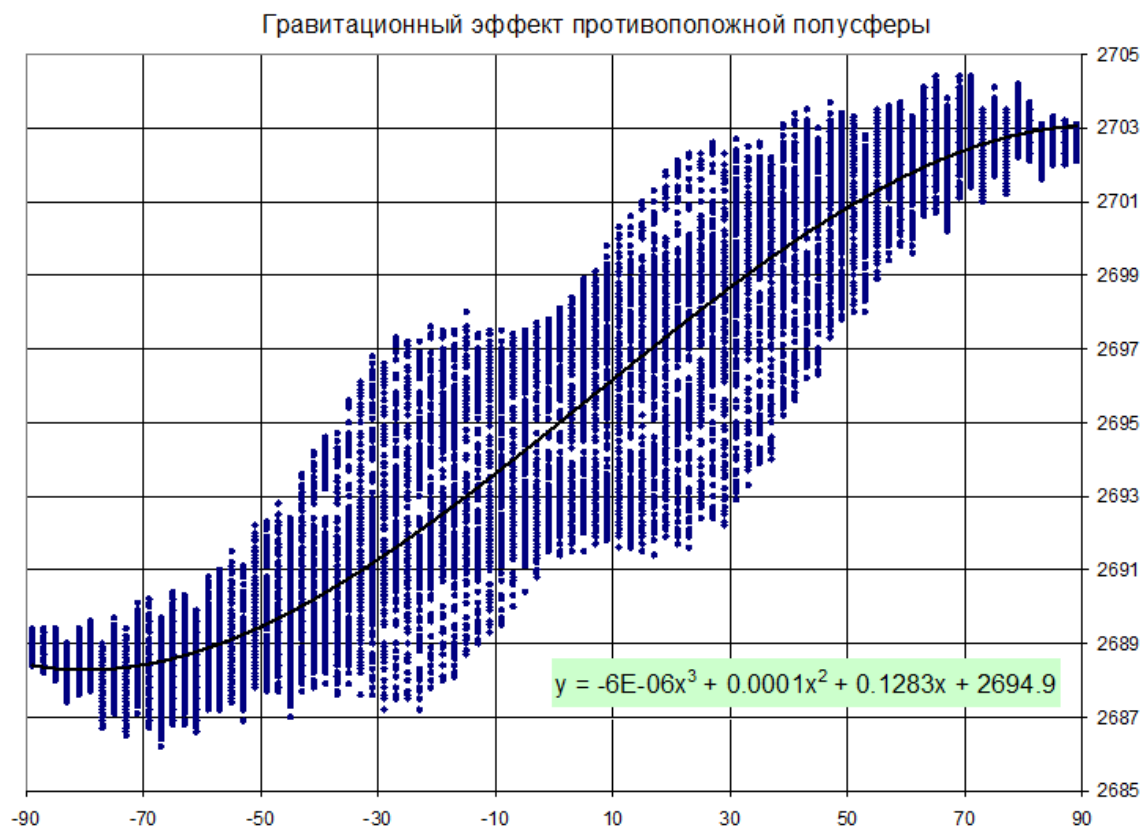


Рис. 1. Рассчитанные значения гравитационного эффекта дальней полусферы Земли (по данным цифровой модели земной коры Crust 2).

Литература

1. Кабан М.К. Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным //Электронный научно-информационный журнал "Вестник Отделения наук о Земле РАН" № 1(20)'2002.
2. Bassin., Laske, Masters. The current limits of resolution for surface Wave tomography in North America //EOS Truns AGU. -81. – F897. -2000.

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

М.А.Серов, В.С. Жижерин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В настоящее время имеются достаточно подробные карты разломной тектоники юга Дальнего Востока России и в целом понятные механизмы дробления литосферы на блоки. Когда плановая конфигурация блоков и механизмы очагов землетрясений определены, имеется возможность численного моделирования дальнейшего развития блоковTMой делимости территории [1]. В данной работе рассмотрены возможные механизмы дальнейшего развития блоковой структуры юга Дальнего Востока России, на примере Верхнего Приамурья, описываемой взаимодействием трех тектонических структур: Монголо-Охотского складчатого пояса, Евразийской и Амурской литосферными плитами, разделенных на восемь блоков (Становая ПЗ восточная и западная часть, Сутамский, Ларбинский, Тынденско-Зейский, Селенга-Становой, Монголо-Охотский складчатый пояс, Аргуно-Мамынский). Показано, что при сохранении имеющихся напряжений развитие системы пойдет по пути частичного разрушения юго-восточной части Селенга-Станового блока и юго-западной части Становой ПЗ. При реконструкции полей перемещений правдоподобной оказалась модель с наличием генеральных разломов, проходящих по Желтулакскому и Тукурингскому разломам, разделяющих три тектонические структуры с разными реологическими свойствами. Таким образом, достоверность модели, учитывающей границу раздела более пластичных Монголо-Охотской складчатого пояса, Тынденско-Зейский блок и более жестких блоков Сутамский, Ларбинский, Селенга-Становой, Аргуно-Мамынский, Становой ПЗ, подтверждается GPS-наблюдениями. Помимо научного значения подобные модельные построения имеют и прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которые при разрядке могут вызвать катастрофические сейсмические события. В работе описан новый подход в моделировании напряженно-деформированного состояния Верхнего Приамурья и протестированы разработанные модели на основе геоморфологической и сейсмотектонической информации.

Для выяснения механизмов современных деформаций Юга Дальнего Востока России, на примере Верхнего Приамурья, было проведено численное моделирование тектонических движений этого региона, в результате которого определено напряженно-деформированное состояние литосферы региона. Геодинамическое моделирование на основе решения уравнений механики деформируемого твердого тела (МДТТ) является мощным аппаратом исследований в области наук о Земле. Однако, как правило, приходится сталкиваться с рядом трудностей при численном решении этих уравнений. Среди них следующие: неопределенность в задании начальных условий (начальной формы геологических тел), неоднозначность в выборе граничных условий, сложная реология геоматериалов (зависимость от температуры и состава пород, трение на контактах между блоками) и др. Кроме того, как правило, известен только конечный результат природного «эксперимента» и лишь некоторые «следы» промежуточных состояний. Названные трудности преодолеваются введением ряда упрощающих предположений. Во-первых, для упрощения решения задачи рассматривалась не единая тектонотермальная модель, а только механическая, так как термальные процессы менее значимы для непродолжительных в геологическом масштабе времени деформаций. Во-вторых, рассматривается задача плоского напряженного состояния. В-третьих, все этапы складчатости рассматриваются непрерывными во времени, хотя в реальности они проявляются как отдельные эпизоды. Поверхностные процессы эрозии хребтов и осадконакопления в впадинах также не принимались во внимание. Если рассматривать коллаж тектонических блоков Верхнего Приамурья в качестве единой тектонической структуры, то ее кинематика в кайнозой определяется как правый сдвиг. Тогда механизм деформаций в первом приближении

может описываться течением Куэтта: линейным плоскопараллельным потоком в области между двумя жесткими пластинами с параллельными границами, движущимися в противоположных направлениях. В реальности структура намного сложнее и требуется рассмотреть множество контактирующих блоков, разделенных активными или пассивными (запертыми) в современную эпоху разломами.

С целью определения тектонического режима в районе Верхнего Приамурья было проведено математическое моделирование движения и контактного взаимодействия литосферных блоков. На выбор места проведения исследований повлияло наличие большого объема геоморфологической, геологической и геофизической информации, полученной в ходе работ по изучению сейсмической активизации и GPS исследования на протяжении последних 6 лет. А также крупнейшее для данной территории землетрясение 14.10.2011 г. $M = 6.0—6.5$ (в районе Сковородино) и оказавшее свое влияние катастрофическое землетрясение Тохоку ($M = 9.0$) 11.03.2011 г., косейсмические сдвиги которого распространились на расстояние более 2300 км. Наибольшие ко- и постсейсмические сдвиги, превышающие 40 и 18 мм соответственно, обнаружены к западу от эпицентра землетрясения на полуострове Корея и южной части Приморского края. Максимальные смещения, зарегистрированные в г. Благовещенск и г. Зея, не превысили 5 и 4 мм соответственно.

Моделируемая область представляет собой чередование зон поднятий и депрессий, которое выражается в сочетании более пластичных Монголо-Охотской складчатого пояса, Тынденско-Зейский блоков и более жестких блоков Сутамский, Ларбинский, Селенга-Становой, Аргуно-Мамынский, Становой ПЗ. В связи с чем, в расчетной модели использовались два разных предела текучести материала. Предел текучести $a_j = 51 \text{ МПа}$ соответствовал более пластичным, а $a_j = 78 \text{ МПа}$ – более жестким. Такой выбор реологических параметров объясняется разным составом пород.

В процессе исследования были решены две задачи: смоделировано поле напряжений, которое соответствует наблюдаемому полю сейсмичности, по данным сейсмологических служб России и КНР, а также смоделирован характер смещений по межблоковым границам, не противоречащий данным, полученным по GPS-измерениям.

Первоначально было опробовано множество расчетных схем деформирования блоков и выделен один вариант с наличием генеральных разломов, проходящих по Джелтулакскому и Тукурингскому разломам, разделяющих три тектонические структуры с разными реологическими свойствами. В данной модели межблоковые взаимодействия задавались как отсутствие проскальзывания между всеми блоками, за исключением «генеральных разломов», где задавалось трение по закону Кулона—Мора с коэффициентом $k = 0.7$.

Другой независимой характеристикой модели является величина толщины земной коры. В рамках приближения плоского напряженного состояния толщина элементов, моделирующих кору, задавалась для всего региона равной 40 км.

Как показывает моделирование, в пределах рассматриваемой системы блоков Верхнего Приамурья [2], современные напряжения концентрируются в двух зонах (рис.1):

- 1) в юго-восточной части Селенга-Станового блока вдоль Северо-Турингского разлома;
- 2) в Становой ПЗ с переходом в Тынденско-Зейский блок вдоль Джелтулакского разлома.

Зоны с максимальными напряжениями пространственно совмещены с зонами «сейсмических брешей», а их минимальные значения характеризуются достаточно большим числом сейсмических событий

Проведенное моделирование убедительно показывают, что, зная конфигурацию блоков мобильной зоны, параметры современных движений, механизмы очагов землетрясений и варьируя граничными условиями, можно адекватно спрогнозировать области концентрации напряжений.

Полученные результаты современных движений позволяют заключить, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами

повышенной сейсмичности, что говорит о современной активности существующих блоковых структур.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 13-05-00190.

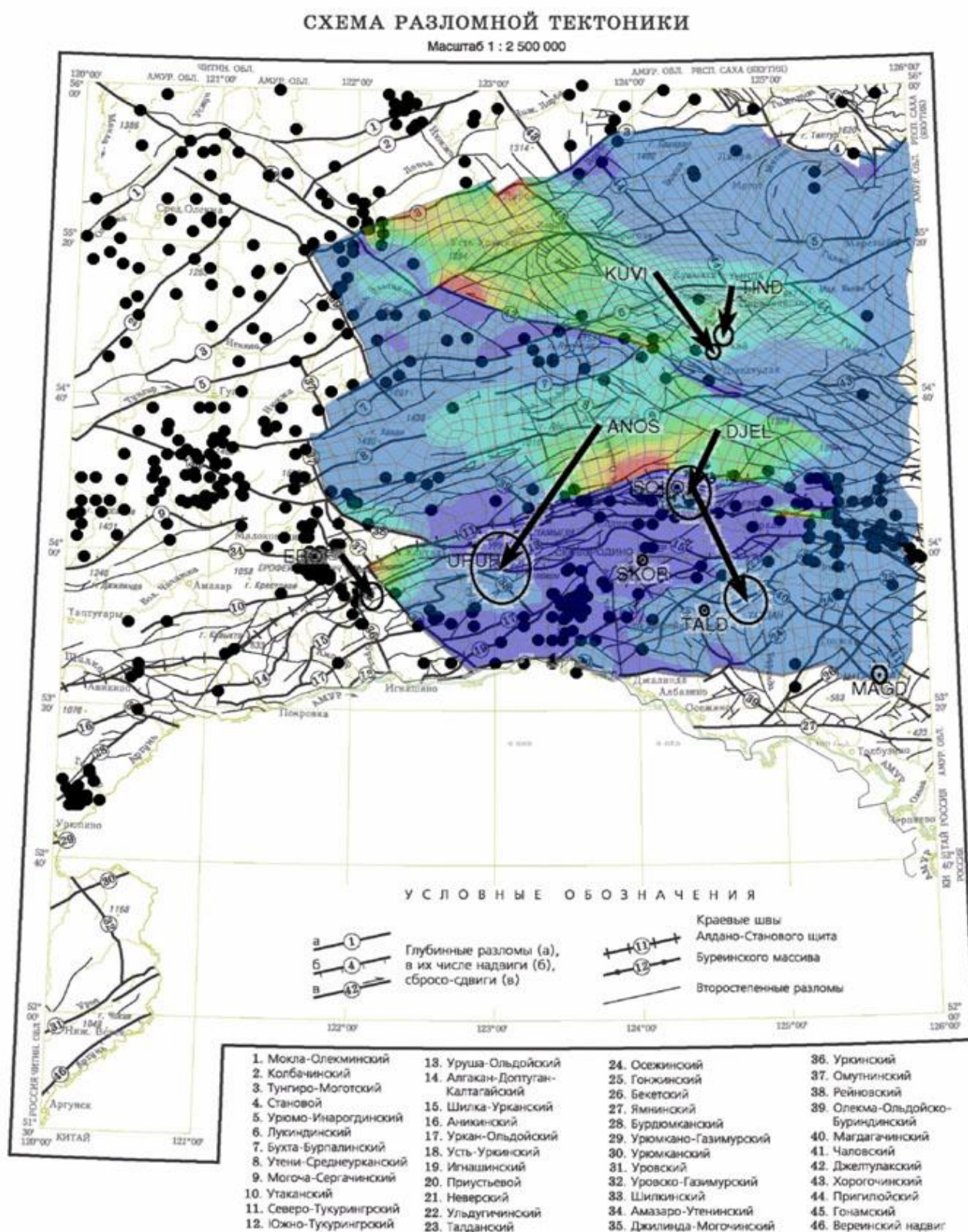


Рис.1. Схема напряженно-деформированного состояния разломно-блоковых структур Верхнего Приамурья на основе Государственной геологической карты N51, ВСЕГЕИ, 2012г.

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 2. С. 299-311.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.

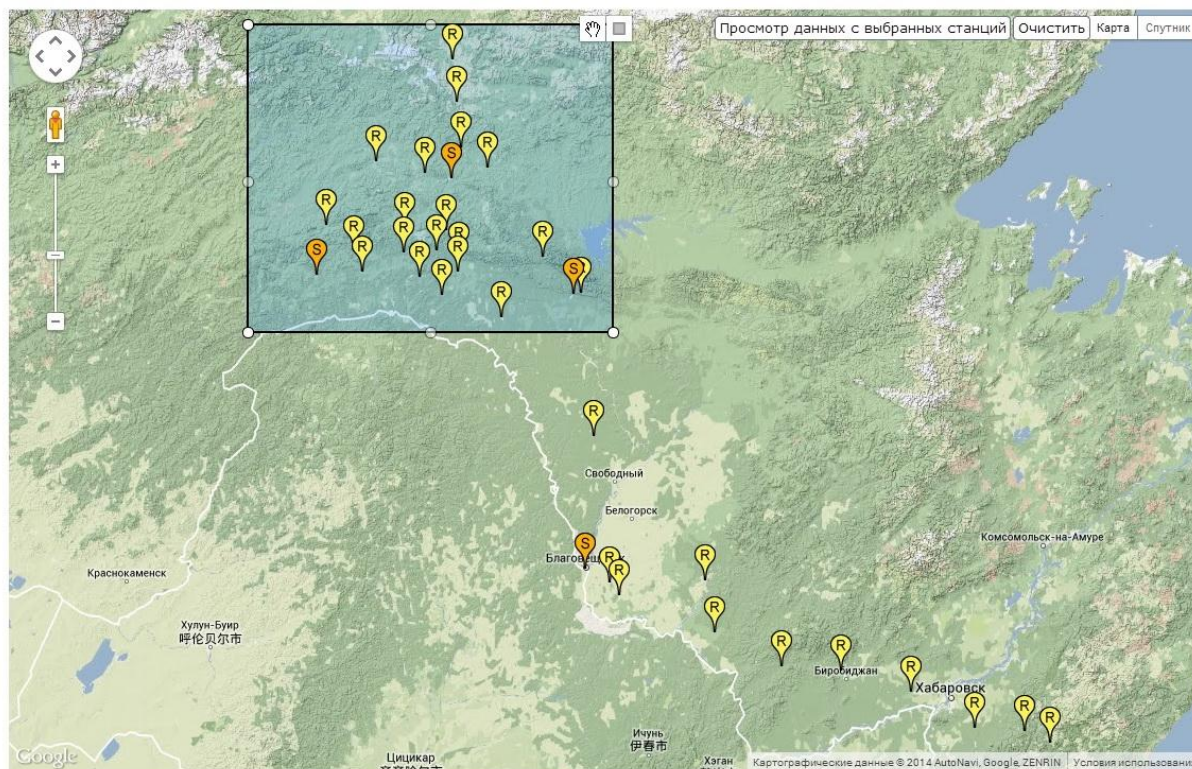
РАЗРАБОТКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ СБОРА И ХРАНЕНИЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

М.А. Серов, С.П. Холобуда

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры на территории Верхнего Приамурья были начаты совместно с ИЗК СО РАН в 2001 году [1]. Первые наблюдения были проведены по профилю от г. Благовещенска до ст. Известковой, Еврейская АО, включающего 5 реперных и 1 стационарный пункт наблюдений. В 2007 году сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинамический полигон, который проходит от п. Ерофей-Павлович до г. Зея, от п. Магдагачи до п. Нагорный и насчитывает 20 реперных и 3 стационарных пункта наблюдений [2] (рис. 1.).

Прием, хранение, обработка данных сети наблюдения GPS/Глонасс.



© ИГиП ДВО РАН

Рис. 1. Схема расположения GPS пунктов сети наблюдений в ГИС

Северный геодинимический полигон на территории Верхнего Приамурья простирается в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки STAN 124.86 в.д. 56.04 с.ш. (координаты даны во всемирной геодезической системе WGS-84). Таким образом, полигон отражает взаимодействие тектонических единиц Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов, Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита и Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Измерения на реперных пунктах полигона выполнялись 1 раз в год, для минимизации влияния сезонных отклонений на точность позиционирования, все полевые кампании проводились в течение августа-сентября. В большинстве случаев время измерений на одной точке составляло 3 суток, что обеспечивает некоторую избыточность, и соответственно возможность удаления значительно отклоняющихся от интервала допустимых значений данных. Измерения проводились приемниками Ashtech UZ-12, оснащенных антеннами с улучшенными показателями подавления помех типа choke ring. Запись информации приемниками осуществлялась с 30-ти секундным интервалом, что является общепринятым мировым стандартом для проведения полевых работ, т.к. ошибки фазовых измерений обычно распространяются на временные интервалы в несколько минут [3].

На сегодняшний день количество GPS/ГЛОНАСС пунктов составляет 32 реперных пункта и 4 пункта непрерывного режима наблюдения. За период наблюдений с 2001 г. по настоящее время накопилось огромное количество «сырой» информации и промежуточных материалов ее обработки. Ежегодный прирост объема информации, снимаемой с GPS приемников составляет более 40 Гбайт, а прирост дополнительных табличных и GPS данных с учетом конвертации в формат RINEX равен 10 Гбайт. Схема расположения и перечень GPS/ГЛОНАСС пунктов наблюдения представлены на рисунках 1 и 2.

Хранилище GPS/Глонасс						
Данные ▾ Настройки ▾ Контакты						
Организация: ИГИП ДВО РАН						
Ответственный: Серов Михаил Александрович						
Сохранить						
Станции						
Тип станции	Наименование	Код	Широта	Долгота	Адрес	Передавать данные
Реперная		ANOS	54.55905	123.80205		Нет
Реперная		ARHA	49.40686	130.21971		Нет
Реперная		BERK	56.5389	124.7779		Нет
Реперная		BIRO	48.8967	132.83197		Нет
Стационарная		BLAG	50.25682	127.52094		Нет
Реперная		BUGO	54.0359	124.8927		Нет
Реперная		DJEL	54.53792	124.64629		Нет
Стационарная	Ерофей	EROF	53.99421	121.96629	675000, Амурская область, пгт. Ерофей-Павлович	Нет
Реперная		GORA	54.2167	126.6605		Нет
Реперная		JIVO	55.27352	125.50781		Нет
Реперная		KUVI	55.21324	124.20405		Нет
Реперная		LUNK	48.60765	134.27431		Нет
Реперная		MAGD	53.46997	125.80122		Нет
Реперная		MOGO	55.51733	124.94841		Нет
Реперная		NYUK	54.59407	122.17845		Нет
Реперная		PIKA	53.7768	127.43223		Нет
Реперная		POLT	49.91289	128.22265		Нет
Реперная		PUTA	54.27598	122.73162		Нет
Реперная		SHMN	51.98884	127.69651		Нет
Реперная		SKOR	53.97526	124.11141		Нет
Реперная		SOLO	54.29473	124.46386		Нет
Реперная		SOSN	54.19786	124.90829		Нет
Реперная		STAN	56.04817	124.86723		Нет
Реперная		SUKO	47.89843	137.15819		Нет
Реперная		SUKW	48.07033	136.62102		Нет
Реперная		SUTA	48.95372	131.60209		Нет
Реперная		TAHT	54.2637	123.7814		Нет
Реперная		TALA	50.10106	130.01443		Нет
Реперная		TALD	53.7536	124.55275		Нет
Реперная		TAMB	50.08423	128.02838		Нет
Стационарная		TIND	55.1558	124.75001		Нет
Реперная		URKI	55.35258	123.20081		Нет
Реперная		URKI	55.35258	123.20081		Нет

Рис. 2. Перечень GPS пунктов наблюдений и их параметры

Помимо информации, получаемой с различных типов приемников в цифровом виде, существуют метаданные, представляемые в виде стандартизированных бумажных паспортов GPS-измерений, которые заполняются оператором и содержат в себе информацию различных типов.

Рис. 3. Журнал наблюдений

Схема взаимодействия первичных данных представлена на рисунке 4.



Рис. 4. Схема взаимодействия первичных данных

Принципиальная схема работы разработанной ГИС представлена на рисунке 5.

Так как процесс обработки данных проводится под управлением различных операционных систем (Windows, Linux) одним из важных требований к геоинформационной системе является ее кроссплатформенность. В качестве интерфейса взаимодействия с геоинформационной системой был выбран WEB-интерфейс, не требующий реализации и установки клиентских приложений, что упрощает создание и использование системы.

В качестве базы данных была выбрана NoSQL база данных MondoDB поддерживая хранение пространственных данных и имеющая специальное расширение для работы с двоичными данными (файлами) GridFS. Данное расширение специально предназначено для хранения и управления двоичными данными, что позволяет исключить ограничения на количество файлов в одной директории, хранить файлы, их метаданные, результаты обработки в базе данных и увеличить скорость работы и облегчить резервное копирование.

В качестве инструмента реализации серверной части геоинформационной системы выбран набор технологий Java EE (Enterprise Edition) содержащий около 30 технологий объединенных в

открытых стандартах. Java EE широко используется для создания информационных систем, что позволяет создавать серверную часть способной параллельно принимать и обрабатывать данные от нескольких станций, эффективно работать с базой наблюдений.



Рис. 5. Физическая схема работы разработанной ГИС

Основными функциями разрабатываемой системы должны стать следующие:

- введение информации из паспортов в базу данных;
- структурированное хранение различных видов GPS-данных;
- предоставление выборки данных по различным критериям отбора и их комбинациям;
- автоматическое генерирование RINEX-файлы на основе имеющихся "сырых" и метаданных внешней утилитой TEQC;
- связывание метаданных с исходными ("сырыми") и приведенными к международному формату (RINEX) данными;
- автоматическое предоставление входных данных для программы GAMIT/GLOBK из базы данных;
- хранение различной справочной информации.

Таким образом, разработанная геоинформационная система позволяет решить задачи по систематизации и структуризации GPS-данных, по подготовке входной информации в формате RINEX для дальнейшей обработки в GAMIT/GLOBK, что значительно сократит время обработки.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 13-05-00190.

Литература

1. 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.
2. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Коломиец А.Г., Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Серов М.А., Селиверстов Н.И., Магуськин М.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф., Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дучков А.Д., Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Адрюков Д.Г. Начало формирования единой сети геодинимических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН, 2009. № 4. С. 83-93.
3. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2010. 48 p.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ УСЛОВНО ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ – РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ДИАБАЗОВ, ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН)

Ю.В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Основной структурный план Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием многочисленных континентальных массивов (супертеррейнов) и разновозрастных складчатых поясов [2-3]. К одним из таких поясов относится Южно-Монгольско-Хинганский пояс, протягивающийся от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья где «теряется», пережимаясь Аргунским и Бурей-Цзямусинским супертеррейнами.

Объектом данного исследования являлась северо-восточная часть Южно-Монгольско-Хинганского пояса, которая на российских тектонических схемах выделяется в качестве Нора-Сухотинского террейна [1]. В настоящее время существуют лишь отрывочные данные, позволяющие предполагать, что в его строении принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения [3-4], слагающие островодужные террейны и террейны аккреционного клина.

В данном сообщении приведены первые результаты геохимических исследований метавулканитов и ассоциирующих с ними диабазов, габбро-диабазов в составе условно позднепротерозойских – раннепалеозойских дагмарской и неклинской толщ, представленных в береговых обнажениях р. Селемджа.

Метабазальты неклинской толщи характеризуются умеренными значениями отношения $FeO^*/MgO = 1.0-1.1$, свойственные толеитовым породам. Уровень концентраций редкоземельных элементов и характер их распределения в этих породах близок к таковым в ОИБ. Помимо высоких содержаний лантаноидов, прежде всего легких и средних, породы отчетливо обогащены $Rb = 29-34$ ppm, $Ba = 475-535$ ppm, $Th = 6.9-7.3$ ppm, $U = 1.26-1.47$ ppm, $Sr = 1015-1340$ ppm при относительном дефиците $Nb = 4.8-5.1$ ppm, $Ta = 0.31-0.34$ ppm, $Hf = 1.53-1.82$ ppm (рис. 1 а), что указывает на их сопоставимость с базальтами островных дуг - IAB.

Метавулканиты и ассоциирующие с ними диабазы и габбро-диабазы, включаемые в состав дагмарской толщи, характеризуются еще более высокими значениями отношения $FeO^*/MgO = 1.0-2.8$. Метабазальтам свойственны низкие концентрации редкоземельных элементов, находящиеся на уровне таковых в N-MORB, отсутствие отрицательной Nb-Ta аномалии, что также сближает их с указанным типом базальтов (рис. 1б). Диабазы и габбро-диабазы отличаются более высоким уровнем концентраций редкоземельных элементов, соответствующим, соответственно E-MORB, ОИБ (рис.1 в, г). В составах некоторых образцов диабазов и габбро-диабазов достаточно отчетливо проявлена относительная истощенность Nb, Ta, что может свидетельствовать в пользу надсубдукционного происхождения этих пород.

В целом, результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что среди базитов, включаемых в состав дагмарской и неклинской толщ, достаточно уверенно диагностируются разности, сопоставимые с базальтами геохимических типов - N-MORB, E-MORB, ОИБ. Кроме того, часть пород обнаруживает сходство с базальтами островных дуг.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 14-05-31000), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неогее», а также Президиума ДВО РАН (проекты 12-I-0-ОНЗ-09, 14-III-B-08-024).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.
3. 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.
4. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990.
5. Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Magmatism in oceanic basin. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ АНДЕЗИТОВ ИСАГАЧИНСКОЙ ТОЛЩИ ЧАЛОВСКОЙ СЕРИИ ГОНЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

А.А. Сорокин¹, Ю.В. Смирнов¹, А.Б. Котов², Е.Б. Сальникова², В.П. Ковач²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

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

В геологическом строении Гонжинского террейна Аргунского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса традиционно выделяют ранне- и позднедокембрийские метаморфические комплексы, которые рассматриваются в качестве основания этого террейна. В существующих стратиграфических схемах к ним относят раннеархейскую [2, 5] или раннепротерозойскую [1] гонжинскую серию, представленную гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов, кальцифиров и кварцитов, и раннепротерозойскую (по [2, 5]) или позднепротерозойскую (по [1]) чаловскую серию, сложенную слабо метаморфизованными терригенными и вулканическими породами. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород гонжинской серии произошло в палеозое и мезозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с мезозойским этапом геологического развития Гонжинского террейна [3, 4, 6]. В связи с этим есть все основания предполагать, что чаловская серия также имеет более молодой возраст.

Для решения этого вопроса проведены U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации андезитов и дацитов исагачинской толщи чаловской серии, которая представлена в тектоническом клине, расположенном в экзоконтакте Тыгдинского массива гранодиоритов раннемелового возраста. Этот тектонический клин вскрыт карьером автомобильной трассы Толбузино-Магдагачи (верховья р. Грязная), в котором наблюдается пачка переслаивания биотитовых сланцев, доломитов, метаандезитов и метадацитов общей мощностью около 70 м [1].

Метаандезиты и метадациты исагачинской толщи чаловской серии характеризуются широкими вариациями концентраций щелочных и щелочноземельных элементов K (3500-40000 ppm), Ba (560-630 ppm), Rb (97-193 ppm), Sr (145-380 ppm), что скорее всего обусловлено вторичными преобразованиями. Распределение РЗЭ имеет умеренно дифференцированный характер ($[La/Yb]_n = 7.6-15.4$) при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.45-0.66$). На мультиэлементной диаграмме наблюдаются Nb-, Ta- и Hf-минимумы на фоне относительного обогащения щелочными элементами и легкими РЗЭ, что характерно для вулканических пород зон субдукции.

Для U-Pb геохронологических исследований использован образец (Z-27-1) метадацита исагачинской толщи чаловской серии, в наименьшей степени претерпевшего вторичные преобразования.

Акцессорный циркон, выделенный из метадацита исагачинской толщи чаловской серии (обр. Z-27-1), образует идиоморфные и субидиоморфные, прозрачные бесцветные призматические, длиннопризматические и игольчатые кристаллы. Они огранены призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$, а их размер варьирует от 50 до 250 мкм; $K_{удл.} = 2.0-4.0$. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна хорошо выраженная магматическая зональность. В некоторых из них наблюдаются реликты унаследованных ядер.

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок (20-30 зерен) наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов циркона призматического и игольчатого облика, отобранных из размерных фракций 50-85 и 85-100 мкм. Они характеризуются незначительной (не более 4%) возрастной дискордантностью, по-видимому, обусловленной присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца. На диаграмме с конкордией

точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 476 ± 8 млн. лет, а верхнее пересечение - 1426 ± 660 млн. лет ($СКВО=0.58$). Морфологические особенности циркона из метадацита указывают на его магматическое происхождение, что позволяет рассматривать оценку возраста 476 ± 8 млн. лет в качестве возраста кристаллизации дацитов исагачинской толщи чаловской серии.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вулканических пород исагачинской толщи чаловской серии показывают, что они характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t) = -0.3 \dots -3.6$ и позднепротерозойскими Nd-модельными возрастами ($t_{Nd(DM)} = 1.5-1.2$ млрд. лет). Это свидетельствует о формировании родоначальных для них расплавов главным образом в результате переработки пород континентальной коры, которые обладали в среднем позднепротерозойским Nd модельным возрастом, возможно, с небольшой добавкой ювенильного компонента.

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что метадациты исагачинской толщи чаловской серии имеют раннеордовикский, а не докембрийский возраст, как это считалось ранее [1, 2, 5]. Их формирование связано с раннепалеозойским этапом магматизма, широко проявленного в пределах Аргунского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [7, 8, 10]. В тоже время полученные данные нельзя распространять на все условно позднедокембрийские образования этого супертеррейна. На присутствие в его пределах позднепротерозойских комплексов указывают полученные к настоящему времени позднепротерозойские оценки возраста ($844-792$ млн. лет) [10] для некоторых массивов гранитоидов, а также значительное количество позднепротерозойских детритовых цирконов в палеозойских терригенных отложениях Ольдойского террейна [9], мезозойских и палеозойских терригенных отложениях Гонжинского террейна [6] и мезозойских терригенных отложениях Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов (неопубликованные данные авторов) восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 11-05-00936), Президиума ДВО РАН (гранты 10-II-CO-08-026, 12-III-A-08-184) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее".

Литература

1. Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Зейская. Лист N-51-XXX. Издание второе. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. - Владивосток: Дальнаука, 2006. - Кн. 1. - 572 с.
3. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. Структурная эволюция Гонжинского блока Аргун-Идермесского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2013. Т.448. №5. С.563-566.
4. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.429. №.6. С. 779-783.
5. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, Дальгеология, 1994.
6. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский терреин Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Доклады академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 519-522.
7. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., А.П.Сорокин. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Доклады академии наук. 2002. Т.387. №3. С. 382-386.
8. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т.12. №4. С. 414-424.

9. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады академии наук. 2012. Т.445. №5. С.577-581.
10. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V.41. P. 1-30.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВОВ АРХИПЕЛАГА ЕВГЕНИИ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

А.С. Теличко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Прибрежная зона залива Петра Великого представляет собой особую переходную зону, включающую площади дна прибрежных акваторий и прилегающей суши. Для исследования продолжения континентальных структур на шельф залива Петра Великого в комплексе морских геофизических работ ТОИ ДВО РАН выполнена гидромагнитная съёмка акватории Амурского и Уссурийского заливов. Острова архипелага Евгении, являются продолжением на шельф Южного Приморья антиклинальной структуры п-ова Муравьёва-Амурского, разделяющей впадины Амурского и Уссурийского заливов. Они пространственно и генетически связаны с прибрежной сушей. Изучение геомагнитных аномалий островных территорий Попова, Рейнеке, Рикорда, расположенных в этой части залива Петра Великого является хорошей основой для интерпретации результатов магнитной съёмки прилегающей акватории, поскольку высокая степень вскрываемости геологических разрезов в береговых обнажениях островов позволяет провести прямую увязку магнитных свойств горных пород с аномальным полем.

Характерная черта геологического строения островов архипелага Евгении – широкое развитие магматических образований, представленных интрузивами и вулканическими породами основного, среднего и кислого состава позднепермского возраста (Кутуб-Заде и др., 2002), выходящих на поверхность на водоразделах и в береговых обнажениях.

В работе проанализированы данные о магнитных свойствах магматических горных пород островных территорий полученные на основании 7152-х измерений магнитной восприимчивости в естественном залегании. Проведен сравнительный анализ магнитной восприимчивости, петрографических характеристик и химического состава магматических пород.

Выявлена резкая дифференциация по комплексам пород. Наиболее магнитными являются интрузивные образования базитового состава, которые, в свою очередь, также значительно различаются по магнитной восприимчивости. Слабомагнитные габбро, выделенные на островах Карамзина, Кротова, Циволько отнесены к ферропарамагнитной группе. При микроскопическом петрографическом исследовании в этих породах выявлен первичный и вторичный магнетит (не более 5%), они сильно ороговикованы в результате контактового метаморфизма и процессов гранитизации. Смешанная природа магнетизма этих габброидов обусловлена парамагнитной восприимчивостью биотита не превышающей $0.02 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и ферромагнитной восприимчивостью, связанной с микропримесями ферромагнетиков размерами менее 0.3 мм.

Лейкократовое габбро о-вов Попова, Рикорда, Рейнеке с относительно невысокими содержаниями пироксенов и амфиболов характеризуется небольшими значениями χ - $0.34 \div 32.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а меланократовое габбро (метадолериты), обогащенное титаномagnetитом ($10 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ,

15%) намагничивается значительно интенсивнее - $\approx 17-95.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В составе среднезернистого амфиболитизированного габбро, широко распространенного на о. Попова, среднее содержание магнитных минералов, представленных акцессорным титаномагнетитом и вторичным магнетитом, составляет 10-15 %. Причём магнетит относится к вкрапленным новообразованиям, размеры которых в отдельных случаях достаточно велики - до 2-х мм. Количественно его содержание в два раза выше, чем магматического титаномагнетита. Максимальные значения магнитной восприимчивости габбро связаны с зонами развития гидротермального жильного магнетита. Мощность жил, содержащих гидротермальный магнетит, достигает 15-20 сантиметров. Ферромагнитная фракция в интрузивных породах основного состава представлена на о.Рейнеке магматогенным магнетитом, на о.Попова и Рикорда - магматогенным и гидротермальным. Наиболее высокие концентрации магнитных минералов титано-магнетитового ряда наблюдаются в гидротермально-измененных интрузивах основного состава, несколько меньшие характерны для метадолеритов, обогащенных магматическими и вторичными магнитными минералами.

Большинство гранитов, развитых на островах архипелага Евгении слабо и средне магнитны соотношение двух- и трехвалентного железа позволило отнести их к ферропарамагнитному классу.

Для эффузивных пород несмотря на близкий химический и количественно-минеральный состав эффузивных пород и их интрузивных аналогов наблюдается несколько иной чем для интрузивов характер распределения магнитной восприимчивости. В силу различия условий кристаллизации, а также превращения кайнотипных эффузивов в палеотипные магнитная восприимчивость вулканогенных пород отличается от магнитной восприимчивости интрузивов. На островах архипелага Евгении выделены слабомагнитные с \approx до $3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ риолиты, дациты, андезиты, базальты. Выявлены также средне и сильно магнитные образования с \approx (4-59.6) $\cdot 10^{-3}$ ед. СИ базальтового и андезитового состава

В центральной части о.Рикорда отмечены аномально высокие значения исследуемого параметра в дацитах (\approx до $320 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). На участках измерений в зоне гидротермальных изменений визуально выявлены гнезда магнетита размерами 5- 15 см.

Поскольку статистически значимое различие петромагнитных параметров изучаемых геологических тел и вмещающих их пород – обязательное условие возникновения геомагнитных аномалий, в работе решена самостоятельная методическая задача - выделение и разделение петромагнитных комплексов магматических пород островов архипелага Евгении. На основании анализа статистических характеристик магнитной восприимчивости выделены семь петромагнитных комплексов. Критериями разделения являются существенные различия максимальных и средних значений χ у различных групп и выдержанность этих характеристик в пределах каждого комплекса.

Проведено геологическое истолкование результатов двумерного геомагнитного моделирования интерпретационного профиля пересекающего с севера на юг восточную часть о. Попова с учетом геологических условий, вычисленной намагниченности магматических пород и выделенных петромагнитных комплексов.

Проведенный анализ магнитной восприимчивости магматических пород архипелага Евгении выявил резкую дифференциацию магматических образований по магнитным свойствам, которая предполагает высокую эффективность применения магнитных съёмок для выявления интрузивных тел основного состава, участков аномальной концентрации магнитных минералов в зонах вторичных изменений и др.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АДАКИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ПАЛЕОВУЛКАНА НОВОДЕВИЦА (ПРИМОРЬЕ)

А.А. Чашин¹, И.Ю. Чекрыжов¹, К. Йокояма², Ю. Цуцуми², М.Г. Блохин¹, Е.А. Ноздрачев

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток

²Национальный музей Природы и Науки, г. Цукуба, Япония

Благодаря исследованиям последних лет [1 и др.], в геологической литературе появились многочисленные публикации, содержащие достаточно подробные сведения по геохронологии, минералогии и петрогеохимии позднемеловых вулканитов Восточно Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Между тем меловые магматические образования, удаленные к западу от побережья и развитые по обрамлению внутриконтинентальных впадин ввиду их ограниченного распространения изучены значительно слабее. Для того чтобы, в какой-то мере, восполнить данный пробел, нами было выполнено геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение меловых вулканитов, получивших распространение на южном борту Ханкайского бассейна.

Геологическое строение и структурная позиция. Ханкайский (Приханкайский) бассейн содвигового растяжения расположен в северо-западной части Ханкайского массива на участке сочленения Алчанского и Уссурийского разломов, являющихся крупными левыми сдвигами регионального значения. [4]. Бассейн имеет клиновидную форму, и вытянут в северо-восточном направлении от оз. Ханка до р. Уссури на расстояние около 250 км. Его площадь составляет ~ 6500 км². При этом северо-восточная, главная его часть, находится на территории Китая, и лишь незначительная, юго-западная – в России.

Фундамент бассейна сложен протерозойско-фанерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива, которые перекрыты толщей преимущественно осадочных и реже вулканогенно-осадочных отложений мезозойского и кайнозойского возрастов. Разрез завершается мощным чехлом (до 100 м) рыхлых осадков четвертичного возраста. Магматические образования в пределах бассейна пользуются весьма ограниченным распространением и представлены, главным образом, андезитами и дацитами. Они встречаются, в основном, в южной и юго-западной российской части Ханкайского бассейна, слагая единичные изолированные малообъемные субинтрузивные тела, а также отдельные эруптивные вулканические постройки.

Объектом наших исследований являлись породы, относительно небольшого безымянного вулканического сооружения (далее - вулкан Новодевица), расположенного на южном берегу оз. Ханка, вблизи поселка Новодевица. В современном виде вулканический массив представляет собой эродированное эруптивно-экструзивное сооружение размером ~ 7 × 5 км. В его строении принимают участие потоки лав и лавобрекчий андезитов и дацитов, иногда с прослоями туфов. На периферической части вулкана располагаются фрагменты экструзивных тел андезитов и дацитов, иногда с короткими маломощными лавовыми потоками.

Петрография и минералогия. Андезиты, андезидациты и дациты представляют собой зеленовато-серые, буровато-красные, иногда темно-серые массивные породы с порфировой или редкопорфировой структурой. По минеральному составу вкрапленников среди них выделяются Pl+Crх, Pl+Hb разности. В основной массе пород развиты микролиты Pl, Crх, Amf, TiMgt, ilm и присутствуют зерна кварца.

Плагиоклаз образует крупные (до 4 мм) и мелкие (0.2 мм) вкрапленники таблитчатой или шестоватой формы, относящиеся по составу к лабрадорам (An₆₀₋₅₀) или андезинам (An₄₄₋₃₀) с умеренным содержанием ортоклазовой составляющей (0.91-1.59 мол.%). Отдельные кристаллы плагиоклаза обнаруживают прямую (An₅₆₋₃₈ Or_{0.91-1.5} для центральных и An₄₅₋₂₈ Or_{1.8-4.7} для краевых частей кристаллов) реже ритмичную зональность в виде повторяющихся зон (An₄₃₋₄₁→An₅₁₋₅₆→An₃₆₋₄₃). Плагиоклазы с обратной зональностью (An₄₅₋₃₄ Or_{2.2-2.6} в центральной части и An₅₈₋₅₅ Or_{1.5-1.7} в краевой части) встречаются преимущественно в Pl+Crх андезитах. Среди

микролитов плагиоклаза из Pl+Hb разностей основной объем кристаллов имеет андезитовые ($An_{40-30} Or_{1.9-2.60}$) и реже лабрадоровые составы ($An_{53} Or_{1.9-2.60}$), тогда как в Pl+Crh разностях они представлены преимущественно лабрадором и реже андезином ($An_{56-46} Or_{1.5-2.3}$).

Клинопироксен в составе изученных пород распределен крайне неравномерно. Его максимальное содержание наблюдается в Pl+Crh андезитах. Для минерала характерны удлиненно-таблитчатые вкрапленники и микролиты, отвечающие по составу авгиту ($Wo_{44-42} En_{41-42} Fs_{13-16}$). Довольно часто вкрапленники авгита обнаруживают обратную зональность ($En_{42-41} Fs_{14-15}$ в центральной части и $En_{46-44} Fs_{10-12}$ в краевой части). Одновременно в краевых зонах кристаллов возрастают концентрации Al_2O_3 и TiO_2 . В Pl+Hb андезитах и дацитах клинопироксен является редким минералом. Вкрапленники и микролиты из этих пород имеют авгитовые составы ($Wo_{43} En_{45-43} Fs_{12-14}$). Наряду с авгитами в Pl+Hb андезитах присутствуют зерна эндиопсида и диопсида ($Wo_{46-44} En_{45-48} Fs_{9-7}$) с высоким содержанием Cr_2O_3 (0.4-0.8 мас. %). Очень часто они обрастают салит-авгитовой каймой ($Wo_{46-43} En_{42-45} Fs_{12-12}$).

Амфибол образует мелкие либо довольно крупные (до 2 мм) кристаллы призматической формы, его количество значительно варьирует. Так наибольшее распространение минерал получил в Pl+Hb андезитах и дацитах, тогда как в Pl+Crh разностях Hb присутствует спорадически. Все они представлены кальциевыми разновидностями и соответствуют по составу магнезиогастингситам, эденитам, реже магнезиальной роговой обманке. Отдельные кристаллы имеют отчетливое зональное строение. Центральные части зерен представлены магнезиогастингситами, периферические – паргаситами. При этом изменение составов от центральных к краевым частям зерен происходит с увеличением магнезиальности ($Mg\# = 0.64-0.80$), что нетипично для нормально эволюционирующих магматических пород. Встречаются также Hb центральные части которых сложены эденитами или магнезиальной роговой обманкой, краевые – магнезиогастингситами. Им также свойственно увеличение глиноземистости и падения магнезиальности ($Mg\# = 0.71-0.60$) от центра к краю минерала.

Возраст изученного вулканического массива. До последнего времени из-за отсутствия изотопных датировок, а также отложений, содержащих растительные остатки, возраст вулканического массива корректно не был обоснован. На карте полезных ископаемых листа L-53-XXXI масштаба 1:200 000 породы, слагающие палеопостройку, были отнесены к барабашской свите пермского возраста. На геологической карте Приморского края масштаба 1:500 000 они обозначены как самаргинская свита маастрихта. Изотопно-геохронологическое изучение андезитов и дацитов, эруптивно-экструзивного сооружения было выполнено K-Ar методом по валу пород и монофракциям амфиболов в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Данные, полученные по валовым пробам андезидацитов, охватывают интервал 91.5 – 100 млн. лет, а возраст амфибола из андезитов составляет 95 ± 4 млн. лет. Параллельно с K-Ar датированием было осуществлено U-Pb изотопное датирование андезитов по цирконам с применением метода лазерной абляции ICP-MS в Национальном музее Геологии и Палеонтологии г. Цукуба, Япония по методике, описанной в работе [7]. Всего было датировано 3 индивидуальных кристалла циркона (в каждом проанализировано по 2 точки, всего 6), выделенных из андезитов. Средневзвешенный возраст измеренных кристаллов составил 99.1 ± 4.5 млн. лет при $СКВО=1.9$, $P=0.95$, $Th/U=0.67-1.25$. Высокая величина СКВО может быть вызвана как небольшой потерей радиогенного свинца, так и захватом в процессе микроанализа унаследованной реликтовой компоненты кристалла.

Петрохимический, редкоэлементный и изотопный состав. На классификационной диаграмме $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ фигуративные точки составов пород вулкана Новодевица располагаются в полях андезитов и дацитов повышенной и реже, нормальной щелочности, с существенно натровой спецификой ($K_2O/Na_2O = 0.20-0.59$; $Na_2O = 4.53-6.38$ %). Для них характерны относительно высокие содержания Al_2O_3 (15.53-20.41 %), а также высокие величины коэффициента глиноземистости ($al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$) от 2.5 до 3.3, что указывает на их принадлежность к весьма высокоглиноземистому типу. Андезитам и дацитам присущи низкие содержания TiO_2 (0.56-0.80 %), умеренные концентрации K_2O (0.94–2.43 %), и MgO (1.41 – 3.06 %) при коэффициенте магнезиальности $Mg\# = (0.41-0.68)$.

Концентрации Ni (21-65 г/т) и Cr (26-119 г/т) в андезитах и дацитах палеопостройки существенно варьируют, не проявляя четкой зависимости от содержания магния. Характерны повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, Pb, Cs) и дефицит в отношении некоторых высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Hf). Спектры распределения микроэлементов, нормализованных к примитивной мантии, демонстрируют ярко выраженные минимумы по Nb, Ta, Ti и максимумы по Ba, K и Sr, типичные для пород надсубдукционного происхождения. На дискриминационных диаграммах (Y+Nb)–Rb и (Yb+Ta)–Rb составы изученных вулканитов также располагаются в полях магматических пород островных дуг.

Важной геохимической особенностью исследуемых пород является низкое содержание HREE и Y (8-11 г/т), при высоких концентрациях LREE, а также высокие значения Sr/Y (126-193) и (La/Yb)_n (17.3-37.3) отношений, что типично для производных адакитовых магм. Eu аномалия (Eu/ Eu* = 0.93-1.07) в изученных образцах отсутствует.

На классификационных диаграммах (La/Yb)_n – (Yb)_n и Sr/Y – Y, используемых для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм, фигуративные точки рассматриваемых пород располагаются в поле адакитов. Согласно классификации, предложенной [6], большинство проанализированных образцов андезитов и дацитов по ряду вещественных параметров (а именно: SiO₂ = 60-66 %; MgO = 1.32-2.87; CaO+Na₂O = 8.45-10.9; TiO₂<0.9) могут быть отнесены к высококремнистым адакитам (HAS). В то же время, в отличие от типичных HAS, они обладают более высокими концентрациями Ba, Sr, Ni и LREE, что сближает их с низкокремнистыми адакитами (LAS).

Следует отметить, что по уровню содержаний большинства микроэлементов, а также конфигурации спектров распределения HFSE и REE, изученные андезиты и дациты близки к эоценовым адакитам, обнаруженным нами ранее в 34 километрах к югу от рассматриваемой эруптивно-экструзивной палеопостройки [5]. От последних они отличаются более высокими концентрациями Sr, Cs, Ni, Cr и Na₂O. Помимо этого, им присущи несколько повышенные значения Sr/Y и низкие - K₂O/Na₂O отношений.

Андезиты и дациты палеовулкана Новодевица характеризуются незначительными вариациями инициальных изотопных отношений Sr и Nd. Величина отношений (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i в андезитах и дацитах меняется в узком интервале от 0.705928 до 0.706129, в целом приближаясь к составу эоценовых адакитов р. Илистая (0.705804–0.705828). Значения отношений (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i в изученных породах составляют 0.512520-0.512524 и не выходят за пределы значений, установленных для эоценовых адакитов (0.512474-0.512571). На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd фигуративные точки всех изученных пород палеопостройки Новодевица, локализуются вблизи источника BSE, образуя совместно с эоценовыми адакитами р. Илистая, достаточно компактное поле, что указывает на возможное тождество изотопных (Sr и Nd) характеристик в источниках этих пород.

В отличие от радиогенных изотопов (Sr, Nd), изотопный состав кислорода в рассматриваемых вулканитах проявляет более выраженные вариации от 8.3 до 9.8 ‰ δ¹⁸O_{SMOW}, что в целом превышает интервал значений, характерных для неизмененных пород мантийного генезиса (6-8 ‰).

Обсуждение результатов. Хотя возраст пород, слагающих эруптивно-экструзивную постройку Новодевица до последнего времени считался пермским или позднемеловым, полученные нами геохронологические данные свидетельствуют о формировании андезитов и дацитов в альб-сеномане.

Геохимические особенности пород вулкана Новодевица указывают на их происхождение в результате непосредственного выплавления из мантийного субстрата, либо при переплавлении метабазитов мантийного происхождения. В то же время, им свойственны изотопно-геохимические признаки, свидетельствующие об участии в магмогенезисе зрелого, кислого корового материала. Например, все проанализированные образцы андезитов и дацитов обогащены радиогенным стронцием (0.705928 - 0.706129) и имеют низкие и даже отрицательные значения εNd (0.25...-0.01). Влияние корового материала подтверждают также повышенные значения δ¹⁸O (8.3 - 9.8 ‰ δ¹⁸O). На диаграмме δ¹⁸O – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, положение

фигуративных точек составов пород указывает на значительную роль коровой контаминации в магмогенезе этих пород. В минералогическом отношении это выражается в наличии в породах гибридных ассоциаций фенокристаллов плагиоклазов, клинопироксенов и амфиболов с прямой и обратной зональностями.

Полученные нами модельные Sm-Nd датировки протолита (T_{DM1}) и - (T_{DM2}), для андезитов и дацитов, лежат в интервале 754-839 млн. лет и 896-912 млн. лет соответственно, что значительно превышает их геологический возраст. Несоответствие величин T_{DM} реальному времени образования также указывает на участие в петрогенезе андезитов и дацитов древнего корового материала, представленного в рассматриваемом регионе протерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива. Последние выходят на земную поверхность, главным образом к востоку и северу от озера Ханка где они представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, содержащими прослои амфиболитов (метабазальтов) и редкие линзы мраморов (нахимовская свита). По имеющимся данным геологический возраст пород нахимовской свиты составляет 1398.5 ± 184 млн. лет [3]. Модельный Nd возраст пород метаморфических комплексов Ханкайского массива соответствует 1.8-1.9 млрд лет для метапелитов и 1.7 млрд лет для метабазитов [2, 3]. Возможно, что именно эти метаморфизованные мафические породы низов коры являлись протолитом для выплавления изученных андезитоидов. Омоложение модельного возраста вулканитов по отношению к их протолитам, по-видимому, связано с участием в генезисе этих пород “молодого” мантийного вещества.

Следует добавить, что необычно высокие содержания Ba и Sr, а также повышенные величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в изученных андезитах и дацитах могут отражать присутствие в составе плавящегося корового субстрата некоторой доли карбонатного вещества, что также подтверждает вероятность участия в их генезисе протолита нахимовской свиты.

Таким образом, совокупность геологических и изотопно-геохимических данных позволяет предположить, что формирование адакитоподобных андезитов и дацитов палеовулкана Новодевица происходило с участием нижнекоровых метабазитов Ханкайского массива.

Выявленное сходство геохимических характеристик андезитов постройки Новодевица и эоценовых адакитов р. Илистая указывает на близкий геохимический состав источников исходных расплавов для этих разновозрастных андезитов.

В заключение можно отметить, что пространственная близость вулкана Новодевица к региональной сдвиговой зоне (Уссурийская), и петрологические особенности его пород позволяют предположить, что формирование массива, вероятно, происходило в обстановке сдвигового растяжения и локального декомпрессионного плавления.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. 572 с.
2. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Лаврик С.Н., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б. Первые данные по изотопному составу неодима метаморфических породах Южного Приморья // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии:[сб. докл.]. Хабаровск: Изд-во ИТИГ ДВО РАН, 2011.С. 66-68.
3. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.Н. Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // ДАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813-815.
4. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. № 3. С. 21-43.
5. Чашин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // ДАН. 2011. Том 438, № 5. С.1-6.
6. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.
7. Tsutsumi Y., Horie K., Sano T. et al. LA-ICP- MS and SHRIMP age of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan // Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Ser. 2012. C, 38. P.15-32.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

КИМБЕРЛИТЫ ТРУБКИ МАНЧАРЫ НА ЯКУТСКОМ ПОГРЕБЕННОМ ПОДНЯТИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

З.А. Алтухова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, altukhova2003@mail.ru

На территории Якутского погребенного поднятия в контуре геофизической аномалии кимберлитового (Хомпу-Майского) поля вскрыты кимберлиты трубки Манчары [1]. Якутское поднятие (450-500х350-450км) - краевой фрагмент северного склона Алданской антеклизы, обособленный дизъюнктивными ограничениями. (рис.1). Трубка Манчары прорывает карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыта юрскими терригенными толщами мощностью 100 м.

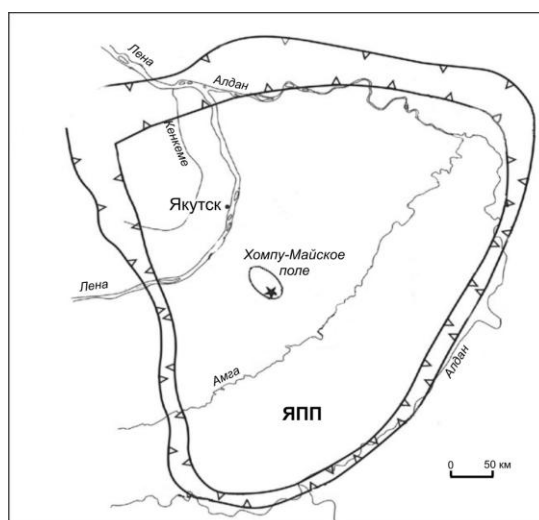


Рис. 1 Схема расположения Хомпу-Майского поля в пределах Якутского погребенного поднятия

В составе порфирового кимберлита данной трубки на отдельных участках (105-115 м) отмечаются мелкие (1,9х0,5; 2,1х0,7 см) ксенолиты садовых пород (-7 об.%), редкие обломки (2,1х1,7 см) хлоритизированных двупироксеновых и биотитовых кристаллических сланцев. В кимберлите распространены (5-15 %) включения (3,5-5,0 -7,0 см) родственных пород: серпентиниты, слюдистые, ильменитовые и гранатовые серпентиниты, а также слюдиты размером 2-7 см.

Различная степень растворения включений серпентинитов определяет неоднородную текстуру кимберлита, чередование крупно- мелкопорфировых участков и мелкозернистой основной массы размером 3-5 см. (рис. 1). Часто процесс растворения мелких включений серпентинитов происходил более интенсивно в центре, по контуру включений располагаются мелкие их реликты (рис. 1В, 1Ж).

Содержание мегакристаллов, макрокристаллов (1,0х0,7; 0,7х0,5 см) зеленовато-серого серпентина (от 3 до 10-35 об.%) определяют крупнопорфировую, порфировую мелкопорфировую, структуру кимберлита на отдельных участках (рис. 2В, 2Д, 2Ж, 2И). Содержание вкрапленников серпентина, ильменита, флогопита, гранатов размером 0,1-0,4 см варьирует от 35 до 50 об.%. Мелкие (0,4—0,2 мм) вкрапленники и мезостазиы основной массы выполнены игольчато-волокнистым lizardитом желтого и буровато-желтого цвета с низким (0,006) двупреломлением. Между вкрапленниками располагаются идиоморфные пластинки слюды светло-бурого цвета с нечетким плеохроизмом $N_p > N_g$. По серпентину на отдельных участках

образовался более поздний желтовато-бурый изотропный опал в виде линз, прожилков и идеально округлых образований, по периферии располагаются выделения талька

В кимберлите распространены крупные (1,6x0,9; 0,7-1,0 см) пластинки флогопита (5-10 об.%) с неровными контурами или в виде оплавленных округлых реликтов (рис. 2Б), иногда с сагенитовой решеткой. По химическому составу флогопит высокомагнезиальный (MgO от 24,70 до 32,05 вес.%) с относительно высоким содержанием глинозема (6,08-12,63 вес.%), низким – железа (3,29-8,06 вес. %) и практически отсутствием оксида титана. В составе слюды постоянно присутствует BaO (0,94- -5,70 вес. %). Высокая глиноземистость отражает высокотемпературные условия кристаллизации слюды [3]. Значения фугитивности и коэффициента глиноземистости флогопита трубки Манчаары соответствуют интервалу температур 1250-1600о [2]

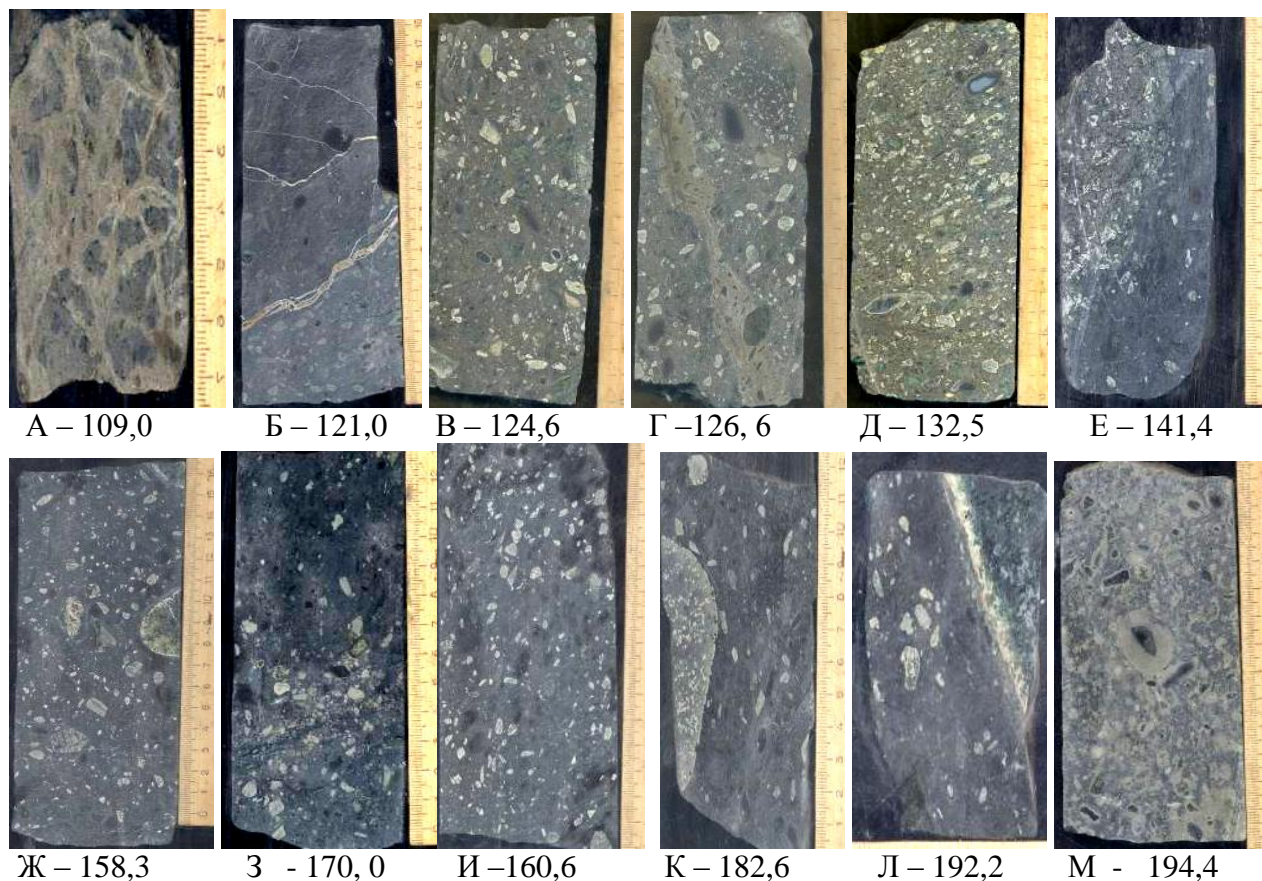


Рис.1. Текстурно-структурные особенности кимберлита трубки Манчаары

А - частичное растворение серпентинита; Б - участки мелкопорфировые, реликты серпентинита, карбонатные прожилки; В, Ж, З, И - расположение зерен серпентина по контуру растворенных мегакристаллов овальной формы, Г, Л - линзовидные карбонатные прожилки, неоднородная текстура; Д, М - крупнозернистая структура, участками текстура ориентированная вследствие растворения мегакристаллов серпентинита; Е, - текстура неоднородная, обособлены крупнозернистые, мелкозернистые участки, скопление реликтов серпентинита

Зерна пикроильменита (2,0x1,0; 1,5x1,7; 0,6x0,3 см) округлой и неправильной форм с извилистыми, бухтообразными контурами (рис. 2В, 2Г) равномерно распределены по вертикальному разрезу. Вокруг порфировых выделений пикроильменита часто наблюдаются зональные реакционные оболочки от 0,5 до 1,0 мм перовскит-магнетитового состава. Содержание MgO в пределах 10,41 - 12,04 вес. %.

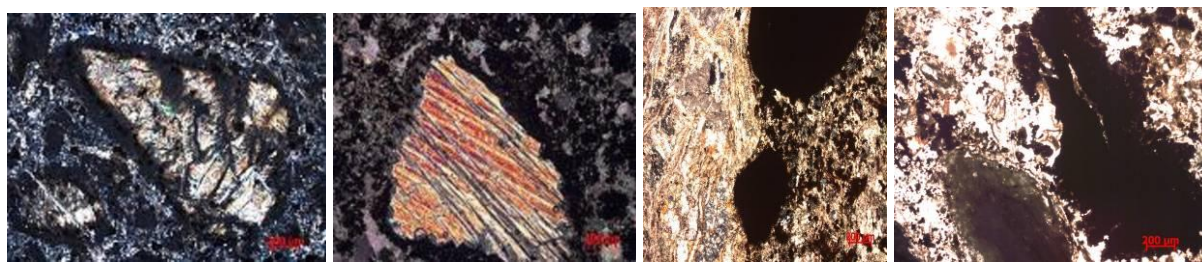


Рис. 2 Растворение макрокристаллов серпентина (А) флогопита (Б), ильменита и (В, Г) в порфировом кимберлите трубки Манчары

Матрикс кимберлита микро- мелкозернистый (0,005 до 0,1 мм) серпентин-флогопит (хлорит)-апатитового состава с ксеноморфными выделениями титанистого андрадита. Вследствие неравномерного распределения минеральных компонентов выделяются серпентин-слюдистые участки (мелкие пластинки слюды включены в серпентиновый базис) и карбонат-серпентин-магнетитовые.

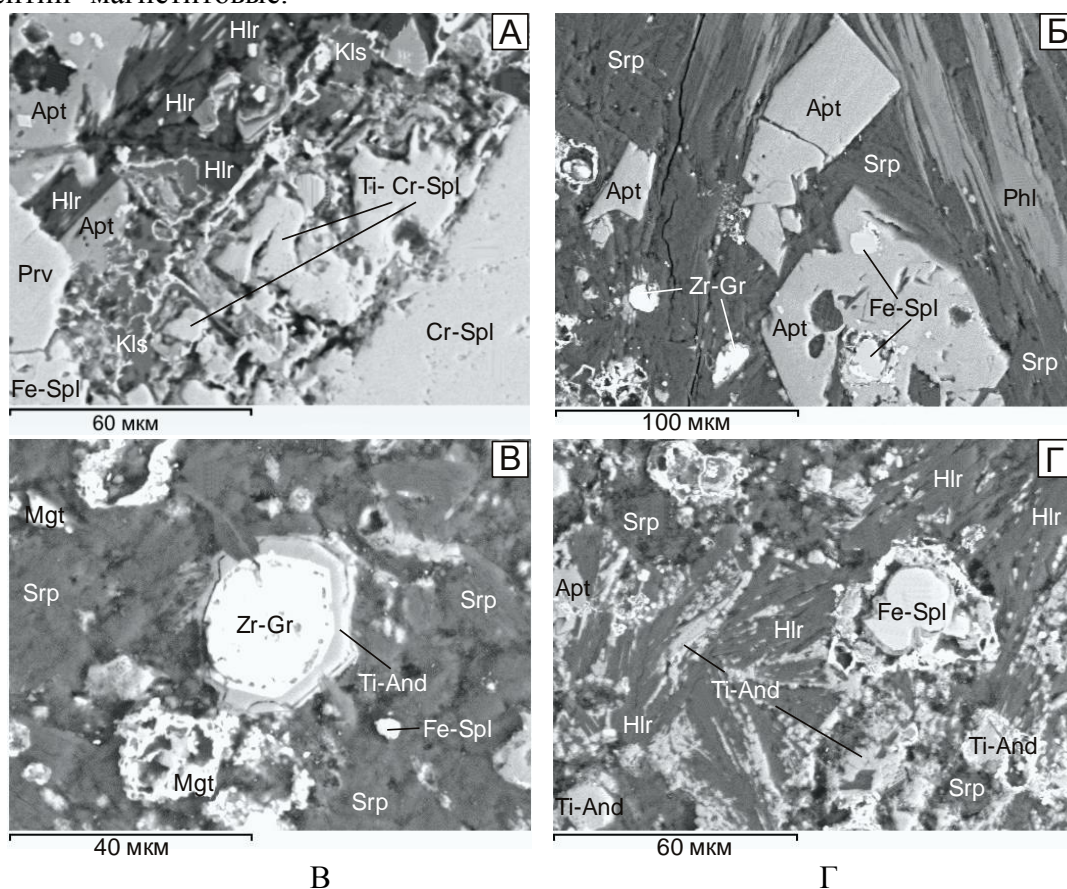


Рис. 3. Взаимоотношения минералов матрикса кимберлита трубки Манчаары:

А – макрокристалл хромшпинелида (Cr-Spl) с реакционной каймой титанистого хромшпинелида (Ti-Cr-Spl), в окружении феррошпинелида (Fe-Spl), перовскита (Prv), апатита (Apt), кальцита (Kls) и хлорита (Hlr); Б – различные формы выделений апатита в ассоциации с флогопитом (Phl), серпентином (Srp) с мельчайшими зёрнами ферришпинелидов и циркониевым гранатом (Zr-Gr); В – зерно циркониевого граната с реликтами титанистого андрадита (Ti-And), ксеноморфные выделения ферришпинелида и магнетита (Mgt) среди серпентинового мезостазиса; Г – реликты Ti-андрадита в виде мелких пластинок с нечеткими контурами среди серпентин-хлоритового базиса, зерна апатита, перовскита, ферришпинелида и титанистого андрадита.

Среди рудных минералов матрикса доминируют агрегаты разноразмерных зерен ферришпинелей, магнетита, перовскита, реже встречаются хромшпинелиды (рис. 3). Нередко по периферии относительно крупных зерен хромита образуется зона распада на ксеноморфные участки, с которыми ассоциируют зерна

перовскита и апатита (рис. 3А). По составу хромиты являются Al-Ti-содержащими разностями серии $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4 - \text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{Mg}_2\text{TiO}_4$. Особенности химического состава ферришпинелей определяют **высокое содержание MgO , Al_2O_3 и присутствие MnO** . Содержание Cr_2O_3 изменяется от 0,5 до 14,0 мас.%. Среди них выделяется титанисто-хромистый магнетит с содержанием Cr_2O_3 от 6,22 до 19,86 мас.%. Химический состав перовскита характеризуют широкие вариации (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. В единичных зернах отмечены CeO и SrO (от 1,38 до 3,05 мас.%).

Апатит в виде мелких зерен и пластинок ассоциирует с хромитом, перовскитом, флогопитом. Для относительно крупных (0,3 мм) зерен апатита характерны следы растворения в виде трещин (рис. 3, Б) или в виде шельфа мельчайших выделений по периферии зерен. Особенности химического состава определяются высоким содержанием SrO (4,10–9,80 мас.%).

Акцессорные минералы представлены кимцеитом и цирконом в виде сглаженных

октаэдрических форм. Мелкие ксеноморфные зерна кимцеита (рис. 3, ж, 3, з), 5в часто замещают центральные части зерен перовскита и шорломита (рис. 3В, 3Г) или отмечаются в виде мелких зерен. Для его состава характерно относительно постоянные величины содержаний (мас.%) $\text{ZrO} - 37,31\text{—}38,98$; $\text{CaO} - 27,15\text{—}28,62$, $\text{FeO} - 11,05\text{—}14,83$; $\text{SiO}_2 - 6,31\text{—}7,58$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 - 7,58\text{—}8,19$.

Распространение (1-5-10 см) карбонатных прожилков по всему разрезу определяют неравномерную карбонатизацию породы. Карбонатизированные участки на контакте с прожилками выделяются нечетко выраженными структурными признаками, вследствие различной степени замещения мега- макрокристаллов (2 см) и вкрапленников крупнозернистым карбонатом (рис. 1Б, 1Г, 1Л). В составе доломита содержание $\text{MgO} - 51,70\text{—}57,34$ вес.%, значение FeO изменяется в пределах 0,65–4,90 мас.%, нередко отмечается примесь SiO_2 от 3,50 до 5,19 вес.%. По кальциту в ассоциации с магнетитом в виде ксеноморфных, реже идиоморфных выделений образуется барит (рис. 6). с содержанием (мас.%) $\text{BaO} - 60,96\text{—}63,22$, $\text{SrO} - 1,96\text{—}3,68$. Редко отмечается примесь FeO в количестве 1,34–2,05

По минеральному составу порфировый слюдястый кимберлит трубки Манчаары относится к лампрофировому ряду кимберлитовой формации. Результаты изучения состава мантийных включений и макрокристаллов главных породообразующих минералов свидетельствуют, что кимберлитовая магма образовалась по всей вероятности вследствие 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.. Возможно, что в случае с трубкой Манчаары, имело место частичная ассимиляция мигрировавшим кимберлитовым расплавом субстрата карбонатитового массива заключенного в земной коре.

Литература

1. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А, Алтухова З.А. Новый геофизический подход к минерагеническому районированию Сибирской платформы и перспективы алмазоносности Якутского погребенного поднятия // Литосфера 2011, №5, с. 30-52
2. Foley P.S. The Oxidation State of Lamproitic Magmas // Miner. Petrographische Mitteilungen. 1985. № 34. P/217—238
3. Hoji Arai. Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites // Contrib Mineral Petrol, 1984. 87. P. 260—264

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ПОЛИСУЛЬФИДНЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОДОРОНО (Ю.ЯКУТИЯ)

Г.С. Анисимова¹, Е.П. Соколов²

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

²ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология», г. Якутск

Для Южной Якутии на примере месторождения Бодороно установлен новый тип оруденения, связанный с докембрийскими зеленокаменными поясами восточной окраины Западно-Алданского кратона (гидротермально-метаморфогенного золото-кварцевого типа) и с наложенной позднемезозойской эпохой тектоно-магматической активизации на стыке со Становой складчато-надвиговой зоной (золото-редкометального полисульфидного типа).

Месторождение Бодороно расположено в центральной части рудного узла, на площади водоразделов левых притоков рч. Агинок (ручьи Бодороно, Иван-Беренген, Левый Агинок). Коренные источники золота - зеленокаменные диафториты с жильно-прожилковой кварцевой минерализацией располагаются в плотике и на водораздельных пространствах, на площади около 100 кв. км. Наиболее насыщен рудными телами водораздел ручьев Бодороно, Иван-Беренген (8 кв. км), наблюдаемая амплитуда оруденения по вертикали оценивается до 500 м.

Характерная особенность геологии месторождения - широкое распространение толщи архейских умеренно щелочных и щелочных метабазитов тыркандинского комплекса (габбронориты, основные кристаллосланцы, гнейсы), в переслаивании с аляскистыми гранитами древнеалданского гнейсочарноэндербитового комплекса (серо и голубокварцевые кварц-полевошпатовые гранито-гнейсы). По Г.В. Бирюлькину (1985 г.) - это фрагмент архейского зеленокаменного пояса, местного аналога рудоносных базитов провинций Гулук, Бадплас (хребет Барбертон). Вмещающей средой служат гранулит-гнейсы джелтулинской серии. Породы смяты в сжатые изоклинальные складки северо-западного простирания, прорваны многочисленными секущими раннемеловыми дайками керсантитов - диоритовых порфириров субширотного простирания.

В верхнем течение рч. Бодороно впервые выделены две субпараллельные рудные зоны (рудные зоны 1 и 2) субмеридионального север-северо-восточного простирания, с высокими содержаниями золота. Обе зоны прослежены по простиранию на 2 км, видимая мощность каждой зоны около 200 – 250 м. По гипсометрии оруденение прослежено в интервале 500 м. Другая рудная зона 3 прослежена в верхнем течении рч. Левый Агинок, восточный фланг рудного поля. Рудные тела представлены серией разлинзованных кварцевых жил в пологом залегании, мощность жил 0,1 – 0,4 м. Простирание рудной зоны северо-восточное (50 – 60°), протяженность 1,0 км.

Минеральный состав руд довольно простой [1]. Главным, доминирующим минералом выполнения руд является кварц. Сульфиды в рудных телах распределены неравномерно и в количественном отношении не превышают 1-3%. Среди рудных минералов преобладают пирротин, халькопирит, пирит и галенит, реже отмечаются теллур-висмутовый минерал из группы густавита, сфалерит, ильменит, гематит, магнетит, самородное золото, среди спорадически встречающихся наблюдается марказит, пентландит. Вторичные минералы представлены гетитом, ярозитом, англезитом, бисмитом, теллуридами.

В раннюю стадию предрудного метасоматоза сформированы две минеральные ассоциации: гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая. В среднюю стадию образуется халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая с золотом и поздняя стадия представлена ширмерит(?) - кварцевой минеральной ассоциацией с золотом.

В течение первого этапа, в основном, предрудного метасоматоза сформированы две минеральные ассоциации: гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая. Типоморфными минералами первой ассоциации являются гематит и магнетит, редко

отмечаются ильменит и пентландит. Типоморфными минералами второй ассоциации является пирит и пирротин. Редко наблюдается халькопирит.

Второй этап охватывает формирование халькопирит-сфалерит-галенит- кварцевой с золотом минеральной ассоциации. Типоморфными минералами данной ассоциации являются галенит, халькопирит, сфалерит, золото. Самородное золото представлено преимущественно комковидными, реже интерстициальными частицами.

Поздний этап с ширмерит-кварцевой с золотом минеральной ассоциацией характеризуется увеличением потенциала теллура, висмута, серебра, сурьмы и серы. Типоморфными минералами являются минерал из группы густавита – ширмерит (?), оксиды Bi и теллуриды Bi, Te, Pb, Ag и Sb. Отмечается крупное самородное золото в парагенезисе с данной ассоциацией. Следует отметить, что наиболее продуктивными на золото являются ассоциации: сфалерит-халькопирит-галенит-кварцевая и ширмерит-кварцевая.

Висмутовый минерал из группы густавита (ширмерит?), $\text{AgPb}_2\text{Bi}_3\text{S}_7$ – второстепенный минерал. В ассоциации с самородным золотом и галенитом образует гнезда в кварце. Как более ранний минерал замещается самородным золотом и подвержен окислению с образованием тонких каемочек, просечек вторичных минералов Te, Bi, Fe (рис.А-Б). По химическому составу изученный минерал относится к лиллианит-густавитовой серии с вариациями концентраций Ag от 1.6 до 6.66%, Bi - от 30,37 до 34,6%, Te – от 0,52 до 1.78%, Pb – от 44,51 до 49.92%, Sb от 0,04 до 1.62 %, S от 14,24-16.27% (в среднем: Ag – 2.63%, Bi – 32.74%, Te – 1.19%, Pb – 48.00%, Sb – 0.82%, S -15.2%) и более близок к ширмериту (таблица).

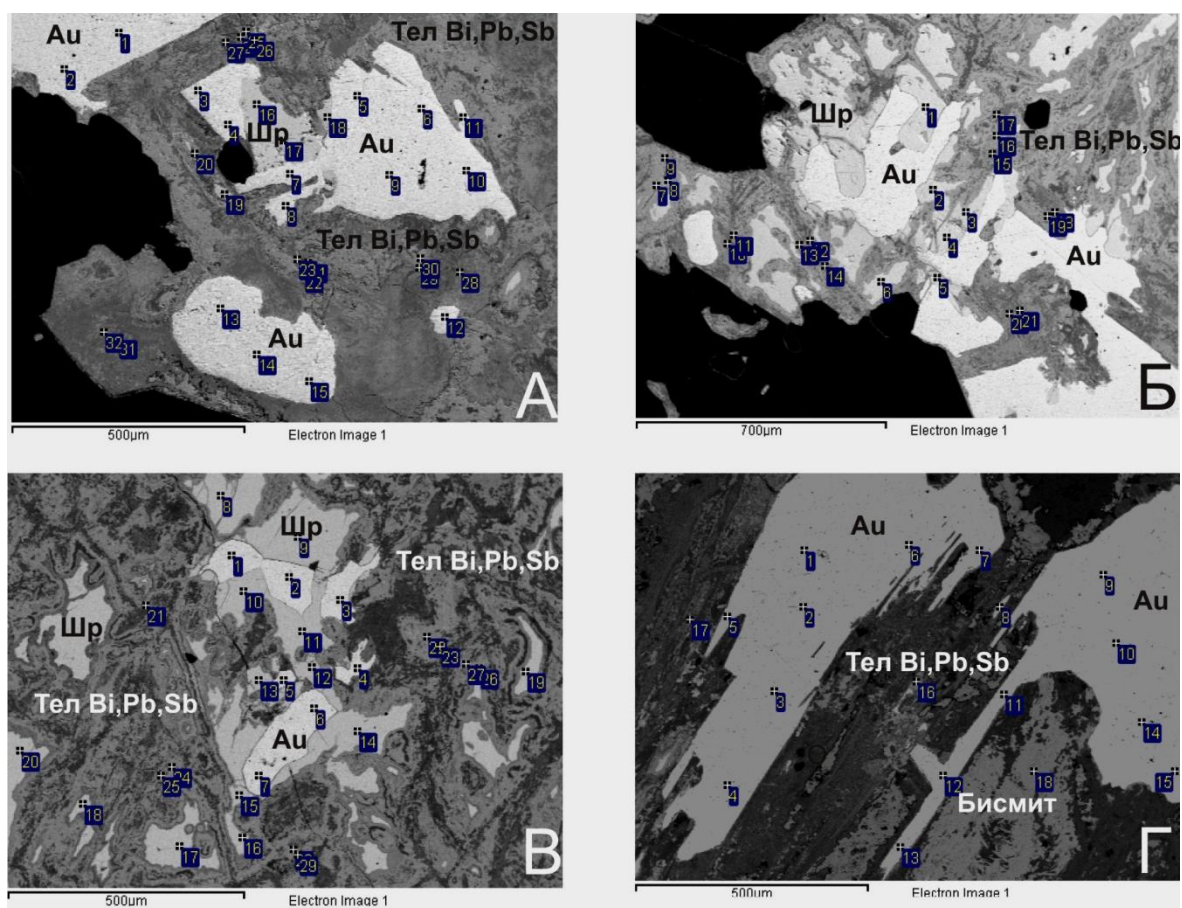


Рис. Взаимоотношение самородного золота (Au) с ширмеритом (Шр), бисмитом и теллуридами Bi, Pb, Sb (тел Bi, Pb, Sb). Цифры – номера микрозондового анализа.

Самородное золото, Au встречается в виде интерстициальных, прожилковидных, комковидных выделений в кварце, в виде кристаллов, овальных выделений в гидроксидах железа в ассоциации с галенитом, сфалеритом висмутовым минералом из группы густавита (рис., А-Б), оксидами и теллуридами висмута (рис., А-Г), англезитом. Размер золотинок от долей

мм до 2 -3 мм и более. Выделяется золото трех генераций: более высокопробное (921-949 ‰) темно-желтое (ярко-желтое) раннего этапа, элементы-примеси в золоте не обнаружены, среднепробное (853-861‰) ярко-желтого цвета, ассоциирующее с минералами среднего этапа, из примесей содержит свинец, никель и кобальт, и позднее, связанное с висмутовыми минералами и представленное среднепробной (870-880‰) разностью с примесью меди, свинца и ртути, но более высокопробное, чем золото-II. Мощность кварцевых жил не влияет на содержания золота, какой-либо зависимости количества золота от увеличения или уменьшения мощности жилы, не выявлено. Рудные столбы встречаются как в маломощных прожилках (5 -7 см), так и в жилах мощностью 0,5 – 1,0 м.

Оксиды Bi и теллуриды Bi,Te, Pb, Ag и Sb развиваются по ширмериту, иногда полностью его замещая. Вторичные минералы представлены бисмитом (табл., анал.16, рис., Г) и теллуридами Bi, Sb (табл., анал.14, рис., А-Г) и Bi, Pb, Sb (табл., анал.15, рис., А-Г).

Таблица

Химический состав минералов Bi,Te, Pb, Ag и Sb

№ анал.	S	Ag	Sb	Te	Pb	Bi	As	O	Сумма
1	15,16	3,62	1,02	—	47,82	32,98	—	—	100,61
2	15,85	3,03	—	0,52	47,07	33,61	—	—	100,08
3	15,17	2,99	1,48	—	47,66	32,47	—	—	99,77
4	15,03	2,4	1,38	0,83	48,32	32,56	—	—	100,53
5	14,84	2,19	—	—	48,41	33,51	—	—	98,95
6	16,27	1,6	1,03	—	47,62	32,64	—	—	99,16
7	15,89	2,74	—	—	49,92	31,74	—	—	100,29
8	14,62	2,51	0,97	—	47,94	33,72	—	—	99,76
9	15,25	2,26	1,29	—	49,39	32,99	—	—	101,18
10	16,11	3,22	0,57	—	48,59	32,28	—	—	100,77
11	15,09	2,33	0,51	—	47,51	33,31	—	—	98,74
12	14,61	3,11	1,52	—	49,51	31,3	—	—	100,05
13	15,36	3,66	0,51	—	47,64	34,4	—	—	101,57
14	—	—	8,37	8,31	—	62,43	1,69	18,78	99,58
15	—	—	3,44	6,58	—	52,33	3,03	23,12	99,93
16	—	—	—	—	—	79,93	—	19,07	99,00

Примечание: Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение – 20 кВ, ток – 1,7 нА; аналитические линии: Bi– М α ; Te, Pb, Ag, Sb, S – L α ; Cu, S – K α . Эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Ag – 100%. Аналитик Н.В.Христофорова.

Месторождение характеризуется комплексной полихронной рудной минерализацией, в которой совмещено золото-кварцевое оруденение пирротин-пиритового и полиметаллического минеральных типов с эпитермальной Au-Ag-Te-Bi минерализацией.

На данное время объекты-аналоги в регионе отсутствуют, близкие объекты со сходными геологическими условиями проявлены на сопредельной территории в Амурской области (месторождение Золотая Гора).

Литература

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Особенности минерализации месторождения Бодороно (Ю.Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции, 2-4 апреля 2013 г. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. – Том I. – С.38-41.

ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ

Н.В. Бердников¹, М.А. Пугачевский^{2,3}, В.С. Комарова¹

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт материаловедения ХНЦ ДВО РАН, г. Хабаровск

³Дальневосточный институт путей сообщений, г. Хабаровск

Изучены углеродистые сланцы сутырской и кимканской толщ (Хабаровский край, ЕАО, Дальний Восток России), а также локализованного в кимканской толще графитового месторождения Союзное.

Сутырская толща (PR₁) слагает тектонический блок в зоне Хинганского разлома. В составе толщи ведущая роль принадлежит слюдяным сланцам, среди которых встречаются филлиты, метаалевролиты, мраморы и кварциты. Для сланцев характерна повышенная углеродистость (1-5 % C_{орг}), среди них встречаются пласто- и линзообразные тела с содержанием углеродистого материала от 10 до 80 %. Сланцы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, в местах контактового воздействия палеозойских гранитоидов они приобретают облик гнейсоподобных пород, нередко с гранатом, силлиманитом и андалузитом. На участке отбора проб толща инъецирована многочисленными дайками долеритов. Общая мощность толщи оценена в 1500 метров.

Углеродистое вещество (УВ) в сланцах тонкозернистое сажеобразное, заполняет межкристаллитное пространство, подчеркивая слоистую структуру пород, и образует мелкую сыпь в кварце. По данным рентгеновской микродифракции и спектроскопии комбинационного рассеивания света УВ сутырской толщи представлено слабоупорядоченным графитом с размером чешуек не более 10-20 нм, с которым часто ассоциирует битумоидная составляющая [2]. Судя по изотопным характеристикам ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -20.7 \div -24.4 \text{ ‰}$) оно имеет преимущественно биогенное происхождение [11].

Кимканская толща (Є₁) слагает крупный блок в останцах кровли гранитов. В ее разрезе распространены рассланцованные песчаники, мраморы, кварциты, алевролиты, углеродистые (0.5-2 % C_{орг}) слюдяно-кварцевые сланцы и филлиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Встречаются пачки высокоуглеродистых сланцев с содержанием C_{орг.} до 25.7 %. Вблизи ордовикских интрузий гранитов рассланцованные породы контактово метаморфизованы с образованием роговиков амфибол- и мусковит-роговиковой фаций.

Как и в породах сутырской толщи, УВ кимканских сланцев представлено слабоупорядоченным нанокристаллическим графитом, располагающимся вдоль слоистости и образующим микровключения в минералах [2]. Его утяжеленный изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -16.5 \div -19.1 \text{ ‰}$) позволяет предполагать, что наряду с биогенной составляющей в нем присутствует углерод глубинного происхождения [11].

Союзное месторождение графита представляет собой чередование более десятка пластов высокоуглеродистых пород со средним содержанием графита 16-18 %. Площадь месторождения 60 км², согласно прогнозным ресурсам графитовых руд (2-3 млрд. т) Союзное является одним из крупнейших месторождений графита в мире [8].

Графит на месторождении по форме выделения в основном явнокристаллический, образует изометричные чешуйки, ориентированные вдоль слоистости пород, заполняет межзерновые пространства, трассирует трещинки спайности и раскола в зернах кварца и полевых шпатов, образует в них микровключения.

На микроуровне графит месторождения представлен четырьмя основными разновидностями: пластинчатой, призматической, игольчатой и колломорфной. Самыми распространенными являются изученные в данной работе пластинчатая и призматическая. Обогащенность графита легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ от -20.6 до -23.8 ‰) указывает на его преимущественно биогенное происхождение [11].

Концентрации платины в углеродистых сланцах, определенные разными методами, значительно варьируют. Наибольшее количество определений (более 130) сделано методом ICP-MS с кислотным разложением проб [7]. Средние значения в сланцах сутырской толщи составляют 13,9, кимканской толщи 11,4, месторождения Союзное 4,2 мг/т. Результаты балансовых расчетов после гравитационно-флотационного обогащения показывают значения содержаний платины в углеродистых сланцах сутырской и кимканской толщ 0,44 и 490 мг/т, соответственно [1].

Основным методом поиска и исследования форм нахождения платины в углеродистых сланцах была сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом (РЭМ EVO 40HV, Carl Zeiss, Германия, спектрометры INCA Energy 350 и X-MAX 80, Oxford instruments, Великобритания). Привлекались также результаты минералогического анализа протолок и продуктов гравитационного обогащения (минералог Л.И. Щербак, ИГД ДВО РАН, Хабаровск), данные просвечивающей электронной микроскопии (микродифракция и спектроскопия энергетических потерь электронов на ПЭМ Libra-120, ДВГУПС, Хабаровск) чешуек графита.

Платина в изученных нами углеродистых метаосадочных породах присутствует в трех формах: макровключения, микровключения и рассеянная в графите. К макровключениям мы относим зерна размером более 0,05 мм, диагностируемые под оптическим микроскопом и выделяемые с помощью гравитационных и флотационных методов обогащения. Как правило, в их составе преобладает платина, в качестве основной примеси присутствует железо. Микровключениями мы считаем выделения меньшего размера, чаще всего менее 20 мкм. Содержание в них платины по данным энергодисперсионного анализа колеблется в широких пределах от долей до 93 мас. %, остальное приходится на долю примесей, среди которых преобладают элементы породной матрицы. Рассеянная в графите платина диагностируется лишь специальными методами EELS спектроскопии и микродифракции.

Макровключения платины обнаружены только в углеродистых сланцах сутырской толщи методами минералогического анализа протолок и продуктов гравитационного обогащения [1]. Они относятся к изоферроплатине и по содержанию железа (9,4-12,0 мас. %) сходны с изоферроплатиной из дунитов и клинопироксенитов массива Кондер (7,5-9,5 мас. % Fe по [5]).

Микровключения, в составе которых зафиксирована платина, часто встречаются в изученном материале. Наиболее широко их разновидности представлены в сланцах кимканской толщи. Включения с самыми низкими (от десятых до нескольких мас. %) концентрациями платины представлены субкристаллическими образованиями, обогащенными оловом и/или медью. Платина может находиться в них как в рассеянном состоянии, так и в виде наноразмерных выделений, ассоциирующих с обогащенными оловом или медью фазами. Фиксируемые энергодисперсионным анализом примеси C, O, Si, Al, Ti, Fe могут как входить в состав самих микровключений, так и принадлежать материалу матрицы.

Включения с высокими концентрациями платины характеризуются равномерным фототонем в обратно рассеянных электронах. Такие микровключения имеют форму угловатых частичек, пластинок, проволочек, реже футляровидных и полнопроявленных кристаллов.

В углеродистых сланцах сутырской толщи обогащенные платиной микровключения встречаются значительно реже. Обычно это неправильные с размытыми краями или пластинчатые выделения размером 1-5 мкм, содержание платины в них колеблется от 18,3 до 76,4 мас. %. При этом, в отличие от микровключений из сланцев кимканской толщи, в них в качестве примесей фиксируются только элементы углерод-силикатной матрицы. Примеси других металлов (Ni, Cu, Sn, Au, Ag) отсутствуют.

Микровключения платины в графитовых сланцах месторождения Союзного редки, их размеры варьируют от долей мкм до 1-2 мкм. Содержания в них платины по данным энергодисперсионного микроанализа не превышают 10 мас. %, остальное приходится на долю примесей порообразующих элементов Si, Al, Na, K.

EELS спектроскопия графитовых чешуек позволила в ряде образцов сланцев месторождения выявить характеристические потери энергии электронов $O_{2,3}$, соответствующие

Pt и Au, и представить визуальную картину их распределения в графите [2]. Поскольку Pt и Au имеют близкие значения $O_{2,3}$, для детализации полученного результата определен EELS спектр характеристических потерь $M_{4,5}$ [9]. Известно, что область характеристических потерь $M_{4,5}$ для Pt начинается при 2150-2200 эВ, в то время как для Au – при 2270-2300 эВ. Поскольку на полученном EEL спектре характеристические потери фиксируются, начиная с 2170-2250 эВ, можно уверенно говорить о наличии платины в изученном графите. Присутствие золота в нем также возможно, поскольку повышенные значения $M_{4,5}$ в области более 2250 эВ могут быть результатом наложения спектров поглощения Pt и Au. Однако это представляется маловероятным, если принять во внимание данные о предпочтительном вхождении платины в графит [4].

EELS исследования показали, что примерно в трети изученных чешуек высокотемпературного полнокристаллического графита Союзного месторождения присутствует платина (\pm Au). В нанокристаллическом графите сутырской и кимканской толщ платина и золото этим методом не обнаружены [2].

Для выяснения фазового состояния платины в графите использован метод Select Area Electron Diffraction (SAED) с диафрагмой Select Area 10 мкм. Изучались области графита из образца О-52 Союзного месторождения, в которых по данным EELS картирования обнаружена платина. В этих областях выполнены микродифракционные исследования участков площадью порядка 0,5 мкм². Идентификация микродифракционных картин показала, что платина в графите может присутствовать как в виде металла, так и в виде двуокиси PtO₂. Анализ картотеки базы данных ASTM показал, что кроме фаз Pt и PtO₂ полученные значения d характерны для соединений платины с кремнием Pt₂Si и Pt₆₄Si₃₆. Однако их присутствие в образце маловероятно, т.к. на EELS-спектрах изученных участков графитовых чешуек характеристические пики кремния отсутствуют.

Сравнение полученных значений d с межплоскостными расстояниями Au свидетельствует также о маловероятности нахождения в графите золота.

Таким образом, согласно нашим данным, морфология и состав выделений, формирующих платинометальную минерализацию углеродистых сланцев изученных проявлений, различны. В сланцах сутырской толщи присутствуют относительно крупные зерна изоферроплатины, которые в сланцах кимканской толщи и месторождения Союзное не обнаружены. Нам представляется, что наиболее вероятным их источником могли быть дайки и небольшие тела оливиновых долеритов, обильно интродуцирующих сутырскую толщу в районе опробования. По-видимому, макровключения попали в материал сланцев при отборе крупнообъемной (70 кг) технологической пробы для экспериментов по гравитационному и флотационному обогащению [1]. В таком случае отсутствие этой формы выделения платины в сланцах кимканской толщи и месторождения Союзное связано с отсутствием на территории их проявления подобных магматических образований. Поэтому данная форма выделения платины, вероятнее всего, не сингенетична углеродистым сланцам и не является характерной для них.

Обогащенные платиной микровключения в углеродистых сланцах кимканской толщи условно можно разбить на 3 группы: платина, рассеянная в аморфной (?) фазе, нановыделения платины в ассоциации с фазами, обогащенными другими металлами (Ni, Cu, Sn), и существенно платиновые микровключения. Вероятнее всего, включения этих групп представляют последовательные этапы их перекристаллизации и очищения от примесей. Начальным этапам отвечают микровключения с рассеянной в аморфной фазе платиной, конечным – ее кристаллические формы, пластинки и проволочки.

Микровключения из сланцев сутырской толщи и месторождения Союзное сходны по составу. Его вариации, вероятнее всего, связаны со степенью захвата в зону возбуждения аналитического излучения материала матрицы: в мелких включениях «примесей» элементов матрицы больше, в относительно крупных – меньше.

Платина, рассеянная в графите месторождения Союзного, представляет собой особую форму выделения. Возможность хемосорбции платины на графит показана экспериментально

[6]. Отмечено, что количество сорбированной графитом платины увеличивается с температурой и достигает при 500°C $3,92 \times 10^{-3}$ моль Pt на кг сухого вещества (790 г/т).

Ранее сообщалось о различных формах платины, ассоциированной с углеродом. Это полученные экспериментально наноразмерные проволоочки и частички, формирующиеся в каналах нанотрубок, а также платиновые пластинки толщиной 2-3 нм между слоями графита (Pt-графитовый интеркалат) [3, 10]. В наших образцах природного графита каких-либо отдельных фаз платины в графите визуально не зафиксировано на всех уровнях увеличений сканирующего и просвечивающего микроскопа. Это говорит о том, что Pt и PtO₂ рассеяны в графите или адсорбированны на его поверхности в виде наноразмерных (первые нанометры) выделений.

Обнаружение ассоциированной с графитом платины в высокотемпературных сланцах месторождения Союзного и отсутствие ее в низкотемпературном графите сланцев сутырской и кимканской толщ подтверждает экспериментальные данные о наиболее интенсивной абсорбции платины углеродом при высоких (порядка 500°C) температурах [6].

Проведенные исследования показывают, что платина в углеродистых сланцах выделяется в виде микровключений и ассоциирует с графитом в виде Pt и PtO₂ на наноуровне. Микровключения более характерны для низкотемпературных (зеленосланцевая фация) сланцев со слабо упорядоченным наноразмерным графитом, а наноразмерные ее выделения – для высокотемпературных (амфиболитовая фация) графитовых сланцев. Возможно, эта закономерность является результатом перераспределения платины из микровключений в графит при возрастании температуры. Полученные данные необходимо учитывать при разработке критериев поиска платиновой минерализации в углеродистых породах, а также при создании технологий обогащения и переработки высокоуглеродистого платинового сырья.

Литература

1. Александрова Т.Н., Черепанов А.А., Бердников Н.В. Результаты минералогического и технологического изучения благороднометальной минерализации углеродистых пород сутырской и кимканской толщ Буреинского массива // Проблемы комплексного освоения георесурсов: материалы IV Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых (Хабаровск, 27-29 сентября 2011 г). Хабаровск: ИГД ДВО РАН, 2011. Т.1. С. 229-235.
2. Бердников Н.В., Шумилова Т.Г., Пячин С.А., Пугачевский М.А., Черепанов А.А., Исаенко С.И., Карпович Н.Ф., Комарова В.С. Фазовое состояние углеродистого вещества металлоносных сланцев Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 4. С. 42-49.
3. Дунаев А.В. Слоистые углеродные матрицы с наночастицами металлов: получение и свойства. Автореферат канд. дисс. М., 2010. - 24 с.
4. Заводинский В.Г., Михайленко Е.А., Ханчук А.И. Сравнительное моделирование поведения благородных металлов в графитовых сланцах // Георесурсы, 2012. № 1. С. 25-27.
5. Некрасов И.Я. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. - 389 с.
6. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В. Моделирование хемосорбции золота и платины на графит, синтезированный из битумоидов // Труды XV Всероссийского совещания по экспериментальной минералогии. Сыктывкар, 2005. С. 397-398.
7. Черепанов А.А., Бердников Н.В. Благородные металлы в углеродистых породах восточной части Буреинского массива: новые данные // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. VIII Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции. 17-20 сентября, Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 339-342.
8. Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное (новые данные) // Отечественная геология, 2014. № 1. С. 21-32.
9. Han W.-Q., Su D., Wu L., Aoki T. and Zhu Y. Tri- and quadri-metallic ultrathin nanowires synthesized by one-step phase-transfer approach // Nanotechnology, 2009. V. 20. P. 495605–495609.
10. Masayuki S., Koichi I. and Masahiko A. Formation of platinum nanosheets between graphite layers // Chemical Communications, 2000. – P. 623–624.
11. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. – 352 P.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ЗОЛОТУРДНЫЕ ПЛОЩАДИ РОССЫПЕЙ ДЖЕЛТУЛИНСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ

С.И. Бородавкин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Исследуемый район расположен в пределах Становой складчатой области на левобережье р. Гиллой. В центре его выделяется Желтулинская купольная структура (рис. 1). Она имеет овальную форму с размерами 27×21 км и вытянута в северо-западном направлении. Естественными границами купольной структуры являются зоны глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания и серия дугообразных тектонических нарушений. Её центральную часть слагают метаморфические породы, относящиеся к отложениям штыкжакской свиты, залегающей в основании разреза позднеархейских отложений иликанской серии. Обрамление купольной структуры сложено породами джигдалинской свиты иликанской серии, смятыми в складки северо-западного простирания, запрокинутые в сторону купола. Все породы иликанской серии сформированы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и представлены гнейсами. В более позднее время они подвергались процессам диафтореза в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма. В наиболее опущенных блоках в зонах северо-восточных разломов сохранились раннемеловые вулканогенные отложения среднего и кислого состава.

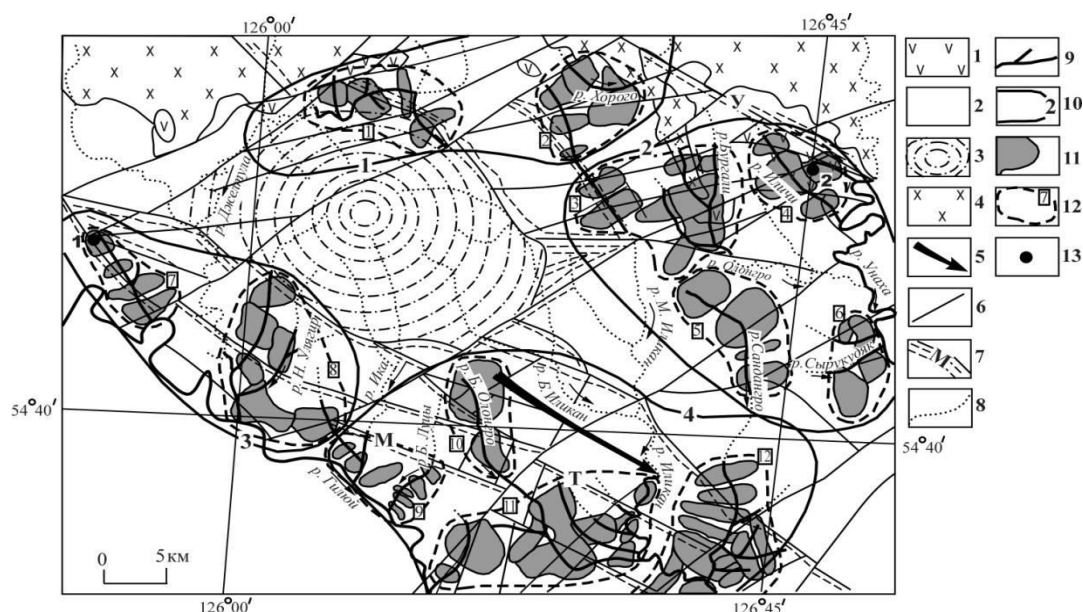


Рисунок 1. Россыпи и их потенциальные рудные поля Желтулинской купольной структуры. 1 – вулканогенные отложения раннемелового возраста; 2 – биотит-роговообманковые гнейсы джигдалинской свиты позднеархейского возраста с массивами габбро-амфиболитов и гранитоидов раннепротерозойского возраста; 3 – биотитовые и двуслюдяные гнейсы штыкжакской свиты позднеархейского возраста; 4 – гранодиориты позднеюрского возраста; 5 – ось Иликанской антиклинали с указанием направления погружения; 6 – тектонические нарушения; 7 – зоны рассланцевания и диафтореза: М – Могоктакая, Т – Тыгукитская, У – Унахинская; 8 – водотоки; 9 – россыпи золота; 10 – золотоносные узлы: 1 – Желтулинский, 2 – Могоктакий, 3 – Иличинский, 4 – Верхнеиликанский; 11 – потенциальные золоторудные поля; 12 – золоторудные площади: 1 – Желтулинская, 2 – Хороговская, 3 – Олонгро-М.Иликанская, 4 – Иличинская, 5 – Сандангронская, 6 – Сыркудукская, 7 – Могоктакая, 8 – Н.Улягирская, 9 – Б.Луцкая, 10 – Б.Олонгринская, 11 – Иликанская, 12 – Сардангро-Сирюканская; 13 – рудопроявления золота: 1 – Могоктак, 2 – Иличи.

Интрузивные образования представлены раннепротерозойскими габбро-амфиболитами, пегматоидными и метасоматическими гранитами, позднеюрским Унахинским массивом гранодиоритов, субвулканическими телами дацитов, ассоциирующих с раннемеловыми вулканитами, и полями даек среднего и кислого состава мелового возраста. Простираание даек преимущественно северо-восточное. Мезозойские разрывные нарушения имеют северо-восточное простираание и секут складчатые структуры и зоны расщепления северо-западного простираания. Они представлены сериями сближенных зон дробления и катаклаза пород мощностью от первых до десятков метров, с интенсивно проявленными серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией пород. Эти разломы группируются в зоны, которые контролируют размещение полей даек преимущественно кислого или пёстрого состава. Самые молодые разломы имеют субширотное простираание. Они секут разломы северо-западного и северо-восточного простираания, а также эффузивы и дайки мелового возраста.

Золотоносность в районе известна с 1885 г., когда в бассейне р. Олонгро была открыта первая россыпь и организован прииск Дождливый. В дальнейшем россыпи были обнаружены и по другим водотокам. Оработка россыпей продолжается и в настоящее время. Совместный анализ геологических карт территории масштаба 1:200000 и 1:50000 и размещение золотоносных водотоков показал, что наиболее богатые россыпи и их скопления приурочены к местам пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений, образуя золотоносные узлы в зоне обрамления купольной структуры. По периферии купольной структуры в такой позиции находятся четыре золотоносных узла.

Все россыпи рассматриваемой территории приурочены к пойменным отложениям современных водотоков и аллювиальным отложениям первой надпойменной террасы. Основное количество золота в них сосредоточено в нижней части аллювия в виде золотоносного пласта мощностью 0.2-2.0 м, залегающего на плотике из коренных пород. Поверхность плотиков россыпей слабоволнистая, без резких подъёмов и погружений. Исключением является россыпь р. Иликан, отличающаяся повышенной мощностью торфов до 3-6 м. Распределение металла в россыпях крайне неравномерное. По отдельным шурфам содержание на массу достигает 1.5 г/м^3 , а в соседних выработках уменьшается до 30-50 мг/м^3 . По длине россыпи также происходит неоднократное чередование богатых и более бедных участков, что отчётливо видно по расположению следов старых старательских отработок.

Основная масса золота в россыпях представлена мелкими фракциями, хотя на отдельных участках присутствуют зерна 3 мм и более. Часто они слабоокатанные и содержат включения кварца, содержание которого составляет от 1 до 9.9% их массы. Зерна золота имеют рудный облик и сохраняют свою первоначальную комковидную и амёбообразную форму, хотя края их несколько сглажены. Наряду с комкообразными зёрнами золота присутствуют удлинённые и нитевидные формы, агрегаты сросшихся нитей и дендритоиды. Слабая окатанность золота подтверждается низким коэффициентом износа металла, который варьирует от 3.64 до 1. Коэффициент износа металла определён на основании установленной закономерности истирания золота в процессе окатывания при увеличении глубины эрозионного среза коренного источника [3]. Уровень эрозионного среза определялся по коэффициенту износа золота в зоне нарастания продуктивности россыпи. Определение уровня эрозионного среза по коэффициенту износа в зоне нарастания продуктивности россыпи. Степень изношенности золота (J) определялась по формуле:

$$J = K_y - K_i,$$

где K_y – средняя уплощённость зёрен фракции -1.5+0.5 мм, рассчитанная по выше приведённой формуле Н.Б.Вассоевича; K_i – исходная уплощённость у руде.

Проба золота, на фоне общего повышения вниз по россыпи, часто осложняется её понижениями на локальных участках, что является критерием поступления новых порций металла из коренных источников. Перечисленные особенности строения россыпей прослеженных водотоков позволили автору сделать вывод об их принадлежности к россыпям ближнего сноса, которые имеют тесную связь с коренными источниками.

Несмотря на обилие россыпей ближнего сноса, коренные источники большинства из них пока не обнаружены по причине неудовлетворительной обнажённости и ещё слабой опойскованности. На их наличие указывают преобладание неокатанного золота рудного облика, сростки его зёрен с кварцем и другими рудными минералами, скопления крупных его фракций и самородков, а также резкие увеличения линейного запаса и содержаний металла на отдельных участках россыпей. Для выявления рудоносных участков проведён анализ типоморфных свойств самородного золота из россыпей и распределение его по водотокам, согласно методике, изложенной в работе [2]. В результате установлено, что по длине каждой россыпи типоморфные свойства золота значительно изменяются. Выделены участки долин со слабо окатанным золотом, преобладанием зерен более крупных его фракций по сравнению с соседними участками, а проба золота изменяется в широких пределах. Содержание металла в россыпях крайне неравномерное с чётким выделением локальных обогащённых участков. Всё это указывает на то, что россыпи принадлежат к россыпям ближнего сноса и формировались они за счёт большого количества коренных источников. По типоморфным свойствам россыпного золота в соответствии с изложенной методикой можно определить местоположение коренных источников, их формационную принадлежность и масштабы оруденения.

Информация по каждому из признаков золота неравнозначна и недостаточна для определённых заключений, но совокупность таких признаков, как повышение в определённых интервалах россыпей крупности золота, появление существенной доли его зёрен рудного облика и понижение пробы указывают на верхнюю границу участка поступления его в россыпь. Возрастание линейного запаса золота и особенно его максимума обычно несколько смещается вниз по течению от местоположения источника. По совокупности этих признаков область подпитки определяется более точно. Для наглядности на рис. 2 отображено изменение каждого из типоморфных свойств золота россыпи р.Олонгро в виде серии графиков, совмещённых с планом отбора проб. Анализ этих данных по россыпи показывает, что в целом подтверждается известный факт увеличения пробы золота от головной части россыпи вниз по течению водотока (в нашем случае – от 793 до 868‰). На этом фоне выделяются участки с наиболее низкой пробой золота, маркирующие дополнительные места его поступления в россыпь. При этом наряду с окатанным золотом на таких участках появляются зёрна слабоокатанные и неокатанные с более низкой пробой. Характерно и то, что средняя крупность золота на этих участках также увеличивается, что убедительно было показано для Иличинского узла в целом [1] и повышает обоснованность сформулированного вывода. Всё это указывает на наличие нескольких источников, питающих россыпь, и на их вероятное местоположение в бассейне этого водотока, его склонах и днище. На плане (рис. 1) площади вероятного расположения зон минерализации по комплексу признаков оконтурены в соответствии с рельефом местности на детальной топооснове. По ним оконтурены потенциальные рудные поля. В четырёх золотоносных узлах выделены 12 таких рудных полей (см. рис. 1).

Анализ изменения пробы рудного золота в потенциальных золоторудных полях также показал, что для каждой зоны разломов СВ простирания, контролирующей размещение потенциальных золоторудных полей, характерны свои пределы значений пробности золота. Вместе с тем этот показатель меняется и по простиранию зон разломов. Так, для россыпей самой северной Желтулинской зоны разломов, шириной около 10 км, характерна самая низкая (около 750‰) проба золота. Наиболее низкие её значения (меньше 740-795‰) тяготеют к ЮЗ части Желтулинского узла. Здесь в россыпи руч. Северного присутствие более низкой пробы (581‰) его разновидности в количестве до 2% от общей массы золота.

Таким образом установлено, что в обрамлении Желтулинской купольной структуры сосредоточены россыпи источников золота, для которых являются потенциально золоторудные поля с рудными телами убогосульфидной золото кварцевой формации малых глубин с начальным эрозионным уровнем, размещение их контролируется системой разломов СВ простирания с проявленной мезозойской тектонической и магматической активностью. Эти структуры представляют реальную возможность обнаружения ряда золоторудных месторождений различного масштаба в зависимости от геолого-структурных обстановок.

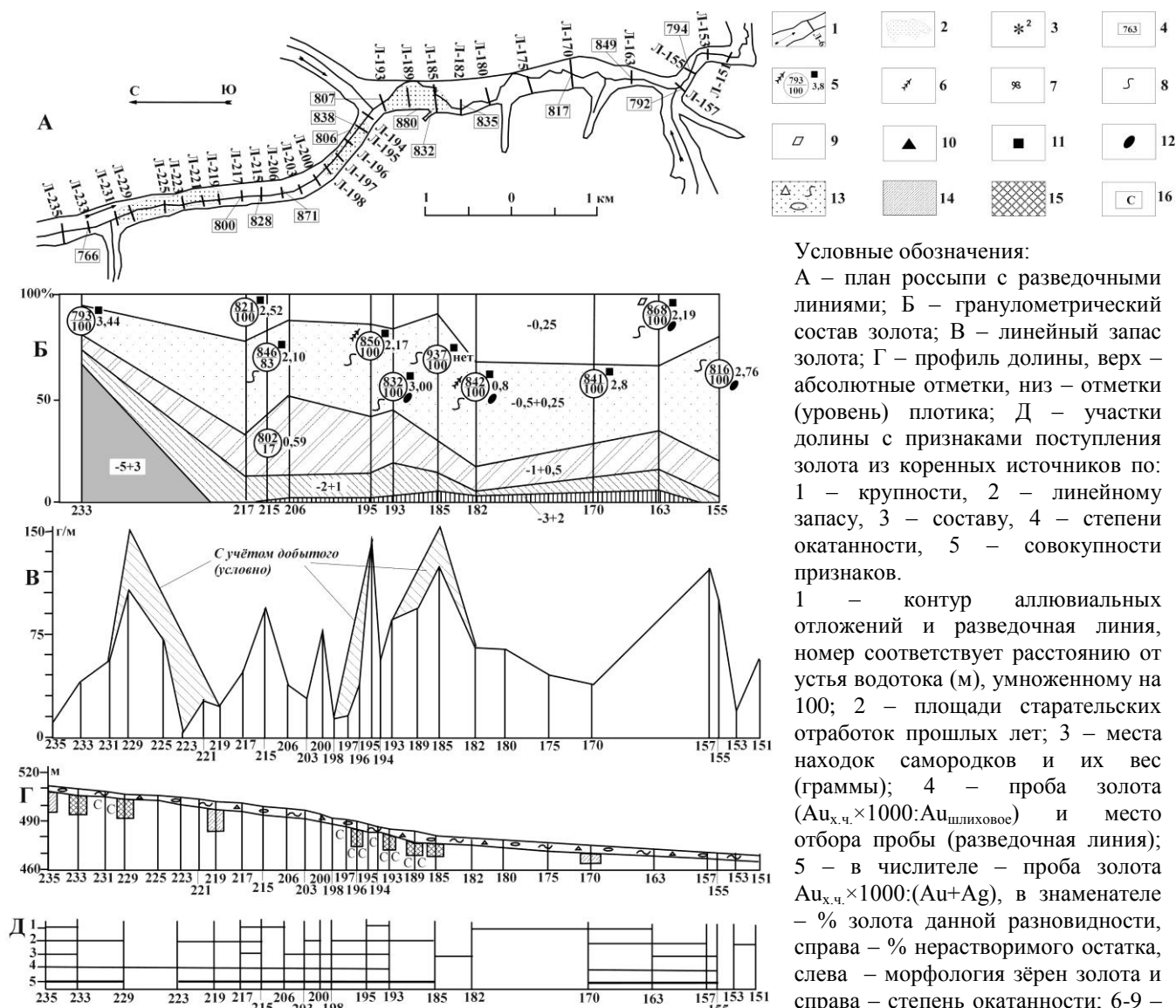


Рисунок 2. Изменения типоморфных свойств золота и его распределение в россыпи р.Олонгро.

Зоны рассланцевания и диафоритизации древнего заложения СЗ простираения несут рассеянную золоторудную минерализацию метаморфогенно-гидротермального генезиса и тоже являются перспективными для обнаружения крупнообъёмных объектов с невысокими содержаниями золота, главным образом, на участках их пересечения с разломами СВ простираения.

Литература

1. Бородавкин С.И., Неронский Г.И. Особенности изменения крупности золота в россыпях Иликанского золоторудного узла // Колыма. 2001. № 4. С. 25-30.
2. Неронский Г.И. Поиски и оценка золоторудных месторождений по типоморфным свойствам золота из россыпей. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 134 с.
3. Тищенко Е.И., Анисимов Н.И. Метод использования золоторудных россыпей и каластогенного аллювиального материала с целью поисков золоторудных месторождений. – Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1980. – 67 с.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ МЕТОД) МЕДНО-ПОРФИРОВОГО С ЗОЛОТОМ ОРУДЕНЕНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЕЛНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА)

И.В. Бучко¹, А.В. Пономарчук², А.В. Травин^{2,3}, В.А. Пономарчук²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³Томский государственный университет, г. Томск

В пределах северо-восточной окраины Аргунского супертеррейна, обращенной в сторону Монголо-Охотского складчатого пояса широко представлены многочисленные и разнообразные по своему составу месторождения и рудопроявления цветных, редких и благородных металлов (Покровское, Пионер, Буринда, Боргуликан, Тыгдинское, Ельничное, Прогнозное) [5 и др.]. При этом главной эпохой рудообразования в пределах рассматриваемого региона является мезозойская.

В последние годы для целого ряда "реперных" рудных объектов Дальнего Востока выполнены геохронологические исследования, что позволяющие с большой надежностью связывать процессы рудообразования с конкретными магматическими комплексами и тектоническими событиями. В конечном счете, результаты таких исследований представляют необходимый базис для металлогенических построений нового поколения.

К таким объектам, безусловно, относится медно-порфировое (с золотом) рудопроявление Елна (Ельничное), которое находится в северо-восточной части Аргунского супертеррейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса). Рудопроявление находится в бассейне р. Елна (правый приток. р. Деп, бассейн. р.Зея). Оруденение представлено минерализованными зонами аргиллизации с тонкопрожилковым окварцеванием в гранодиоритах Елнинского массива, относимых к буриндинскому комплексу [1]. Содержания меди в образцах составляют от 0.1 до 1.0 %, золота – до 0,3 г/т.

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, а также связи их с магматизмом нами были проведены геохронологические исследования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) в Институте геологии и минералогии СО РАН гидротермальных околорудных метасоматитов и магматических пород, развитых в пределах месторождения. Изотопное датирование проведено по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25-0.15 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, Cl, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 .

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1) Возраст амфибола из вмещающих гидротермально-измененных гранитов (обр. К-5-8-1) составляет 126 ± 2 млн. лет (плато 69 % выделенного аргона). Возраст биотита из этого же образца - 121 ± 2 млн. лет (плато 94 % выделенного аргона). Возраст полевого шпата из этого же образца – 120 ± 2 млн. лет (100 % выделенного аргона).

2) Возраст полевого шпата из околорудных метасоматитов (обр. К-2-20) составляет 117 ± 2 млн. лет (плато 70% выделенного аргона).

Обратившись к полученным в результате данного исследования результатам, отметим, что наиболее древний возраст (126 +/- 2 млн. лет) получен для амфибола из вмещающих гидротермально-измененных гранитов. Это значение соответствует верхней возрастной границе гранитоидов буриндинского комплекса [2]. Более молодые возрасты – 122 – 120 млн. лет, полученные для полевого шпата и биотита из этого же образца, отражают возраст наложенного гидротермального процесса, который в пределах погрешности соответствует возрасту формирования рудных метасоматитов - 117 +/- 2 млн. лет. Последнее из упомянутых событий хорошо коррелирует с возрастом отчетливо проявленного в пределах восточной Азии термального события. В частности на этот период приходится интенсивный этап магматизма, выраженного, как в вулканической, так и интрузивной формах [2, 3].

Следует отметить, что близкие возрастные оценки (123-122 млн. лет) получены и для Мо-Сu-(Au)-порфирового оруденения месторождения Боргуликан [4], расположенного в пределах восточной части Аргунского террейна.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00734), Президиума ДВО РАН (гранты 12-I-0-ОНЗ-01, 12-II-СО-08-030), Министерства образования и науки РФ.

Литература

1. Сережников А.Н., Волкова, Ю.Р., Яшнов А.Л., Носырев М.Ю., Амантов В.А., Карпеченкова Н.Ю., Струкова Г.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Объяснительная записка. - С.Петербург: ВСЕГЕИ. 2005. - 283 с.
2. 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.
3. Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Саватенков В.М. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 74-93.
4. Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Гимон В.О., Сорокин А.П. Возраст Мо-Сu-(Au)-порфирового оруденения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика. 2007. Т.48. №2. С.229-237.
5. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). - Владивосток: Дальнаука, 2002. - 194 с.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК

В.А. Ванин, А.Т. Корольков, Ю.П. Бурзунова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Мукодекское рудное поле, принадлежащее Мамскому золоторудному узлу Северо-Байкальского золоторудного района, располагается на северо-западе Байкальской складчатой области в устье реклевой и Правой Мамы. Поле состоит из двух детально опоскованных участков - Мукодек и Правомамский. В строении площади принимают участие породы верхнерифейского и позднепалеозойского возрастов. К первым относятся метаморфизованные вулканические и вулканогенно-осадочные образования базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (ушмуканская свита - аналог келянской свиты с возрастом 824 ± 2 млн. лет по [1]), а также разгнейсованные плагиограниты и метагабброиды муйского комплекса (812 млн. лет, по [1]) и метагабброиды таллаинского комплекса (604 ± 7.4 млн. лет, по [2]). Позднепалеозойские образования представлены гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса (320 млн. лет). Кроме этого, на площади рудного поля широко распространены прерудные и рудные метасоматиты, вмещающие золотое оруденение. Оруденение относится к золото-сульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной рудной формации метаморфо-метасоматического генезиса Жильный тип руды, как отдельный морфологический и геолого-промышленный не выделяется, ввиду отсутствия сколько либо значимых рудных тел этого типа. Рудовмещающей средой являются вулканогенно-осадочные отложения ушмуканской свиты, которые включают многочисленные минерализованные зоны, представляющие собой совокупность золотоносной анкерит-кварцевой, кварцевой жильно-прожилковой минерализации, прожилково-вкрапленной и вкрапленной сульфидной (главным образом, пиритовой) минерализации - парагенетически и пространственно связанные с зонами интенсивного развития линейных дислокаций (Мукодекский и Мукодекско-Янский разлом). Эти разломы ограничивают ореолы гидротермально-метасоматического изменения пород, катаклаза, бластеза и именно в зонах их влияния локализуются все тела золотоносных метасоматитов березитовой и лиственитовой формаций (сульфидизированные слюдисто-карбонатно-кварцевого состава).

Мукодекский и Мукодекско-Янский разломы как высокодиссипативные структуры выполняют главную рудоконтролирующую роль. Мукодекский разлом пересекает позднерифейские комплексы, однако, рудные тела с промышленным содержанием золота локализованы лишь среди метасоматитов по вулканитам ушмуканской свиты, имеющим островодужную природу. Метасоматиты по близковозрастным плагиогранитам муйского комплекса имеют лишь непромышленные содержания золота. Наличие следов золота в интрузивном комплексе объясняется возможностью его транспортировки гидротермальными растворами по секущему Мукодекскому разлому из вулканитов ушмуканской свиты в разгнейсованные плагиограниты муйского комплекса. Проведенные на территории рудного района детальные структурные исследования позволили выявить дорудные, рудные и пострудные разломно-трещинные элементы структуры.

Складчатая структура дорудных вмещающих пород рудопроявления относится к наиболее ранним (верхнерифейским) элементам тектонических деформаций, которые читаются благодаря частичной сохранности первичной слоистости пород. Статистический анализ ориентировки сланцеватости и реконструкция ориентировок осей главных напряжений указывает на то, что Мукодекский и Мукодекско-Янский разломы формировались как сколовые структуры в условиях субвертикального сжатия. При этом по зоне Мукодекского разлома происходили малоамплитудные правые сдвиго-сбросовые смещения, а по зоне Мукодекско-Янского разлома - левые сдвиго-сбросовые смещения. Статистический анализ массовых замеров трещиноватости позволил выделить три основные группы дорудных трещин: 1) азимут падения 270° , угол 80° ; 2) азимут падения 220° , угол 80° ; 3) азимут падения 270° , угол $25-30^\circ$. Скульптурно - морфологическая характеристика позволила определить, что первая и вторая

система трещин являются сколовыми, третья представляет систему трещин растяжения, образующуюся при снятии остаточных деформаций. По образовавшимся полостям отмечено формирование кварцевых и эпидотовых прожилков. Кварц в прожилках полупрозрачный с синевой, имеет преимущественно субмеридианальную и северо-западную ориентировку. Минерализация в прожилках дорудного этапа слабая, носит явно наложенный характер, представлена мелкоагрегатным пиритом, анкеритом и серицитом. В пределах участка прожилки дорудного этапа имеют весьма ограниченное распространение и зачастую смяты в микроскладки.

На рудном этапе образовались разрывы и трещины следующих направлений: 1) азимут падения $340 - 350^\circ$, угол $60 - 70^\circ$, (иногда выполаживающиеся до $30 - 45^\circ$); 2) азимут падения 180° , угол 80° ; 3) азимут падения 90° , угол 40° . Этот этап проявился в позднем рифее - венде, как результат смены полей напряжений в пределах Мукодекского рудного поля. Основной системой трещин этого этапа является широтная система, формирование которой сопровождалось интенсивным расщеплением и окварцеванием в метасоматитах. Окварцевание на начальном рудном этапе развивалось по уже сформированной сланцеватости пород. Кварц этого этапа желтовато – серый, буровато – серый мелкозернистый, иногда массивный, часто переходит в сплошное по массе прокварцевание. Характерно включение железистых карбонатов в ассоциации с мелкокристаллическим пиритом, агрегаты которого также ориентированы вдоль сланцеватости. Азимут падения рудной сланцеватости (в метасоматитах) практически всегда отличается от азимута сланцеватости дорудного этапа (вне зоны метасоматитов) на 10° , а угол падения может достигать и 30° . Поздний рудный этап характеризуется раскрытием системы вышеописанных трещин и развитием прожилкового окварцевания, вплоть до формирования штокверкоподобных зон. Кварц, сформировавшийся на этом этапе белый, часто с включениями альбита и железисто магнезиальных карбонатов. Богатая сульфидная минерализация представлена крупнокристаллическим пиритом, пирротинном, халькопиритом реже галенитом.

Выполненные по методу М.В. Гзовского [3] структурные реконструкции с восстановлением оси сжатия между сопряжёнными направлениями трещин показали, что кинематика движений по главному сместителю (Мукодекскому разлому) совпадает с ориентировкой правосторонних складок волочения зафиксированных в обнажении на Правомамском участке.

В пострудный тектонический этап были сформированы крупные жилы и жильные поля молочно – белого, безрудного кварца, которые генетически связаны с гранитоидами конкудеро – мамаканского комплекса, фиксирующих герцинского этап тектоно-магматической активизации в рассматриваемом регионе. Изученная, пострудная система «молодых» трещин, проявленная лишь механическим дроблением и истиранием пород. Их элементы залегания группируются в следующие кластеры: 1) азимут падения 270° , угол 80° ; 2) азимут падения 40° , угол 75° ; 3) азимут падения 135° , угол 20° . На этом этапе продолжалось подновление Мукодекского разлома о чём говорят зафиксированные тектонические глинки трения в минерализованных зонах метасоматитов. К числу образованных на послерудном этапе следует относить и разрывные нарушения сколового типа зафиксированные при массовых замерах «немой» трещиноватости на уч. Правомамский. Для анализа «немой» системы трещин на предмет принадлежности к зоне действия скалывающих напряжений был применён структурно-парагенетический метод [4]. По результатам проведенных наблюдений сделан вывод о том, что трещинная сеть практически полностью состоит из сколов, массовый замер которых и послужил фактическим материалом для анализа.

Проведенный структурный анализ в комплексе с геологическими и геохронологическими данными [1, 2] позволили выделить три этапа развития, золоторудного поля Мукодек. Эти этапы имели принципиальное значение для перераспределения золота и концентрации его в строго определенных условиях геологической среды.

Первый раннебайкальский этап (1.0 - 0.72 млрд. лет) проявился формированием мощной вулканической базальт-андезит-дацит-риолитовой келянской толщи (824 млн. лет), в состав

которой входит ушмуканская свита, внедрением габброидов муйского комплекса (812 млн. лет) и заложением зоны Мукодекского разлома как левосдвиговой структуры латерального выжимания (сдвиговой границы террейна), ограничивающей с северо-запада (в современных координатах) Келянский островодужный террейн. В это время в пределах рассматриваемой площади преобладало субмеридиональное сжатие. Амплитуда левосдвиговых движений по Мукодекскому разлому составляла около 2 км, как это видно по смещению мелких тел габброидов муйского комплекса, ориентированных субсогласно со складчатостью в северо-восточном направлении. Не исключено, что косая приразломная аккреция Келянского островодужного террейна и зона Мукодекского соскладчатого левого сдвига сформировались одновременно с Бодайбинским поддвиговым ороклином, который выделяется к северу от рассматриваемой площади в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, образовавшегося на пассивной континентальной окраине Северо-Азиатского (Сибирского) кратона. В результате этого произошла экстракция в гидротермальные растворы из вулканических пород ювенильного золота.

Второй позднебайкальский этап (0.72-0.59 млн. лет) связан с хрупкими деформациями в зоне главного Мукодекского и оперяющего Мукодекско-Янского разломов, которые характеризуются развитием приразломных зон рассланцевания в рудных метасоматитах. В это время произошло внедрение небольших тел габброидов таллаинского комплекса (625 млн. лет), локализованных вблизи Мукодекского разлома. Как отмечалось выше Мукодекский и Мукодекско-Янский разломы формировались в условиях субвертикального сжатия с малоамплитудными правыми сдвиго-сбросовыми смещениями по Мукодекскому разлому и левыми сдвиго-сбросовыми смещениями по Мукодекско-Янскому разлому. То есть в позднерифей-вендский этап развития территории после аккреции Келянского островодужного террейна произошла смена полей напряжений в пределах Мукодекского рудного поля. Очевидно, это могло быть связано с заложением рифтогенного Олоkitского прогиба, располагающегося несколько севернее Мукодекского разлома. В этот этап деформаций произошла смена полюсов напряжения в рассматриваемом районе, которая выразилась в изменении сдвиговых движений по Мукодекскому разлому с левосторонних на правосторонние. Это привело к приоткрыванию трещин, что сопровождалось сбросовыми смещениями и заполнением их гидротермальными растворами с последующим перемещением и переотложением рудных минералов из вулканитов ушмуканской свиты в зоны повышенной трещиноватости. Сформировались рудные тела, согласные с простираем Мукодекского разлома (Правомамский участок) и согласные с простираем Мукодекско-Янского разлома (участок Мукодек). Рудные тела имеют длину от 100 м до 1200 м, ширину от 0,8 м до 9,9 м, среднее содержание золота 3,4 г/т. Золотое оруденение относится к прожилково-вкрапленному промышленному типу рудных зон, которые связаны с приразломной сланцеватостью.

В раннепалеозойский пострудный этап (470 млн. лет) сохранился правосторонний стиль сдвиговых перемещений по Мукодекскому разлому, но существенных пострудных смещений не произошло. В зонах развития рудных метасоматитов наблюдаются складки волочения, указывающие на правый сдвиг. Завершает активную фазу развития рассматриваемой территории внедрение тел гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (320 млн. лет), которые пересекают зону Мукодекского разлома, не оказывая влияния на формирование золотого оруденения.

Таким образом можно отметить, что формирование золотого оруденения Мукодекского рудного поля обусловлено различными геодинамическими процессами: формированием островодужного Келянского террейна, его аккрецией к Северо-Азиатскому кратону, а также последующими внутриплитными процессами, связанными с развитием Олоkitского прогиба. Во всех геодинамических событиях участвовал глубинный Мукодекский разлом, неоднократные тектонические подвижки по которому приводили к ремобилизации золота из пород островодужной формации в зоны сближенной трещиноватости и рассланцевания и последующему отложению при смене полей напряжений и направления перемещений по зоне этого разлома. Установлено три основных этапа развития Мукодекского рудоконтролирующего

разлома и оперяющих его рудолокализирующих структур, при этом формирование золоторудных тел было связано со вторым позднебайкальским этапом развития Мукодекского рудного поля и одноименного разлома.

Литература

1. Рыцк Е.Ю. Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. №6. С. 23–51.
2. Рыцк Е.Ю. Макеев В.А., Гребовицкий А.М. Федосеенко Е.Ю. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов каралон-мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb – данные по циркону // Доклады академии наук. 2007. Т 415. № 4. С. 535–538.
3. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, Ч. 3, 4. М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.
4. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД КИРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

А.С. Вах¹, В.И. Гвоздев¹, Н.А. Горячев², С.А. Хороводнов³, А.А. Карабцов¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

³ОАО «Прииск Соловьевский», с. Соловьевск

Кварцевые жилы с золото-висмутовой минерализацией, локализованные преимущественно в гранитоидах Джалиндинского массива, длительное время являлись основным геолого-промышленным типом руд Кировского золоторудного месторождения. Однако в процессе проведения поисково-оценочных работ 2007-2010 г.г. (ЗАО ГРК «Дальгеология») на юго-западном фланге месторождения был выявлен новый тип золото-сульфидного оруденения, представленный крупнообъемными линейно-вытянутыми субширотными крутопадающими рудоносными зонами, которые находятся в эндоконтактной зоне Джалиндинского массива, в мезозойских терригенно-осадочных толщах Стрелкинской впадины и измененных дайках кварцевых порфиров. В структурном плане золотое оруденение приурочено к зоне влияния Халгано-Глебовского разлома, который является одним из фрагментов Северо-Тукурингского разлома.

Рудные зоны представляют собой метасоматические породы альбит-ортоклаз-мусковит-кварцевого состава, которые содержат вкрапленную и прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, с содержаниями золота от 1 до 10-15 г/т и висмута до 0,01 %. Руды – убого-сульфидные; количество сульфидов не превышает 3 %. Основным сульфидным минералом руд является арсенопирит, который слагает в метасоматитах тонкие прожилки, гнезда (с размером выделений до 1-5 см) и мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность. Реже в составе руд отмечаются пирит, халькопирит, молибденит и шеелит. Новообразованные минералы зоны окисления представлены скородитом и лимонитом, реже фармакосидеритом ($KFe(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 6H_2O$) и рузвельтитом ($Bi[AsO_4]$).

Детальное изучение минерального состава прожилково-вкрапленных руд, отобранных из рудной зоны Приразломная (участок Южный, кан. 5000) показало, что основная масса золото-висмутовой минерализации неравномерно распределена в арсенопирите и представляет собой тонкую сыпь микровключений неправильной формы, либо округлые каплевидные выделения (рис. 1, А), размером от 10 до 0,1 мкм.

Арсенопирит в рудах наблюдается в виде крупных (более 1 мм) короткопризматических зерен или агрегатов зерен. Его состав (таблица) часто весьма изменчив даже в пределах одного зерна. Содержание мышьяка в арсенопирите колеблется от 32.3 до 34.8 ат. мас.%, а соотношение As/S отклоняется от стехиометричности и колеблется от 0.95 до 1.09. При этом характерно, что вкрапленность висмутовых минералов, самородного золота (рис. 2) и мелких единичных зерен лёллингита зачастую приурочены к участкам развития высокомышьковистого арсенопирита.

Основная масса висмутовой минерализации в арсенопирите представлена самородным висмутом, в составе которого постоянно отмечается примесь Sb до 1 мас.%; реже присутствуют висмутин и теллуриды висмута (преимущественно жозеит А). В составе висмутин постоянно отмечается изоморфная примесь Sb (до 8 мас.%) и Pb (до 6 мас.%), что в целом характерно для висмутин из жильных золото-кварцевых руд Кировского месторождения [1].

Самородное золото в изученных рудах наблюдалось преимущественно в виде субмикроскопических выделений, самостоятельной вкрапленности или в тесных срастаниях с самородным висмутом, висмутином и сульфотеллуридами висмута в арсенопирите и скородите. Пробность золота варьирует в узком диапазоне от 870 до 1000‰ (рис. 3), однако преобладает золото с пробностью 930-950‰ и 1000‰. Последнее обусловлено наличием в прожилково-

вкрапленных рудах мальдонита, который распадается на чистое беспримесное золото и самородный висмут, часто образуя характерные субграфические каркасно-ячеистые структуры.

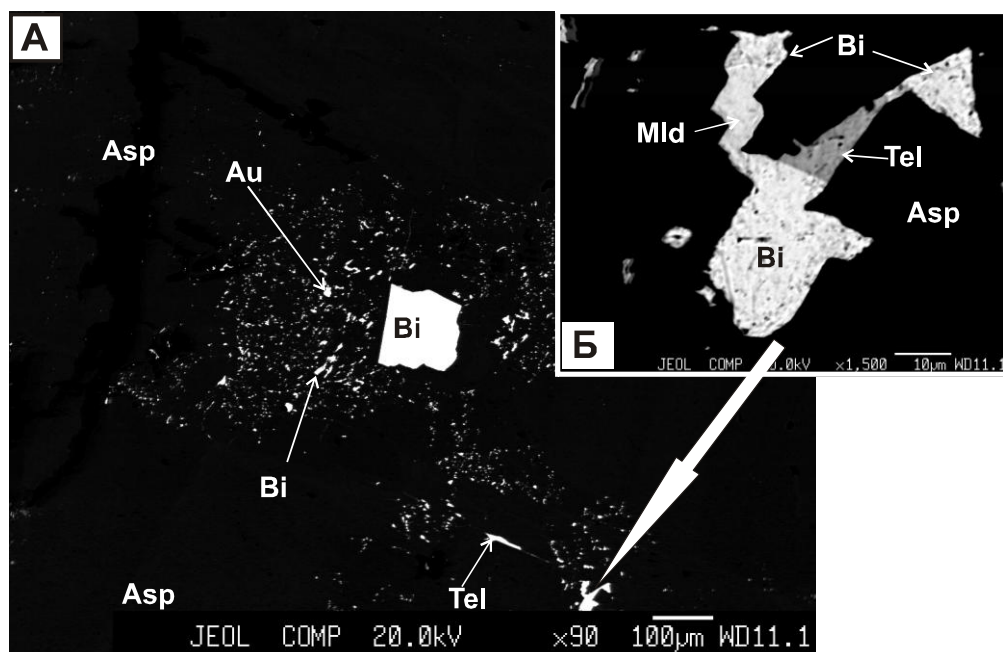


Рис. 1. А. Форма выделений самородного золота (Au), самородного висмута (Bi) и теллуридов висмута (Tel) в арсенопирите (Asp) прожилково-вкрапленных руд Кировского месторождения. Б. Увеличенный фрагмент нижней части рисунка. Агрегат мальдонита (Mld) в арсенопирите в тесных срастаниях с самородным висмутом и жозеитом А. Снимок в отраженных электронах агрегатах матильдогаленита (1) и висмутовой сульфосоли (?) серебра и свинца (2). Снимки в отраженных электронах, полученные с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA-8100

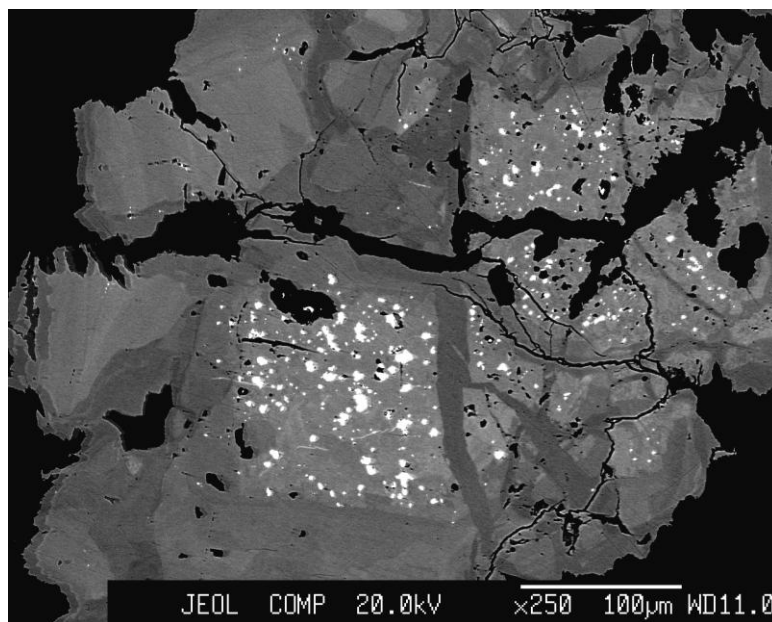


Рис. 2. Сложное неоднородное пятнисто-зональное внутреннее строение агрегатов арсенопирита из прожилково-вкрапленных руд, обусловленное наличием в его составе высокожелезистых (темное) и высокомышьяковистых (светлое) разновидностей. Отчетливо видна приуроченность микровкрапленной золото-висмутовой минерализации к участкам развития высокомышьяковистых разновидностей арсенопирита. Снимок в отраженных электронах, полученный с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA-8100.

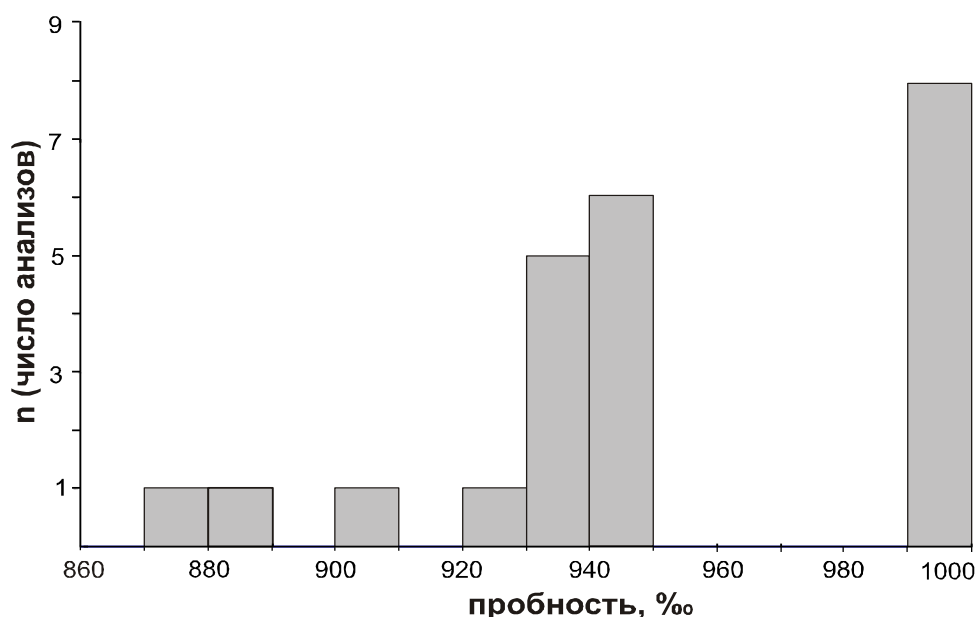


Рис. 3. Вариация пробности самородного золота в прожилково-вкрапленных рудах Кировского месторождения по данным микрорентгеноспектрального анализа.

Мальдонит – редкий минерал в прожилково-вкрапленных рудах Кировского месторождения; впервые установлен авторами (см. таблицу).

Таблица. Химический состав минералов из прожилково-вкрапленных руд Кировского золоторудного месторождения (зона Приразломная)

N/N	Элементы (мас. %)										Формульные коэффициенты									
	As	Co	Fe	Bi	Sb	Pb	Te	Au	S	Сумма	As	Co	Fe	Bi	Sb	Pb	Te	Au	S	
1	45.18		35.30						20.29	100.77	0.97		1.02						1.02	
2	44.59		34.40						19.85	98.84	0.98		1.01						1.01	
3	45.98		34.61						20.08	100.67	0.99		1.00						1.01	
4	47.23		34.15						19.56	100.94	1.02		0.99						0.99	
5	48.30		33.99						18.99	101.28	1.05		0.99						0.96	
6	70.90	7.60	20.86							99.36	1.96	0.27	0.77							
7	72.06		26.54							98.60	2.01		0.99							
8				99.39	1.06					100.35										
9				99.68	0.83					100.51										
10				100.16	0.82					100.98										
11				100.74	0.76					101.50										
12				71.74	7.95	2.38			18.72	100.79				1.71	0.33	0.06			2.91	
13				77.10	3.25	0.00			18.16	98.51				1.92	0.14	0.00			2.94	
14				75.17	2.19	4.02			16.90	98.28				1.95	0.10	0.10			2.85	
15				77.08	1.94	5.41			17.34	101.77				1.94	0.08	0.14			2.83	
16				78.21	2.13	3.24			17.17	100.75				1.98	0.09	0.08			2.84	
17				78.31	2.10	1.84			17.19	99.44				2.00	0.09	0.05			2.86	
18				77.69	1.98	4.20			17.34	101.21				1.96	0.09	0.11			2.85	
19				80.62			11.74		5.85	98.21				4.09			0.98		1.93	
20				81.60			11.63		5.94	99.17				4.10			0.96		1.94	
21				80.76			11.23		6.10	98.09				4.07			0.93		2.00	
22				74.24			21.85		4.03	99.01				4.03			1.94		1.03	
23				34.52				64.72		99.24				1.00				2.00		
24				34.49				63.60		98.09				1.01				1.99		
25				35.14				66.01		101.15				1.00				2.00		

Примечание. 1-5 – арсенопирит; 6-7 – лёллингит; 8-11 – самородный висмут; 12-18 – висмутин; 19-21 – жозеит А; 22 – жозеит Б; 23-25 – мальдонит. Анализы выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100 с энергодисперсионным спектрометром INKA-sight производства Oxford Instruments (Великобритания). Аналитик Г.Б. Молчанова.

Он наблюдался в арсенопирите в виде мономинеральных выделений неправильной формы или в виде тесных сростаний с самородным висмутом и сульфотеллуридами висмута (рис. 1, Б). Присутствие в прожилково-вкрапленных рудах мальдонита позволяет косвенно оценить их

физико-химические условия формирования. Согласно экспериментальным данным образование мальдонита в сульфидной системе происходит при температурах порядка 200 – 300⁰С из бессернистых теллуридных растворов при очень низкой активности сульфидной серы и мышьяка [2].

Широкое развитие висмутовой минерализации в прожилково-вкрапленных золото-сульфидных рудах позволяет рассматривать изученные рудоносные зоны в едином генетическом родстве с жильной золото-кварцевой минерализацией Кировского месторождения, формирование которых, вероятно, обусловлено функционированием (эволюцией во времени) единой рудно-магматической системы. Так, сопоставление минерального состава и типоморфных особенностей минералов прожилково-вкрапленной и жильной минерализаций Кировского месторождения, показывает, что их общей особенностью являются: совмещение в пространстве собственно золотой и висмутовой минерализации; наличие примеси сурьмы в самородном висмуте; сурьмы и свинца в висмутине; совмещение собственно висмутовой минерализации с сульфотеллуридно-висмутовой.

При этом, характер проявления висмутовой минерализации в прожилково-вкрапленных рудах имеет (по сравнению с жильной) ряд отличительных особенностей, которые определяются широким развитием здесь относительно простых висмутовых соединений (самородного висмута и висмутина, при полном отсутствии сложных сульфосолей висмута и сложных сурьмяных сульфосолей Cu и Ag), наличием мальдонита и самородного золота весьма высокой пробы. Такие минералогические особенности прожилково-вкрапленных руд вероятней всего отражают более высокотемпературные условия их формирования, по сравнению с кварцево-жильными телами месторождения, а также позволяют предполагать движение рудоносных флюидов от разлома в северо-восточном направлении.

Таким образом, Кировское месторождение Верхнего Приамурья может представлять собой пример рудного объекта с сочетанием генетически взаимосвязанного разнотипного золото-сульфидного и жильного золото-висмутового оруденения. При этом формирование рудно-метасоматических зон с золото-сульфидной минерализацией вероятней всего следует связывать с проявлением начального, дожильного этапа золото-висмутового рудообразования в пределах Кировского месторождения. Это косвенно находит свое отражение и в ранее изученной авторами стадийности формирования золотосодержащих минеральных ассоциаций в кварцево-жильных рудах данного рудного объекта [1]. В целом, установленные минералогические особенности прожилково-вкрапленных руд Кировского месторождения свидетельствуют о том, что они имеют принципиальные черты сходства с рудами ряда золото-сульфидных месторождений Северо-Востока России, формирование которых связано с интрузивами гранитоидов [3, 4, 5].

Выявление золото-сульфидного оруденения в составе рудно-магматической системы Кировского месторождения, одного из типовых жильных золото-висмутовых месторождений Дальнего Востока России, позволяет по новому оценить промышленные перспективы и ряда золоторудных объектов Восточного Забайкалья, которые имеют сходство как по геолого-структурно позиции, так и по минералого-геохимическому составу руд.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке грантов ДВО РАН, проекты: № 12-II-CO-08-030, № 12-III-A-08-145, № 12-III-A-08-146.

Литература

1. Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Вах А.С., Федосеев Д.Г., Семеняк Б.И. Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 6, С. 40–51.
2. Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Самусиков В.П. Мальдонит из золоторудных проявлений Восточной Якутии // Минералогический журнал. 2003. 143 с.
3. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 143 с.

ФОРМИРОВАНИЕ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЙ ОТРАСЛИ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ РЕГИОНЕ РОССИИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

А.Д. Верхотуров¹, В.Г. Крюков², Н.П. Романовский³

¹Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

³Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Формирование металлургической отрасли, которая может явиться основой экономики государства в Дальневосточном федеральном округе (ДФО), представляется одной из первоочередных задач развития Дальнего Востока. Для этого имеются определенные предпосылки. В регионе функционирует металлургическое предприятие со сталелитейным и прокатным производством – ОАО «Восток-металл». Компаниями ГК «Петропавловск» начато освоение железо-титанового месторождения Куранахское в Амурской области и готовится к эксплуатации Кимканское и Сутарское месторождения железных руд. На этой базе планируется создание Дальневосточного металлургического кластера. Это крупные базовые структуры черной металлургии. Их развитие требует постоянной поддержки со стороны государства и тщательно сбалансированной стратегии действий каждого комплекса.

Вместе с тем, в металлургической отрасли могут функционировать малые предприятия, производящие композиционные и сварочные материалы, ферросплавы, а также малоформатные предприятия, приближенные к местам добычи полезных ископаемых. В последние годы появились разработки по компьютерному объемному моделированию с использованием местного минерального сырья. Эти направления обеспечивают передовой фронт инновационных процессов и достаточно высокую их рентабельность. Следует подчеркнуть, что объемы минерального сырья для отмеченных направлений промышленности определяются первыми тысячами, реже – десятками тысяч тонн.

Цель настоящего исследования определить подходы к созданию рентабельной металлургической отрасли экономики в средне-, долгосрочной перспективе на основе комплексного использования минерального сырья региона.

В настоящее время под руководством и участия одного из авторов исследованы возможности исключения дорогостоящих экологически ущербных пирометаллургических методов из цикла металлургического передела минерального сырья. Определены методы высоких технологий такие как порошковая металлургия, металлотермия, электрошлаковый переплав, искровые дуговые разряды. Изучены возможности комплексного использования сырья месторождений вольфрама, бора, титана и циркона [2, 3, 4].

Композиционные материалы: Дальневосточными институтами Российской академии наук определена технология синтеза циркониевой лигатуры из бадделеитового концентрата. Методами порошковой металлургии в лабораторном варианте изготовлена композиционная оксидная и боридная керамика на основе бадделеитовых концентратов Алгаминского месторождения [2]. Пробы для исследований отбирались из руд с крайне низкими содержаниями радиоактивных минералов. Следует подчеркнуть, что объемы минерального сырья для этой отрасли промышленности определяются первыми десятками, реже - сотнями тонн.

Алгаминское месторождение расположено на севере Хабаровского края [1]. К субгоризонтально залегающим доломитам юдомской свиты нижнего кембрия приурочены циркониевые руды. Рудные тела представляют пологолежащие пласто- и линзообразные залежи в карстовых образованиях. В составе руд отмечаются бадделеит, до 50%, циркон и гельцирон до 45%, кварц и карбонаты. Руды комплексные, содержания элементов (в %): оксид циркония, 0,1-12, вольфрам, до 1,5, иттрий, до 0,3, уран, до 0,1, гафний – 0,066, ниобий – 0,052, тантал.

Запасы оксида циркония категорий C1+C2 составляют 73 тыс. т, ресурсы категории P1 – 200 тыс. тонн. В зоне окисления формируется природный концентрат.

Цирконий обнаруживается в рудах многих комплексных месторождений редкометалльно-редкоземельного сырья. Такие проявления известны на севере Хабаровского края: Арбарастах, Красная Горка, Улканское, Бугундя и др. Это источники сырья на достаточно далекую перспективу.

В более освоенных районах следует отметить Чергиленское месторождение комплексных бериллий-редкоземельных руд. Содержания оксида циркония в этом объекте в среднем составляет 0,46%. Учитывая близость железной дороги и востребованность такого сырья, можно прогнозировать доизучение этого месторождения и последующее его освоение.

Сварочные и наплавные материалы: В настоящее время для получения легирующих сварочно-наплавочных материалов, как правило, используются дорогостоящие и дефицитные химически чистые элементы или их соединения. Их вводят в состав сварочных проволок, флюсов, электродных обмазок или присадочных ферросплавов. Это ограничивает экономически выгодные масштабы применения легированных сплавов и покрытий, значительно усложняет процессы технологической сварки, наплавки и переплава металлов. При всех способах, кроме способа в среде защитных газов, электродный материал от начала его плавления до кристаллизации находится в контакте с жидким шлаком, образующимся при плавлении флюсов или электродных обмазок. Высокий градиент температур и большое количество тепла в ограниченном объеме позволяют легировать его элементами, находящимися в шлаке и использовать для этого не чистые металлы, а минеральное сырье.

В г. Хабаровске, в Институте материаловедения, ДВО РАН, ТОГУ, ДВГУПС [2, 3, 4], произведены новые сварочно-наплавочные материалы на основе использования шеелитового концентрата месторождений Лермонтовское и Восток-2. Его фазовый состав достаточно сложен (в %): WO_3 – 59,5; SiO_2 – 2,9; CaO – 26,8; MgO – 1,6; TiO_2 – 0,2; FeO – 0,6; Fe_2O_3 – 3,8; Fe_3O_4 – 1,7; Na_2O – 0,3; K_2O – 0,1 и другие. Методом алюмотермии получены вольфрамсодержащие соединения, пригодные для изготовления электродов при электроискровом легировании металлических поверхностей в составе W-Me, где Me (металл) – Fe, Cr, Mo, Zr, Co, Ni. Эти материалы превосходят стандартные сплавы по изнашиванию в 1,5 раза, по жаростойкости в 1,2-1,5 раза. Разработана технология изготовления железомедных сплавов и лигатур на основе минеральных концентратов месторождений Комсомольского рудного района в Хабаровском крае.

Это направление определяется подготовленностью сырьевой базы таких металлов как вольфрам, медь, молибден, железо, хром, никель и кобальт. Практически все металлы содержатся в рудах месторождений южной части Дальнего Востока.

Вольфрам в настоящее время добывается из руд месторождений Восток-2 и Лермонтовское. Приморье ежегодно поставляет на рынок около 4000 т. вольфрамового концентрата.

Месторождение вольфрама Восток-2 находится в северо-западной части Приморского края. Рудные тела локализуются в скарнированных терригенно-осадочных породах мезозойского возраста, прорванных интрузиями гранитоидов и эксплозивными брекчиями. Руды месторождения комплексные, содержат вольфрам (3,9% оксида вольфрама), медь, свинец, цинк, висмут, кадмий, серебро, золото, таллий и другие компоненты. Минеральные формы вольфрама – шеелит, в меньшей мере - вольфрамит.

К этому объекту близки по составу руд Лермонтовское, Скрытое, Малиновское и др, расположенные в северо-западной части Приморья. Подобные проявления выявлены и изучаются в Амурской области (Геткачинское). В недалеком прошлом при добыче золота на Харгинском месторождении попутно получали шеелитовый концентрат. В Хабаровском крае шеелитовый концентрат получали из руд олово-сульфидного месторождения Фестивального. Следует отметить наличие в крае недоизученного месторождения Богучанского. Весьма перспективным объектом представляется месторождение Зимовье

Медь и молибден образуют как собственные месторождения медно-молибден-порфировой формации (месторождение Малмыж в Хабаровском крае), так и участвуют в сложении руд комплексных, чаще всего, олово-сульфидных объектов. К числу последних относятся эксплуатируемые месторождения Комсомольского рудного района (Фестивальное и Перевальное), а также не осваиваемые объекты (Соболиное, Октябрьское).

Наиболее представительным в ряду комплексных является месторождение Фестивальное. Оно располагается в центральной части Хабаровского края. В пределах рудного поля выявлено свыше 30 субпараллельных минерализованных зон дробления и смятия мощностью до 30 метров. Они формируют субмеридиональную зону кварц-турмалиновых тел, секущих меловую туфогенно-осадочную толщу. Эти рудные зоны содержат основные запасы олова, меди, вольфрама и ряда других рудных компонентов. Руды месторождения включают (в %): основные компоненты олово, 1,41, медь, 0,65-1,48, попутные компоненты - вольфрам, 0,05-0,12, висмут 0,021-0,044, свинец, 0,05, цинк 0,11, сера, мышьяк. В повышенных количествах присутствуют (в г/т): индий, 18, золото, 0,16, серебро, 20,0-55,3, скандий, молибден, сурьма, кадмий и другие элементы. По технологическим особенностям руды месторождения Фестивального относятся к труднообогатимым.

Основная масса оставшихся от эксплуатации руд Фестивального месторождения, зона Геофизическая насчитывает более 12 000 т. меди. Точно также на половину выработано рудное тело Водораздельное. В настоящее время отрабатывается зона Красивая с запасами меди более 50 000 тонн.

Достаточно велики перспективы медно-порфирового оруденения. Этот тип объектов до начала XXI века не представлял интереса для горной промышленности Дальнего Востока. Однако разведка рудопоявления Малмыж позволила подготовить запасы меди – 5,7 млн. т, 230 т золота категории С2, что позволило перевести его в разряд уникального по запасам месторождения. Возможности выявления подобных объектов существуют практически в каждом дальневосточном регионе России.

Месторождение Малмыж представляет протяженную, более 15 км, линейную рудоносную структуру, состоящую из отдельных участков - потенциальных месторождений. Оно пространственно и генетически связано с гранодиоритами и кварцевыми диоритами, образующими штоки размерами от 100х100 м до 1-2 кв. км, а также дайки. Вмещающие породы представлены алевролитами, песчаниками и гравелитами. На участках устанавливаются значительные поля метасоматитов, в границах которых локализуются штокверки двух типов: магнетит-сульфидный существенно медный и кварц-сульфидный золото-медный. Первичная рудная минерализация представлена гнездами, вкрапленностью и прожилками магнетита, пирита, халькопирита, в подчиненном количестве отмечаются борнит, сфалерит и пирротин, галенит, очень редко молибденит. Самородное золото присутствует в виде очень мелких выделений, 3-5 мкм, в халькопирите, магнетите, пирите.

Изучено оруденение на участках "Северный", "Западный", "Центральный", "Плоский", "Долина", "АБВ", "Зет", "Штокверк". Расположение большинства рудных тел контролируется разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. В рудных интервалах мощностью от 140 м до 474 м фиксируются «струи» мощностью от 18 до 140 м, обогащенные медью и золотом. Наиболее перспективными считаются проявления "Центральное", "Долина" и "Плоское", в пределах которых рудная минерализация осталась не оконтуренной как по площади, так и на глубину (при максимальной глубине скважин 476 м).

Авторские запасы и ресурсы, категории С2 и Р1, составляют 5,7 млн. т меди и 230 т золота при средних содержаниях меди 0,4 % и золота 0,1-0,3 г/т.

Никель и кобальт: Медно-никелевые месторождения, представленные рудами пирротин-пентландит-халькопиритового состава, выявлены на границе Хабаровского края и Амурской области. В пределах Восточной Становой зоны установлена никеленосность тел мафит-ультрамафитов [5]. Запасы подготовлены на месторождении Кун-Маньё. Содержания основных компонентов: никель 0,5-1,0 (до 1,5) %, кобальт и медь – десятые доли процента. Запасы категорий С1 и С2 составляют (тыс. тонн): 121,9 никеля, 2,2 кобальта и 23,7 меди, а также 3,8 т

платины и платиноидов. Во вкрапленных рудах содержание суммы платиноидов составляет 1 г/т, в брекчированных и сплошных рудах достигает 4 г/т.

Проявления никеля установлены в Амурской области – Лукиндинское и др, но промышленная ценность их невелика.

Малоформатное перерабатывающее производство: На Дальнем Востоке должно найти поддержку государства формирование стационарных перерабатывающих производств, в том числе железорудного (сталелитейного и прокатного) и гидрометаллургического производств. На базе последнего рекомендуется перерабатывать не только концентраты упорных золотых руд, но и концентраты медно-порфировых объектов, месторождений олова, поскольку все они содержат золото и другие ценные компоненты. Это позволит обеспечить комплекс достаточным объемом концентратов, а регион – рабочими местами и доходами.

Учитывая мировой опыт пространственного совмещения добывающих предприятий и металлургических комплексов, актуальным становится перемещение перерабатывающих производств к местам добычи ресурсов. В настоящее время конструируются или уже используются минипредприятия по переработке продукции горнодобывающей промышленности: плазменные котлы, электрошлаковый переплав, металлотермия, порошковая металлургия, установки типа MACRO. Определенная ограниченность мобильных установок в части полного извлечения всех компонентов делает необходимым их кооперирование со стационарными предприятиями, начинёнными более сложным комплексом приборов и оборудования.

Таким образом, лабораторными исследованиями различных НИИ Хабаровского и Приморского краев выделяются не только формированием современной школы металлургов, но и новыми подходами в части использования первичного минерального сырья или продуктов начальной стадии его переработки [2, 3, 4, 6]. Новым представляется выбор технологий, исключающих использование различных химикатов, прежде всего кислот и щелочей и замена их перспективными технологиями концентрированных потоков энергии (дугового, искрового разрядов, плазмы, экстремальных методов порошковой металлургии). Получаемая продукция по качественным характеристикам превосходит лучшие мировые образцы, произведенные из чистых металлов или их соединений.

На Дальнем Востоке России сформирована научная и опытно-экспериментальная основа развития металлургической отрасли, включающей не только традиционное сталелитейное и прокатное производства, но и новые направления. В их числе следует отметить производство композитов, сварочных и наплавных электродов, ферросплавы, электроимпульсное легирование, малоформатные предприятия, территориально совмещенные с горнодобывающими комплексами. Реализация новых направлений не требует больших капитальных затрат, крупных инвестиций в горнодобывающую промышленность, сооружение мощных перерабатывающих предприятий.

Высокотехнологичная продукция получается из сырья или рудных концентратов месторождений циркония, титана, вольфрама, бора. В эксперименты были вовлечены также отходы горного комплекса. При производстве используется весь комплекс элементов составляющих руду. Для получения относительно чистых металлов предусматривается территориальное совмещение малоформатных перерабатывающих комплексов с ГОКами.

Литература

1. Буряк В.А. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения. Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н. и др. Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН. 1999. 216 с.
2. Верхотуров А.Д. Формирование горно-металлургических кластеров в Дальневосточном федеральном округе как основы его устойчивого развития. Верхотуров А.Д., Крюков В.Г., Романовский Н.П., Коневцов Л.А. Труды VI евразийского симпозиума по проблемам прочности материалов и машин для регионов холодного климата. Т.1, Якутск, 24-29 июня 2013 г. – Якутск: Ахсаан, 2013. С.107-116.
3. Верхотуров А.Д., Романовский Н.П., Шнайдер А.А. К вопросу о промышленном получении материалов из вольфрамсодержащего минерального сырья в Дальневосточном регионе//Вестник ДВО РАН. 2010. №1, С.75-80.

4. Верхотуров А.Д., Мулин Ю.И., Гостищев В.В. Получение электродов из шеелитового концентрата при применении метода металлотермии//Электронная обработка металлов. 1994. №5. С. 70-73.
5. Гурьянов В.А. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита// Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Потockий Ю.П., Петухова Л.Л., Соболев Л.П. ДАН, 2009. Т. 425, №4. С. 505-508.
6. Проблемы и перспективы использования минерального сырья Дальнего Востока для производства металлических материалов. Ред. Ак. В.И. Сергиенко. Владивосток: Дальнаука. 2009. 195 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА БАССЕЙНА Р. БОЛЬШАЯ КУОНАМКА (ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ АНАБАРСКОГО МАССИВА)

Б.Б. Герасимов¹, З.С. Никифорова¹, В.И. Павлов²

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

²ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

Постоянное присутствие самородного золота в алмазоносных россыпях северо-востока Сибирской платформы обосновывает необходимость изучения типоморфных признаков золота, поскольку он несет в себе важнейшую минералого-генетическую информацию для разработки минералогических критериев прогнозной оценки рудной золотоносности. Эти исследования особенно актуальны для районов, где не обнаружены коренные источники благородных металлов. В данной публикации приводятся результаты изучения минералого-геохимических особенностей самородного золота комплексной золото-алмазоносной россыпи р. Большая Куонамка.

Россыпное золото изучено из верхнего и нижнего участков россыпи на основе двух валовых проб (Вп-1 и Вп-2) общим весом 302 г. По гранулометрическому составу основная масса изученного золота (более 95%) относится к весьма мелкому (-0,25 мм) и мелкому (-0,5+0,25 мм) классу. По морфологическим особенностям россыпное золото представлено в основном окатанными пластинчатыми (рис. 1, а) и чешуйчатыми формами (95%), которые имеют в основном шагреневую и грубо шагреневую поверхность. На чешуйчатых золотилах довольно часто наблюдаются отпечатки вдавливания минералов, реже вдавленные минералы, что придает им «псевдорудный» облик. По данным микрозондового анализа пробность золота высокая и весьма высокая. В качестве элемента-примеси обнаружено повышенное содержание Си до 1,6%. Структурное травление хорошо обработанного высокопробного золота показало, что оно характеризуется сильно измененным внутренним строением. В нем выявлены структуры перекристаллизации, рекристаллизации, а также линии трансляции и мощные весьма высокопробные оболочки (рис. 1, б). Это свидетельствует о неоднократном переотложении золота из древних коллекторов в более молодые отложения.

Хорошо окатанное палладистое золото (Pd – 2-7%) пластинчатой формы (рис. 1, в) составляет около 2% (6 г) от изученного золота. В нем выявлены также микропримеси Си до 1,5% и Hg 0,1-0,5%. Детальные исследования на сканирующем электронном микроскопе показали равномерное распределение Pd по всей площади золотинов, они характеризуются сильно измененным внутренним строением (рис. 1, г). Важно подчеркнуть, что обнаружено одна палладистая золотишка в срастании с железистой платиной (рис.1, д, е). Следует отметить, что в данной россыпи во фракциях менее 0,5 мм встречаются минералы платиновой группы пластинчатой и комковидной формы, представленные поликсомом (60%), родистой платиной (25%), хонгшитом (6%) и палладистой платиной (9%). Отмечаются единичные знаки сперилита и невяньскита.

Наряду с пластинчатым и палладистым золотом обнаружено около 5% (15г) слабо окатанного золота рудного облика, которое представлено угловато-комковидными,

дендритовидными, друзовидными, инерстициальными формами (рис. 1, ж, з) и изометричными кристаллами, что позволяет предполагать о поступлении золота из близлежащих коренных источников. Поверхность у них ямчато-бугорчатая, мелкочаистая, практически не обработанная. Пробность золота рудного облика варьирует в очень широких пределах – от весьма низкой (322‰) до высокой, с преобладанием низкой пробности. В качестве элемента примеси обнаружена Hg до 0,6%. Низкопробное и высокосеребристое золото имеет зональное внутреннее строение, обусловленное неравномерным распределением серебра. В относительно низкопробном золоте рудного облика обнаружены низкопробные межзерновые прожилки, вероятно более позднего образования (рис. 1, и). Золото высокой и средней пробности обычно средне-крупнозернистое, с прямолинейными очертаниями зерен (рис. 1, к), с простыми двойниками. По данным микрозондового анализа обнаружены в основном минеральные включения кварца и единичные включения сульфидов – арсенопирита и пирита.

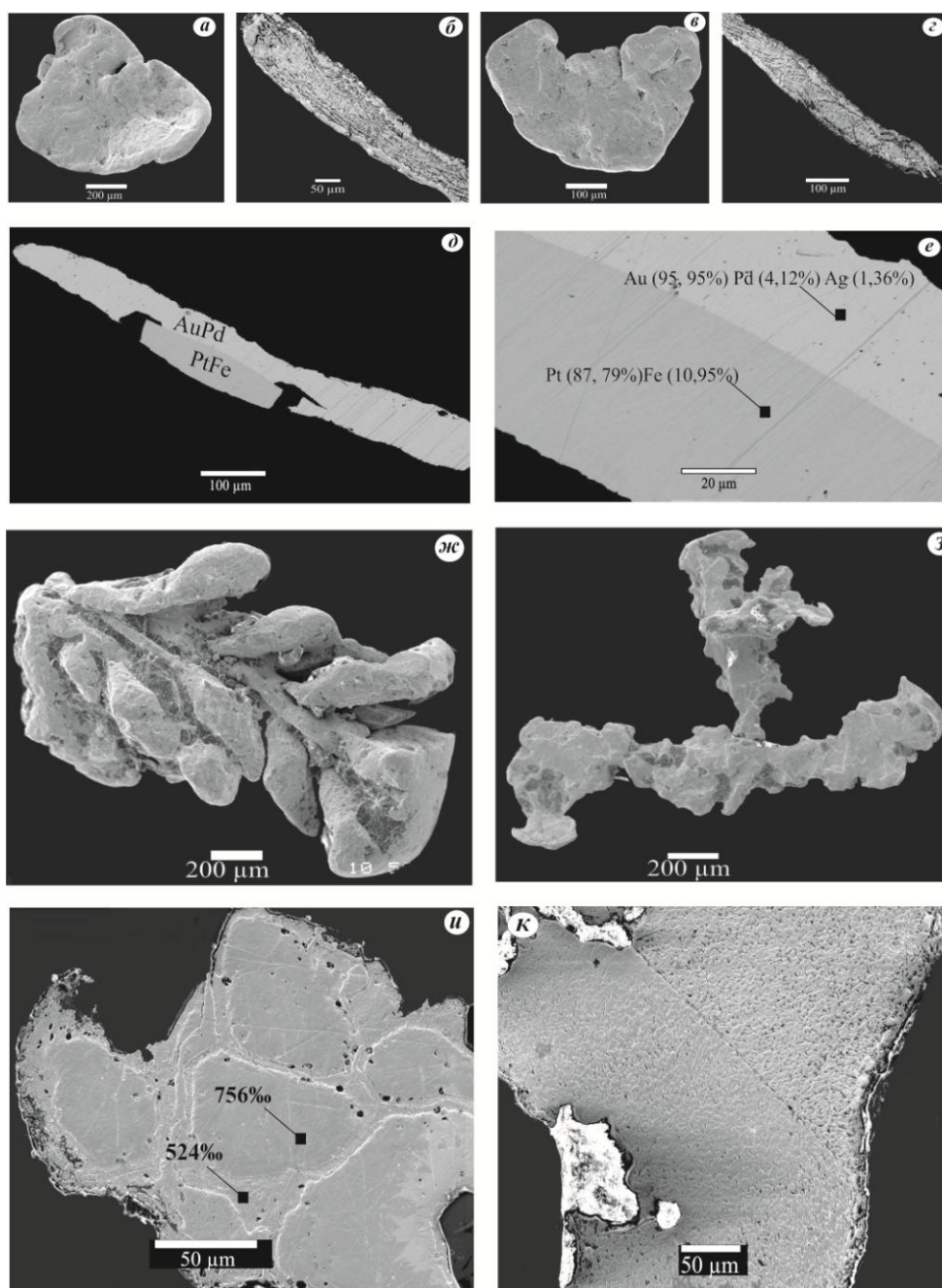


Рис. 1. Особенности россыпного золота россыпи р. Большая Куонамка
а – золоти́на пластинчатой формы; б – внутреннее строение высокопробной окатанной золоти́ны: линии трансляции; в – палладистая золоти́на пластинчатой формы; г – ее внутреннее строение; д – срастание палладистого золота и
ж – дендритовидная форма; з – друзовидная форма; и – межзерновые прожилки; к – изометричные кристаллы.

железистой платины; е – деталь: химический состав палладистого золота и платины, увел. 1000; жс – друзовидная золоти́на; з – золоти́на интерстициальной формы; и,к – внутреннее строение золота рудного облика: и – низкопробные (524‰) межзерновые прожилки в относительно низкопробном (756‰) золоте дендритовидной формы, к – крупнозернистое строение среднепробного золота.

По индикаторным типоморфным признакам изученное пластинчатое и чешуйчатое высокопробное золото россыпи р. Большая Куонамка аналогично золоту I типа, ранее выделенному на северо-востоке Сибирской платформы [6]. Этот тип золота широко распространен по всей территории северо-востока Сибирской платформы, и относится к аллохтонному золоту, которое неоднократно переотлагалось через промежуточные коллектора. Коренными источниками золота I типа по нашему предположению, являются рудопроявления золото-кварц-малосульфидного типа докембрийского возраста, что не противоречит выводам предшественников. В частности, А.В. Толстов (2002, 2006), изучавший россыпное золото в центральной и восточной частях Анабарского массива, связывает высокопробное золото с малосульфидным золото-кварцевым формационным типом, приуроченным к кварцевым или сульфидно-кварцевым жилам [11, 12]. Кроме того, по данным Д.А. Додина (2002) в северной части Анабарского щита известны золоторудные поля малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций в пирит-кварц-палеовшпатовых и сульфид-альбит-хлорит кварцевых метасоматитах, выделенные в Киенг-Кыллахскую золоторудную зону. В этой зоне выявлено семь золоторудных проявлений и четыре точки золотоносной минерализации. Содержание золота в пиритизированных гнейсо-аляскитах и кварцевых жилах достигает 0,2-0,3 г/т [2].

Выявление палладистого золота в ассоциации с МПГ, а также обнаружение включения железистой платины в золоте свидетельствует об их едином коренном источнике. Аналогичное золото (Pd – 12,8%) отмечается совместно с платиной в комплексной золото-платино-алмазоносной россыпи р. Маят (бассейн р. Анабар). По мнению А.В. Округина (2009) порпечит, родисто-железистая платина и МПГ имеют общий источник – погребенные докембрийские базит-ультрабазитовые массивы, которые позднее подвергались фанерозойским гидротермальным переработкам [8]. На основе вышеизложенного правомерно предположить о наличии на исследуемой территории золото-платиноидной рудной формации, связанной с базитами и гипербазитами протерозойского возраста. Это предположение подтверждается, данными А. А. Кузнецова [4], который считает, что весьма перспективными на обнаружение золото-платиноносных рифов Бушвельдского типа являются расслоенные анортозитовые плутоны Котуйкан – Монхолинской тектоно-флюидитной зоны Анабарского щита (рис. 1). В них установлены содержания платины до 0,11 г/т, палладия до 0,17 г/т и золота до 0,5 г/т. К тому же, на Вилуйской синеклизе З.С. Никифоровой по результатам спектрального количественного анализа россыпного золота, впервые выделена золото-платиноидная рудная формация [6].

Обнаружение золота рудного облика свидетельствует о непосредственной близости коренного источника. По индикаторным признакам данный металл относится к золоту II типа, ранее выделенному на северо-востоке Сибирской платформы, коренные источники, которого предположительно связаны с ТМА мезозойского возраста [6]. Палеозойско-мезозойский этап активизации Анабарского массива и его обрамления в основном выражен в проявлении кимберлитового и карбонатитового магматизма. Вместе с тем, на данной территории известны зоны гидротермально-проработанных тектонитов, связанных с этим этапом. Так, по данным А.В. Толстого (2006) в бассейне р. Хаптасыннах в поле развития песчаников мукунской серии выявлена линейная зона гидротермально-метасоматических образований мощностью до нескольких метров, которая, по его мнению, может быть весьма перспективным в отношении золотоносности, и требует дальнейшего детального изучения [12]. По мнению С. Ф. Духанина с соавторами (1967), долина реки Большая Куонамка на изученном отрезке протекает по ослабленной зоне осадочного чехла, обусловленной наличием глубинного разлома (Джиллиндинский разлом по [1]). Об этом свидетельствует прямолинейность долины реки,

широко развитая тектоническая трещиноватость пород осадочного чехла и характер распределения мезозойских кимберлитовых тел, которые локализованы в оперяющих разломах [3]. В связи с этим, можно предположить, что коренными источниками золота рудного облика, вероятно, могли быть малоглубинные рудопроявления, сформированные в зонах разломов и возможно связанные с ТМА палеозойско-мезозойского возраста.

Краткие выводы: 1. В комплексной россыпи р. Большая Куонамка преобладает мелкое высокопробное золото дальнего сноса, многократно переотложенное через древние промежуточные коллектора. Коренными источниками данного золота являлись рудопроявления золото-кварц-малосульфидного типа докембрийского возраста.

2. Выявление палладистого золота в ассоциации с МПГ, а также обнаружение включения железистой платины в золоте позволяет предположить о наличии коренных источников золото-платиноидной рудной формации.

3. Обнаружение золота рудного облика ближнего сноса указывает на непосредственную близость коренного источника, образованного предположительно при проявлении ТМА палеозой-мезозойского возраста.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 12-05-98500 р_восток_а и в рамках договорных НИР с ОАО «Нижне-Ленское».

Литература

1. Горштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 10-63.
2. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. Спб., 2002. – 822 с.
3. Духанин С.Ф., Эрлих Э. . Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-49-XVII, XVIII – серия Анабарская). Москва, 1967.
4. Кузнецов А.А. Геолого-минерагеническая модель Анабарского щита. Москва. Геоинформмарк, 2001 г.
5. Молчанов А.В., Толстов А.В., Ефимов С.А. Металлогения урана древних щитов // Материалы региональной научной конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК АЛРОСА и научно-методическое обеспечение их решений». Мирный, 2003. Изд-о ВГУ, Воронеж, 2003. С. 666-675.
6. Никифорова З.С., Б.Б. Герасимов., Е.Г. Глушкова., А.Г. Каженкина. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи-коренные источники // Геология рудных месторождений. – 2013. – том 55, № 4. – С.1-15.
7. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. – М.: ЦНИГРИ, 2003.
8. Округин А.В., Мазур А.Б., Земнухов А.Л., Попков П.А., Слепцов С.В. Ассоциация палладистого золота с минералами платиновой группы в россыпях бассейна р. Анабар на северо-востоке Сибирской платформы // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 3–10.
9. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990. – 293 с.
10. Смелов А. П., Амузинский В. А., Зедгенизов А. Н., Березкин В. И., Коваль С. Г. Перспективы коренной золотоносности метаморфических и магматических комплексов Анабарского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока. – Улан-Удэ, 2004. – С. 279–281.
11. Толстов А. В. Перспективы золотоносности Анабарской антеклизы // Вестник госкомгеологии, 2002. № 1(2). – С. 44-49.
12. Толстов А. В. Закономерности образования и размещения главных рудоносных формаций северной части Сибирской платформы. // Рукопись диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Якутск, 2006. – 312 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЬКОНСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРАНСФОРМАЦИЙ КОСМИЧЕСКОЙ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ

М.В. Горошко, Г.З. Гильманова

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

Эльконский урановорудный район располагается на территории Республики Саха (Якутия) и представляет собой активизированную в мезозое окраинную часть Алдано-Станового щита вблизи погружения пород последнего под чехол Сибирской платформы с образованием горстового поднятия. В строении района участвуют породы архейского кристаллического фундамента, эдиакарий-кембрийского плитного комплекса и мезозойского плюмового магматизма [1,3].

Архейские образования представлены глубоко метаморфизованными и сложно дислоцированными архейскими кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидами. Породы платформенного чехла сложены эдиакарий-кембрийскими горизонтально залегающими терригенно-карбонатными породами, сохранившимися, в основном, по периферии района в виде останцов на размытой поверхности докембрийских пород.

Все вышеперечисленные образования прорваны щелочными и щелочноземельными породами с возрастом 188-108млн. лет, развитыми в западной части района.

Урановое оруденение с возрастом 165-139млн. лет связано с мезозойским магматическим комплексом и локализуется в разрывных тектонических нарушениях, развивающимся, преимущественно, по очень древним зонам бластомилонитов, бластокатаклазитов и других тектонитов (рис1.).

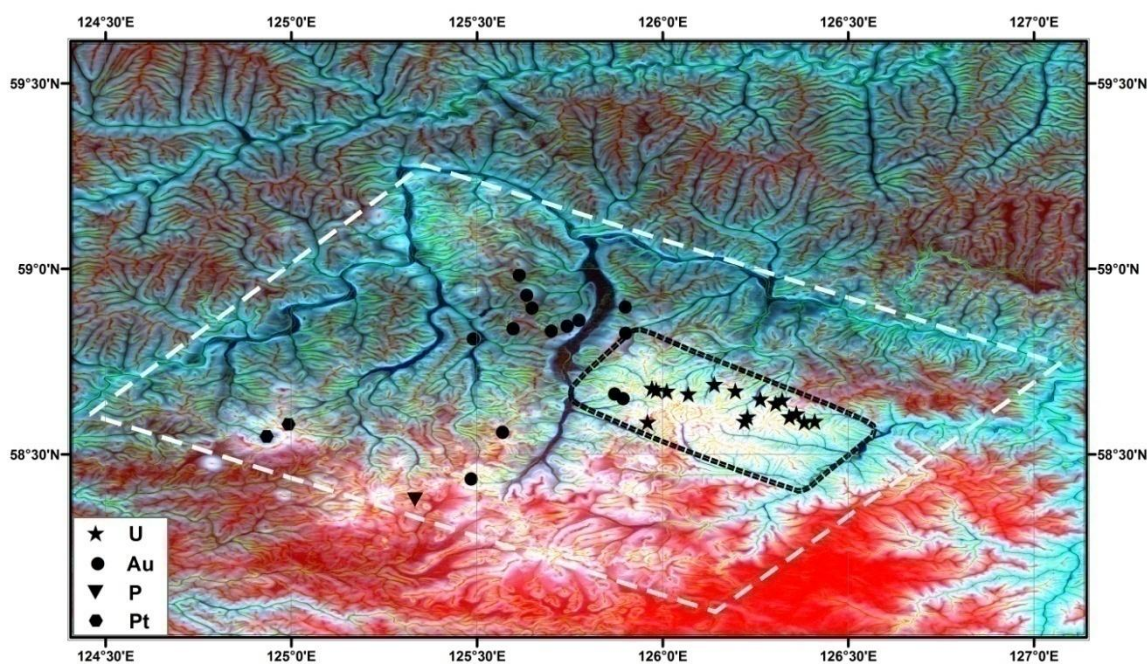


Рис. 1. Синтезированные RGB-изображения. Цветовые компоненты: R- высоты, G и B - модуль градиента (первая производная) с масштабами $t=1$ и 6 соответственно.

Черным пунктиром показан Эльконский урановорудный район. Белым - Центрально-Алданский рудоносный блок. Значками показаны основные меторождения.

Околорудные изменения представлены пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами (эльконитами). Преобладающим рудным минералом является браннерит, реже встречаются коффинит, уранинит и настуран. Из других рудных минералов присутствуют самородное золото, сульфосоли серебра, пирит, молибденит, анкерит, кальцит, адуляр и др.

На сравнительно небольшой (до 1200км²) площади рудного района выявлено около 400 крутопадающих ураноносных зон общей протяженностью более 1000 км. Протяженность отдельных зон с установленной ураноносностью колеблется от сотен метров до 20 км и более. Вертикальный размах оруденения не установлен, так как на наиболее протяженных рудоносных структурах двухкилометровые скважины признаков выклинивания рудных тел не обнаружили. Оруденение, несмотря на его жильный характер, отличается большой выдержанностью: На детально разведанной Южной зоне протяженностью более 20 км коэффициент рудоносности рудных тел практически равен 1.

Характерной особенностью Эльконского урановорудного района является слабая эродированность оруденения. Так, на месторождении Южном кондиционные руды появляются только на глубинах 100-300 м от дневной поверхности.

На северную часть Центрально-Алданский блока Алдано-Станового щита, на котором расположен Эльконский урановорудный район была применена описанная ранее [2, 4] методика обработки цифровых моделей рельефа (SRTM03) и получена серия как монохромных, так и синтезированных цветных изображений. Суть методики сводится к применению к цифровой модели рельефа операторов модуля градиента, Лапласиана на поверхности Гаусса с разными масштабными параметрами t и созданию серии как монохромных так и цветных изображений сочетающих эти операторы, масштабы и цвета. Синтезированное изображение подбирается опытным путем для решения конкретной задачи. Кроме того, на основе обработанных изображений проведен автоматический расчет элементарных линейных элементов, их плотности и собственно самих линеаментов по программе Winlessa [5].

На всех трансформациях цифровых моделей рельефа (расчет модуля градиента рельефа, Лапласиана на поверхности Гаусса и их различных комбинаций с исходной ЦМР) и в картине линеаментов, установлена яркая проявленность Эльконского урановорудного района (рис. 2,3).

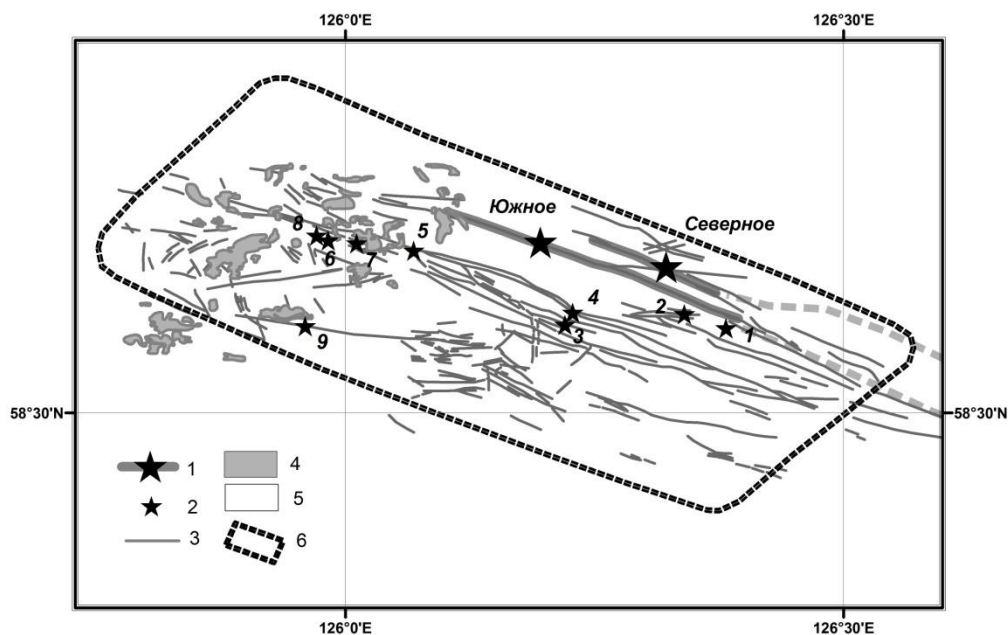


Рис. 2 Схематическая структурная карта Эльконского урановорудного района.

1-крупные разведанные месторождения; 2-предварительно оцененные месторождения: 1-Весеннее, 2-Центральное, 3-Агдинское, 4-Сох-Солоохское, 5-Надеждинское, 6-Володино, 7-Интересное, 8-Забывтое, 9-Федоровское; 3-рудоносные зоны; 4-мезозойские интрузии; 5-архейский метаморфический комплекс; 6-границы Эльконского рудного района.

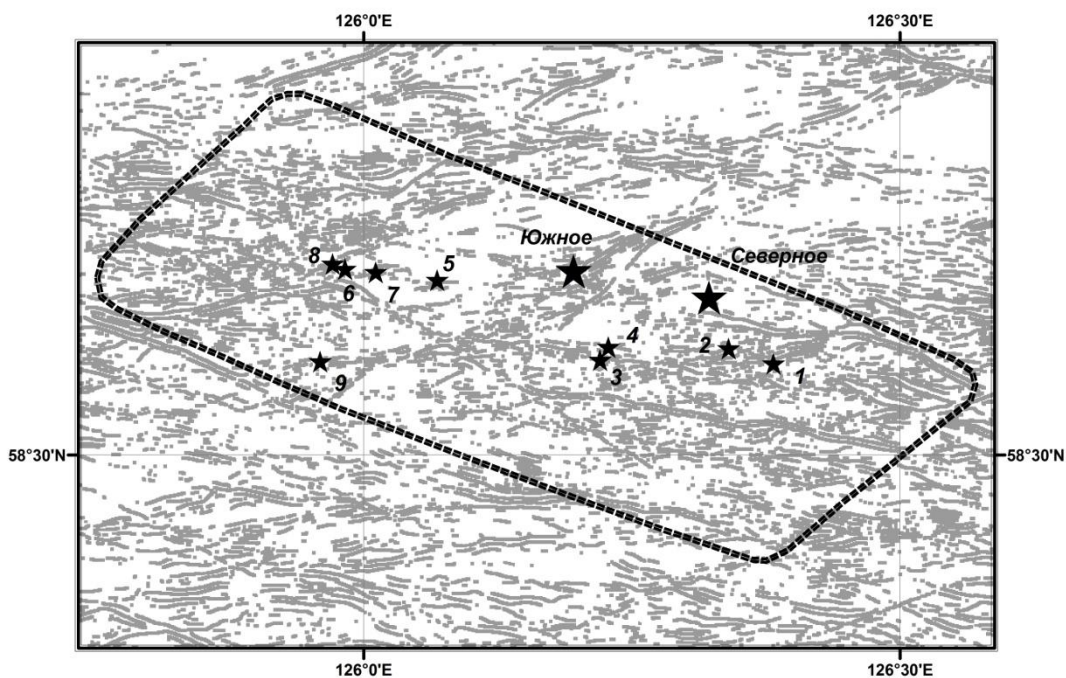


Рис. 3 Схема линеаментов Эльконского рудного района, рассчитанных по программе WinLessa с данными по ураноносности. Названия меторождений см. на рис.2

Эльконский район выделяется в виде блока ромбовидной формы, отвечающему высоко стоящему в рельефе Эльконскому горсту, ограниченному со всех сторон разломами северо-западного и северо-восточного простирания. На карте линеаментов он приурочен к протяженной субширотной зоне линеаментов мощностью до 90км, уходящей далеко за пределы Эльконского района. В этой зоне при преобладании северо-западных и субширотных разломов отчетливо выделяются линеаменты северо-восточного простирания, влияние которых на распределение урановой минерализации района не выяснено. Промышленная урановая минерализация приурочена к отдельным линеаментам в детально разведанной северной части площади, но ее признаки установлены в рудных зонах по всей территории Эльконского района, что предопределяет широкий фронт для дальнейших поисковых и разведочных работ. Следует подчеркнуть, что большинство тектонических нарушений, которые контролируют урановую минерализацию, согласуются с ориентацией в пространстве как всего блока, так и с преобладающим направлением линеаментов находящихся за его пределами. На карте площадного распределения элементарных линейных элементов к Эльконскому району приурочена наиболее интенсивная аномалия, занимающая всю площадь района и частично выходящая за его пределы на юго-восточном фланге района.

Выявлена еще одна интересная закономерность для всего Центрально-Алданского блока. В бассейне верхнего течения р. Алдан нами установлен блок ромбовидной формы площадью около 16000 км², ограниченный со всех сторон разломами северо-западного и северо-восточного простирания, включающий в себя Эльконский блок и конформными ему границами (рис1). В блоке проявлены неопротерозойский и позднемезозойский основной и субшелочной гранитоидный магматизм, обусловленный действием локальных мантийных резервуаров, и густая сеть линеаментов субширотного, реже северо-западного и северо-восточного простирания. С неопротерозойским и позднемезозойским магматизмом связаны крупные месторождения золота, урана, редких, редкоземельных элементов, платиновой и апатитовой минерализации.

Таким образом, применение методики обработки ЦМР позволило выявить уникальные параметры Эльконского рудного района, установить новые интересные особенности его расположения в поле линеаментов, что может послужить основой для дальнейших

исследований ураноносности района. Кроме того выявлен блок, контролирующий практически всю рудную минерализацию Центрально-Алданского района. Эту закономерность необходимо учитывать при дальнейших поисковых работах.

Литература

1. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
2. Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Горошко М.В. Применение преобразованных цифровых моделей рельефа для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры //Тихоокеанская геология 2011. Т.30 №6. С.34-43.
3. Горошко М. В., Малышев Ю. Ф., Кириллов В. Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372с.
4. О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова, Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным// Исследование земли из космоса 2011. №6. С.45-52.
5. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences. 1997. V. 23. No 1. P. 45-62.

ГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ВОД И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КРАСНОРЕЧЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

С.А. Зорин, Н.А. Харитонов, В.В. Гревцева, О.А. Федорова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Данная работа посвящена изучению гидрохимического состава техногенных вод Краснореченского хвостохранилища, а также исследованию особенностей минерального состава техногенных образований в лежалых хвостах Краснореченского рудного узла.

Целью работы являлось исследование гидрохимического режима формирования техногенных вод данного района под влиянием природных и антропогенных факторов, а также оценка минерального и химического состава вторичных техногенных минерализаций. В соответствии с поставленной целью, были решены следующие задачи: произведен сбор данных о химическом составе воды и донных отложений природных фоновых водотоков в районе Краснореченского рудного узла; проведены работы по выявлению типов техногенного влияния на бассейн реки Рудная; сделана оценка минерального и химического состава современных суспензионных охристых отложений на участках техногенных вод.

Объектами исследований стали хвостохранилища Краснореченской обогатительной фабрики (КОФ), расположенные в Дальнегорском районе Приморского края (рис.1).



Рис. 1. Карта Приморского края с обозначением района работ

На территории КОФ в настоящее время существуют два хвостохранилища – «старое» и «новое». Схема отбора проб минеральной и водной фазы приведена на рисунке 2. Изученные хвостохранилища по классификации Д.С. Дроздова [1] относятся к техногенно-образованным отходам. В них свозились отходы обогащения комплексных оловянно-полиметаллических и серебро-металлических руд Смирновского и Южного месторождений.

«Старое» хвостохранилище находится в непосредственной близости (примерно 1 км) от краснореченской обогатительной фабрики. Оно активно заполнялось с 1956 по 1972 г. Хвостохранилище овальной формы, вытянуто с севера на юг на 800 м при ширине около 340 м. Естественными границами хвостохранилища являются западный и северо-восточный горные склоны. На юге хвостохранилище отгорожено 10-метровой насыпной дамбой. Чаша хвостохранилища заполнена отходами, состоящими из цементированных разнородных

песков. В целях природоохранных мероприятий часть поверхности хвостохранилища была засыпана грубообломочным материалом. На территории хвостохранилища имеется карьер.

Подстилающими породами для хвостов фабрики являются четвертичные аллювиальные и делювиально-элювиальные отложения, имеющие среднюю мощность 3 м и представленные галечником с грубоокатанной галькой, валунами и глыбами изверженных пород с песчаным, реже суглинистым заполнителем. Четвертичные образования залегают на коренных породах триас-юрского возраста.

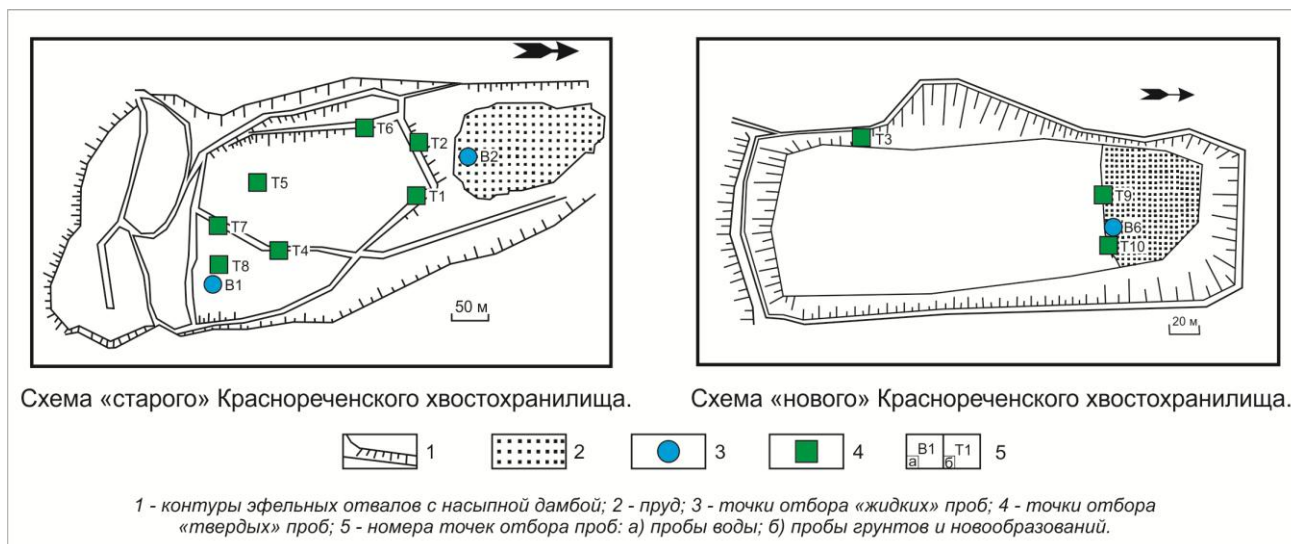


Рисунок 2. Схемы «старого» и «нового» хвостохранилищ Краснореченской обогатительной фабрики.

«Новое» хвостохранилище КОФ функционировало с 1972 по 1995 г. Оно расположено в юго-восточной части поселка Краснореченск и занимает часть долины ключа Ветвистого – левого притока р. Рудной.

Хвостохранилище имеет вид многоугольника шириной до 90 м и длиной 300 м. Естественными границами хвостохранилища являются горные склоны. На юге хвостохранилище отгорожено насыпной дамбой высотой около 8 метров. Чаша хвостохранилища от заградительной дамбы до подножий горных склонов засыпана хвостами и заполнена отходами, состоящего из разнотерного материала серого и серо-коричневого цвета. Часть хвостохранилища (ок.1/4 площади) занимает озеро отстойных вод. Четвертичные аллювиальные и делювиально-элювиальные отложения являются подстилающими породами для нового хвостохранилища, и имеют среднюю мощность 2,5 – 3 м. Они представлены галькой, глыбами с песчаным, реже суглинистым заполнителем. Подстилают аллювиальные образования песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты и гравелиты триас-юрского возраста [2].

Всего было отобрано шесть проб водной фазы и двенадцать образцов твердой фазы. Отбор проб производился в течении полевого сезона 2013 г.

Анализ отобранных проб проводился на базе аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Основные катионы и анионы определялись с помощью жидкостной ионной хроматографии (HPLC-10AVp, SHIMADZU). Содержание редкоземельных и рассеянных элементов были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, Agilent 7700x). Образцы грунта и осадков изучались рентгенофазовым анализом на дифрактометре (XRD) MINIFLEX II, (съемка сухая, разориентированная), для чего образцы дробились, растворялись в спирте, наносились на стекло и высушивались.

Анализ химического состава изученных вод показал, что все исследованные воды можно отнести к водам 2-х типов: Ca-Cl-SO₄ и Ca-Mn-SO₄-HCO₃. К первому типу относятся воды правого пруда, воды ручья старого хвостохранилища и воды озера нового хвостохранилища. Водами второго типа являются – воды дальнего пруда старого хвостохранилища и фоновые воды реки Рудной и Кранореченского ручья (табл. 1, рис. 3).

Воды первого типа характеризуются высокой минерализацией (от 0,2 г/л до 8,9 г/л) и низким значением pH (2,9 - 5,1). В этих водах обнаружены высокие концентрации сульфатов (0,1 г/л - 5,4 г/л), цинка (2 мг/л - 147 мг/л), марганца (5 мг/л – 364 мг/л) и железа (до 2 г/л).

Особенностью вод второго типа является низкая минерализация (0,1 г/л – 0,2 г/л) и значения pH в пределах 6,1 – 6,73. Содержание основных ионов низкое, как и содержание рассеянных элементов. Однако, в пробах реки Рудной зафиксированы повышенные содержания марганца (0,9 мг/л) и цинка (2 мг/л).

Проведенные исследования показали, что в современных суспензионных охристых отложениях на участках техногенных вод Краснореченского рудного узла присутствуют как исходные минералы (кварц, анортит, мусковит и т.д.), так и новообразованные (сенагалит, тунгстит, ярозит, гипс и т.д.) (рис.4).

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что в старом хвостохранилище Краснореченского рудного узла происходит интенсивное растворение техногенных отложений, в результате чего формируются высокоминерализованные (2 - 9 г/л) кислые воды, преимущественно сульфатного состава, которые содержат большое количество металлов, относящихся, согласно ГОСТу 17.4.1.02-83 [3] к первому (As, Pb, Cd, Zn) и второму (Co, B, Ni, Cu, Cr) классам опасности. Они являются приоритетными загрязнителями и оказывают негативное воздействие на близлежащие территории.

Таблица 1. Основные гидрохимические параметры

Место отбора	Минерализация, мг/л	pH	Основные катионы, мг/л					Основные анионы, мг/л			
			Ca	Mg	K	Na	Si	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Старое хвостохранилище, Правый пруд	8900	2,9	337,7	206,7	1,18	13,09	36,10	-	2,65-182	-	5426
Старое хвостохранилище, Дальний пруд	235	6,1	31,33	16,44	1,76	2,19	3,70	0,01	0,94	0,58	82,4
Старое хвостохранилище, ручей	1500	3,0	163,8	55,47	4,78	5,15	20,45	-	3,44	-	1011
Краснореченск, ручей (фон)	135	6,73	19,28	5,09	0,61	1,68	6,53	0,14	1,12	0,17	44,5
Река Рудная	205	6,70	25,47	8,69	0,68	4,15	9,77	0,03	0,98	1,23	67,2
Новое хвостохранилище, озеро	250	5,15	37,28	11,25	1,26	1,69	7,62	-	1,03	1,17	141

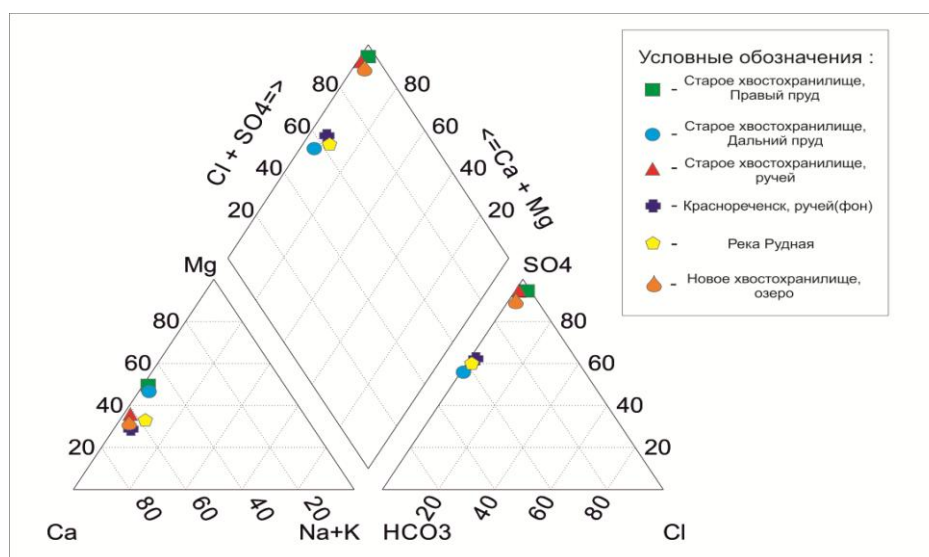


Рис. 3. Тройная диаграмма, иллюстрирующая химический состав вод Краснореченских хвостохранилищ.

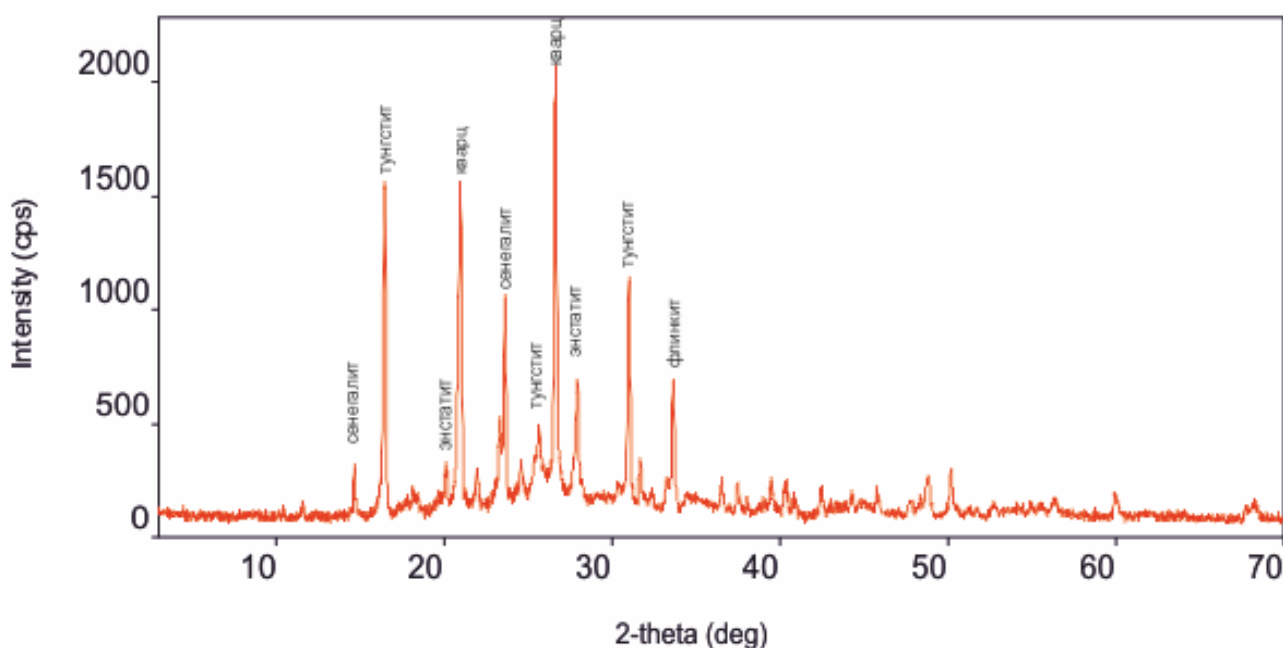


Рис. 4. Дефрактограмма техногенных образований хвостохранилищ Краснореченской обогатительной фабрики, (образец Т-1).

При этом распределение новообразованных минералов напрямую зависит от кислотности вод. В условиях повышенной (рН 2,9 – 3,0) кислотности (обр. Т-1, Т-4, Т-5, Т-11, Т-12) в результате гипергенных процессов происходит формирование минералов, характерных для зон окисления, таких, как сенегалит, ярозит, флинкит, тунгстит, в то время как в условиях средней (рН 5,15) и нормальной (рН > 6) кислотности (обр. Т-9, Т-10) происходит в первом случае хемогенное образование таких минералов, как гипс, аксаит, во втором случае новые минералы не образуются.

Минералогические исследования хвостохранилищ показали, что в результате гипергенных преобразований происходит формирование вторичных сульфатов, карбонатов и гидроксидов. В хвостохранилищах найдены и исследованы новообразованные минералы: сенегалит ($\text{Al}_2\text{PO}_4(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), аугелит ($\text{Al}_2\text{PO}_4(\text{OH})_3$), флинкит ($\text{Mn}^{2+}_2\text{Mn}^{3+}[(\text{OH})_4|\text{AsO}_4]$), гидроталькит ($\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}[\text{CO}_3]4\text{H}_2\text{O}$), ярозит ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), аксаит ($\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_4[\text{B}_6\text{O}_9(\text{OH})_2]$), эристеренит ($\text{Mg}_2\text{MgB}_{12}\text{O}_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), палыгорскит ($\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), тунгстит (меймацит) (H_2WO_4), флюорапофиллит ($\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{F}_8\text{H}_2\text{O}$) и гипс ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Работа выполнена при поддержке проекта Российского научного фонда, проект РНФ № 14-17-00415

Литература

1. Дроздов Д.С. Техногенез и техногенные отложения // Отеч. геол. 1996. № 5. С. 10.
2. Тарасенко И.А., Зиньков А.В. Экологические последствия минералого-геохимических преобразований хвостов обогащения Sn-Ag-Pb-Zn руд. (Приморье, Дальнегорский район). – Владивосток: Дальнаука 2001г. – 38 с.
3. ГОСТ 17.4.1.02-83. Охрана природы. Почвы. - М.: Изд-во стандартов, 1985.

ПОВЫШЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В НИЖНЕ-АМУРСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

Е.Г. Иволга, Н.П. Романовский, В.Г. Гурович

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

Нижне-Амурский регион в последние годы формируется как новый рудный район, дальнейшее развитие которого требует научного обоснования новых перспективных площадей[1]. Обосновать границы золоторудной Нижне-Амурской провинции была предпринята В.А.Шевкаленко, на основе выделенного ранее Ю.А.Косыгиным и его соавторами по аномалиям ΔG и ΔT так называемого Тахтинского массива[2]. Локальные рудно-магматические системы увязывались с конкретными геологическими структурами [3]. Металлогению Нижне-Амурской *рудноносной системы по [3]* определяют позднемеловой и палеогеновый магматизм. Профилирующим оруденением для региона является золото, но также здесь имеется промышленно значимая минерализация алюминия Mo, Si, Pb-Zn, Sb, Hg. Выделяется три главных металлогенических подразделения: Пильда-Лимурийская металлогеническая зона, Верхне – Тумнинского рудно-россыпной район, *Николаевская металлогеническая зона*

Отличительной особенностью золоторудных объектов района является слабая степень дифференциации рудных компонентов в золотоносных системах, которая выражается «зараженностью» руд как литофильными так и халькофильными элементами.

Цель настоящих исследований – изучить особенности глубинного строения области сочленения Нижне-Амурской и Северо-Сахалинской складчатых структур и на этой основе уточнить особенности формирования и локализации золоторудных объектов.

Методика исследований.

Для изучения глубинного строения указанной территории использованы: карты гравитационного и магнитного поля масштаба 1:2500000, созданные на основе съемок

1:1 000 000 – 1:200 000; данные профильных исследований МТЗ по Нижнему Амуру и Татарскому проливу; МОВЗ по Татарскому проливу. Дополнительно была выполнена обработка информации гравитационного поля пакетом «КОСКАД-3D» [4], а также среднемасштабные петрофизические исследования с построением петрофизических карт.

В результате анализа геофизических и петрофизических данных составлена схема дизъюнктивной тектоники области перехода Нижний Амур – Северный Сахалин.

Согласно построенной схемы, рассматриваемая территория располагается в области сочленения северо-восточных (сихотэ-алинских), субмеридиональных (северо-сахалинских) и субширотных (буреинско-монголоохотских) дизъюнктивных структур. По геофизическим данным в пределах Северо-Сихотэ-Алинской области могут быть выделены три системы северо-восточных нарушений: Шантарская северо-восточная, Амурская север - северо-восточная и Уктур-Сахалинская восток - северо-восточная (Рис.1).

В целом отличие предлагаемой схемы разрывной тектоники от существующих в том, что если ранее подчеркивалось определяющее значение северо-восточных и меридиональных систем, то нами большое значение придается северо-западным системам. Второе отличие - выделение крупной региональной широтной системы, характерной для структур Центрально-Азиатского тектонического пояса, транзитом протягивающейся от западных континентальных структур (Буреинского массива) возможно даже за пределы острова Сахалин.

По характеру распределения локальных отрицательных гравитационных аномалий выделена кольцевую структуру с центром в месте сочленения разнонаправленных структур в районе северной части Татарского пролива - Северо-Сахалинского залива, вблизи Николаевской металлогенической зоны (Рис.1). На плотностных разрезах, рассчитанных с помощью технологии «КОСКАД – 3D» она имеет четко выраженное плотностное заполнение

насыщена магматическими продуктами разного состава, а в магнитном поле она трассируется наличием по периметру цепочек положительных локальных аномалий.

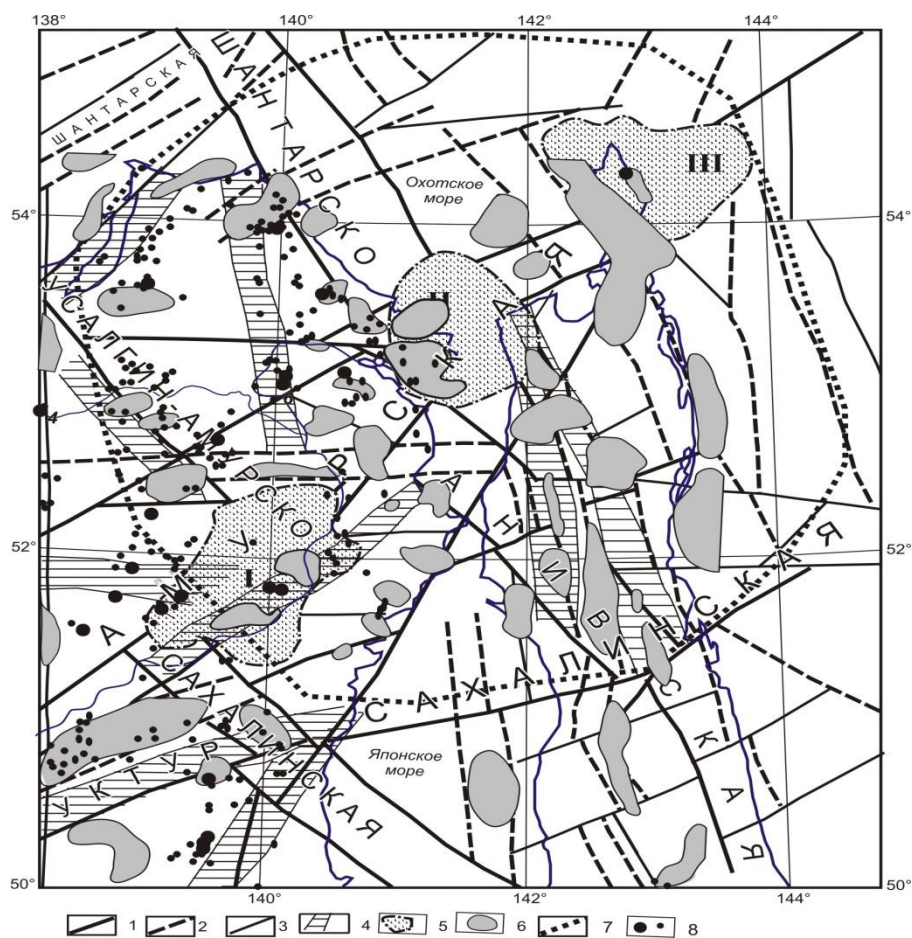


Рис. 1. Положение объектов золоторудной минерализации относительно дизъюнктивных структур региона.

1-3 – разломы выделенные по геофизическим данным: 1 – литосферные межблоковые разломы (названы основные системы разломов); 2 – коровые разломы, выраженные локальными гравитационными минимумами; 3 – прочие разломы; 4 – системы разломов, выделенные по петрофизическим данным (верхняя часть земной коры); 5 – локальные внутрикоровые структуры повышенной плотности: I – Лимурчанская; II – Николаевская; III – Шмидтовская; 6 – локальные внутрикоровые структуры пониженной плотности 7 – региональная кольцевая плотностная литосферная структура; 8 – месторождения и рудопроявления золота.

Сама структура пониженной плотности изобилует включениями неоднородностей повышенной плотности по всему разрезу литосферы. Приведенные факты позволяют высказать предположение, что современная структура литосферы данной территории это результат преимущественно мезозойско-кайнозойского тектоногенеза, обусловившего деструкцию литосферы в результате подъема мантийного вещества к поверхности. Такой мантийный диапир и определил распределение в пространстве плотностных неоднородностей. Центр его приходится на Северо-Сахалинский залив – Татарский пролив [5], где наблюдается также и тепловая аномалия. Положение, указанных выше, локальных положительных гравитационных аномалий, выстроившихся в единую линию северо-восточного простирания вдоль Амурского (Киселевского) разлома, можно интерпретировать либо как положение отдельных флюидо-магматических струй, либо как траекторию движения «горячей точки» в кайнозое.

По уровню регионального гравитационного поля рудные районы рассматриваемой территории делятся на две группы – одни размещаются в области положительного гравитационного поля (на востоке), обусловленного сокращением мощности земной коры а другие – в области отрицательного, характерного для нормальной (континентальной) мощности коры (на западе и юге). Это указывает на

то, что условия генерации рудно-магматических систем были разные. Первые более тесно связаны с мантийными магматическими источниками, для вторых существенное значение имеют коровые источники (Рис.1,2). Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений, равно как и рудоносных гранитоидных интрузий контролируется локальными гравитационными минимумами: они либо совпадают с гравитационными минимумами, либо находятся на их периферии, чаще в непосредственной близости. Это указывает на то, что гранитоидный интрузивный и субвулканический магматизм имел существенное значение при формировании как локальных рудно-магматических систем, так и крупнообъемных ареалов золотоносности.

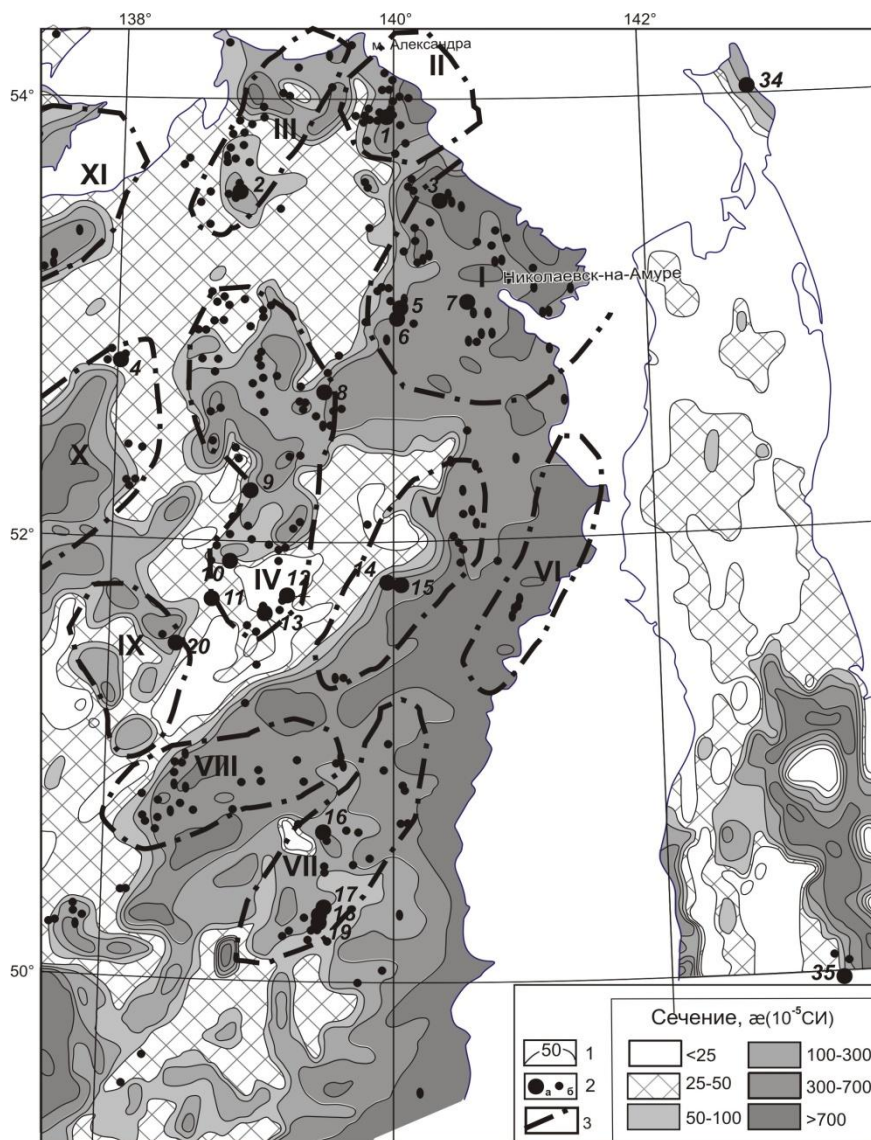


Рис. 2. Положение перспективных на золото площадей относительно аномалий магнитной восприимчивости.

1 – изолинии магнитной восприимчивости; 2 – месторождения и рудопроявления золота; 3 – перспективные по геофизическим и петрофизическим данным площади: I – Николаевская, II – Улская, III – Ульбанская, IV – Агние –Афанасьевская, V – Кизинская, VI – Де-Кастринская, VII – Тумнинская, VIII – Амурская, IX – „Лимурийская“, X – Октябрьская, XI – Тугурская.

Характер размещения золотого оруденения в петромагнитных аномалиях отражает не только степень насыщенности территории магматическими продуктами, но и степень метасоматической проработки вмещающих пород, продуктами перераспределения железа на предрудной, рудной и пострудной стадиях минерализации.

Золоторудные районы формируют группы золоторудных объектов внутри магнитоактивных областей, как правило, контролируемые узлами пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, реже отдельными тектоническими нарушениями, вблизи локальных областей разуплотнения.

С учетом указанных особенностей и с учетом представлений [1,3,7] нами выделены рудоперспективные площади, не только в пределах которых месторождения уже выявлены, но и потенциально рудоносные.

Таким образом, полученная информация показывает, что золотое оруденение могло формироваться не только: в связи гранитоидным магматизмом, обусловленным орогенными процессами и продуцирующим золото-кварцевое оруденение с литофильными элементами, но и с пестрым магматизмом вулкано-плутонических поясов, а также молодым внутриплитным основным (плюмовым) магматизмом продуцирующими халькофильное оруденение с золотом. При этом плюмовый процесс мог приводит как к концентрации золотого оруденения путем обогащения из молодых мантийных источников, так и разубоживанию ранее созданного оруденения.

Литература

1. Архипов Г.И. Минеральные ресурсы горнорудной промышленности дальнего Востока – М.: Горная книга. 2011. 832 с
2. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Жидков Н.Г., Мастюлин Л.А., Малышев Ю.Ф., Рейнлиб Э.Л., Соловьев В.А. Тахтинский массив – новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой системы.// докл. АН СССР.1975.т.211.№1 с.164-167
3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск. Изд-во ДВИМС.2000. 218 с.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО«Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
5. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона. Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сборник научных статей. Вып.4/ Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. 2004. С.10-20
6. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 3-9.
7. Шевкаленко В.Л. Тахтинский массив – геологическое обоснование Нижне-Амурской золотоносной провинции. Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: III Косыгинские чтения, 23-25 января 2001, г.Хабаровск / Под редакцией Н.П.Романовского. Хабаровск, ИТиГ, ДВО РАН 2001.С.266-269.

АНАЛИЗ ПОТОКОВ ЗОЛОТА В РОССЫПЯХ И ПРИМЕРЫ ЕГО ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ

А.А. Ильин

ООО «Инпаза», г. Благовещенск

Современная геометризация россыпей производится в процессе подсчёта запасов или ресурсов золота. При этом строение водотока (изгибы, скальные выступы), как правило, учитываются, а изменение продуктивности россыпи и её причины – практически никогда. Это приводит к появлению блоков запасов: - ориентированных по диагонали к ориентировке долины; - имеющих отрицательный уклон плотика; - с необоснованно завышенными запасами.

Неправильная блокировка в процессе эксплуатации проявляется значительными не подтверждениями запасов и прямыми убытками предприятий.

В современных условиях жёстко регламентированных правил выдачи контура горного отвода в строгом соответствии с блокировкой запасов это приводит к тому, что часть запасов, не попавших в контур, но порой наиболее продуктивных, либо остаётся в недрах, либо отрабатывается хищнически без отображения в ежегодной отчётности по форме 5-гр. Всё это является следствием формального подхода к блокировке разведанных запасов, проводимой без анализа изменения продуктивности россыпи. Приводимые ниже примеры анализа продуктивности россыпи по потокам золота проведены на мелкозалегающих россыпях (до 10 м) – основного источника добычи россыпного золота в Амурской области.

Основа методики анализа продуктивности россыпей

Современный анализ продуктивности россыпей золота в геологии, как правило, сводится к понятиям богатая или бедная россыпь. При этом, определяя эти понятия, одни геологи используют содержание золота (на пласт, промывку или на массу), другие – линейную продуктивность россыпи в кг на 1 км.

Мы считаем, что главным и наиболее объективным показателем является **площадная продуктивность или вертикальный запас** всей россыпи или её участка, определяемые в г/м^2 . Этот термин практически не используется в геологии россыпей. Основной причиной этого, на наш взгляд, является отсутствие этого показателя в нормативных документах по оконтуриванию и подсчёту запасов золота в россыпях.

Определение площадной продуктивности участков и россыпи в целом позволяет вполне объективно сопоставлять россыпи, размещённые в водотоках разных порядков. Кроме того, появляется возможность анализа внутреннего строения россыпи с определением наиболее вероятного местонахождения рудного источника золота и наиболее объективного отображения блокировки запасов. Главной проблемой проведения анализа площадной продуктивности является минимизация элементарного расчетного участка, т.е. участка, по которому можно достоверно определить площадную продуктивность. При уменьшении размеров анализируемых участков увеличится детализация потока золота и, как следствие, информативность данных. Для раздельной добычи оптимальной элементарной информативной ячейкой должна быть стоянка промприбора. Для драг - участки значительного изменения продуктивности россыпи, особенно на поперечных по отношению к долине ходах. К сожалению, эти данные можно получить лишь оперативно в процессе разработки россыпи. В годовых отчётах ф.5-гр – они отсутствуют. Поэтому в проведённом анализе фактической золотодобычи для дражной отработки в качестве элементарного участка были приняты месячные характеристики работы драг, для раздельной добычи – поблочные и годовые характеристики.

2. Методы изучения потоков золота

2.1. Анализ площадной продуктивности россыпи (W_s)

Как уже указывалось ранее, основным методом анализа потоков является выявление закономерностей распределения площадной продуктивности участков в пределах россыпи.

Анализ производится следующим образом: **1.** Планы отработок (из графики ф.5-гр) или разведки россыпи М 1:2000 переводятся в М 1:5000 и объединяются для удобства обработки материалов. Для мелких и средних россыпей в 1 лист, для крупных – 2-и более листов. **2.** В пределах россыпи (отработанной или разведанной) выделяются минимальные (элементарные) участки, по которым можно достаточно достоверно определить все параметры его отработки (S , m , V , c , Q , Ws). S – площадь в m^2 (тыс. m^2), m – мощность в м, V – объём в m^3 (тыс. m^3), c – содержание золота в mg/m^3 , Q – запас золота в кг, Q_k – добыча золота по кассе в кг. Мощность и содержание золота в этом анализе следует оценивать на массу, т.к. понятие пласта слишком субъективное. Для анализа запасов используется золото в недрах, для анализа добычи – золото по кассе, т.к. показатель технологических потерь также весьма условен. Кроме этого нами введены символы для отображения продуктивности: Ws – площадная продуктивность в g/m^2 , Wl – линейная продуктивность в kg/km . Основным источником информации по объектам добычи являются акты на списание добытых запасов ф.5-гр, по объектам разведки – поблочный свод разведанных запасов. **3.** Помимо всех имеющихся характеристик производится расчёт площадной продуктивности каждого выделенного элементарного участка по формуле: $Ws = Q : S = m \times c$. **4.** Производится оцифровка участков на планах и их заливка по величине Ws в соответствии с принятой цветовой гаммой (рис.1). **5.** Рассматриваются структура россыпи, включая анализ размещения её наиболее продуктивных участков. **6.** Вырабатываются предположения о наиболее вероятном расположении рудных источников и выводы о перспективности отдельных участков или россыпи в целом. Результатом анализа потоков золота должна стать Карта россыпной золотоносности территории, представленная на граф.прил.2,3.

2.2. Анализ типоморфных свойств золота

В процессе проведения поисковых и геологоразведочных работ на россыпное золото его характеристики (крупность, пробность, примеси) приводятся в отчётах, как правило, в виде сгруппированных показателей по разведочным линиям. Для анализа потоков желательно иметь информацию по каждой выработке разведочной линии. В этом случае возможно разделение потоков по конкретным признакам. А характеристика золота может в первом приближении указать и на характер рудной минерализации. Характеристики золота могут являться дополнительными косвенными признаками для выводов, производимых при анализе потоков.

3. Терминология

Применяемая ниже терминология, в целом, обычна для россыпной геологии. Необходимо лишь определить однозначность трактовки употребляемых терминов. По Билибину Ю.А. россыпь – это скопление обломочного материала, обогащённого полезным ископаемым. Но степень обогащённости – понятие экономическое, определяемое ценовыми показателями сегодняшнего дня, поэтому и сам термин россыпь становится понятием экономическим. В этой трактовке россыпь объединяет балансовые и близкие к ним учтённые забалансовые запасы и ресурсы. Таким образом, из общего учёта выпадают фланги россыпи и многочисленные водотоки, подпитывающие основную россыпь, но не разведанные или не кондиционные, т.е. не попадающие в разряд учитываемых. Вводимый здесь термин – экзогенные потоки золота предполагает более широкий охват золотоносных отложений, включая выделенные в них россыпи, учтённые по сегодняшним экономическим показателям или отработанные.

Экзогенный поток золота (далее поток) – виртуальная геометрическая объёмная фигура, объединяющая золото, высвободившееся из коренного источника и мигрирующего в соответствии с экзогенными процессами. Т.е. поток золота объединяет россыпь и её шлейф. Виртуальность термина заключается в том, что физически в пространстве он (поток) не существует без вмещающего его обломочного материала, не рассматриваемого нами на данном этапе. Поток золота составляют отдельные **золотины**, расположенные в обломочном материале и прошедшие путь от коренного источника до современного местонахождения (**путь золотины**). Фактически путь золотины – также виртуальный термин, т.к. можно лишь предполагать направление её движения и изменения в его процессе. При этом, здесь не рассматривается форма золота и способ его переноса: в виде зерна или раствора. Таким

образом, и сам термин «золотина» является виртуальным. Под **золотиной** нами понимается любая форма нахождения золота, определяемая аналитическим путём. От самородков до золота в растворах.

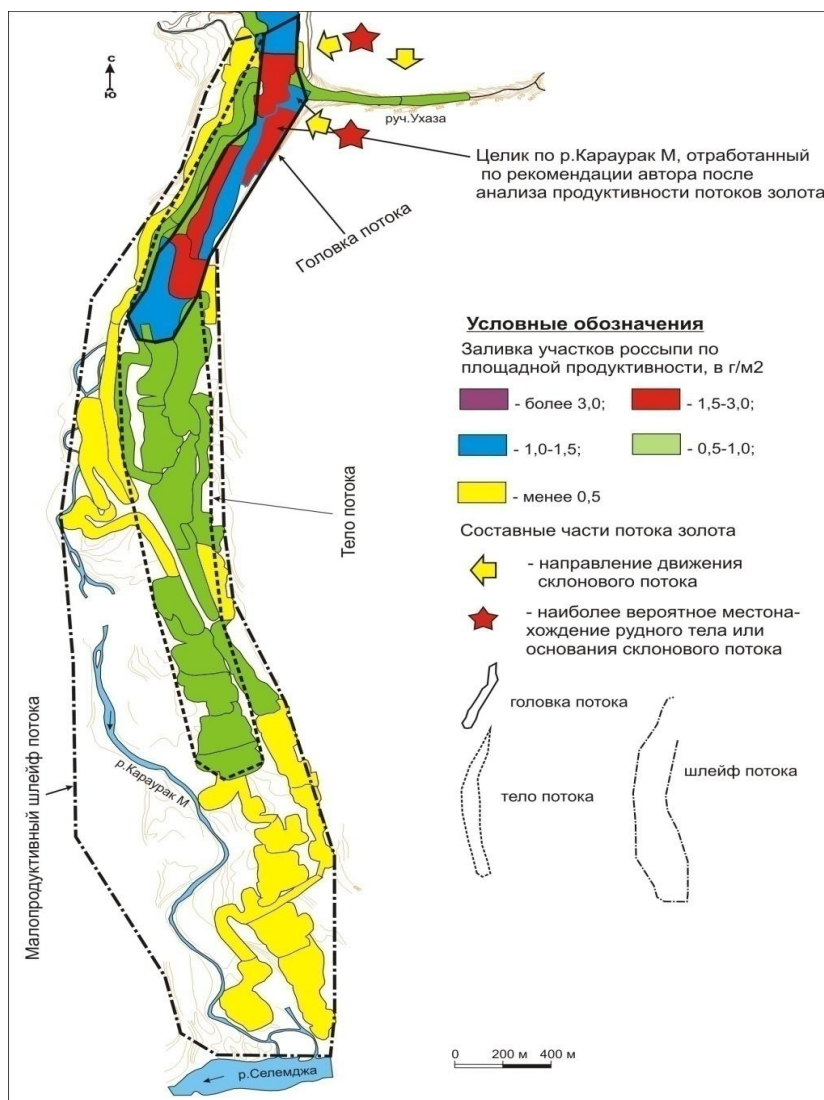


Рис.1. Площадная продуктивность (W_s) отработок россыпи р.Караурак Малый

У потоков золота выделяются порядки и уровни. **Порядок потока** соответствует порядку вмещающего его водотока. Для Амурской области поток золота I порядка – по-видимому, непрерывный поток золота по Амуру от границ Читинской области до Еврейской АО. Потоки II порядка – потоки притоков р.Амур и т.д. **Уровень потока** – величина противоположная порядку потока по местонахождению. В идеале классификация потоков по уровням выглядит следующим образом: - поток 1 уровня соответствует зоне вторичного обогащения рудных месторождений – **гипергенный поток**; - поток 2 уровня заключён в элювиальных и делювиальных, включая коллювиальных, отложениях – **склоновый поток**; - потоки 3 и 4 уровней располагается в аллювиальных отложениях – **аллювиальный поток**; при этом поток 3 уровня непосредственно связан с рудным источником или склоновым потоком (независимо от типа россыпи: долинная или террасовая), а поток 4 уровня формируется при слиянии потоков 3 уровня. Гипергенные потоки наиболее ярко проявлены в формировании т.н. железных шляп рудных месторождений и зачастую приводят к значительному обогащению приповерхностных участков рудных тел. Склоновые потоки развиты повсеместно и постоянно анализируются при геохимических исследованиях с дальнейшим отображением на графике в виде геохимических ореолов золота. Потоки 3 и 4 уровней являются основным объектом россыпной золотодобычи и объектом нашего исследования. В случае местонахождения рудного источника

непосредственно в долине водотока происходит совмещение потоков 1, 2 и 3 уровней. В процессе россыпеобразования – это наиболее благоприятный вариант. Определение уровня потока позволяет в первом приближении определить путь золотины и сопутствующие ему изменения. Аллювиальным потокам присваиваются наименования включающих их водотоков, а гипергенным и склоновым – сформировавших их рудных тел (по возможности) или произвольные (авторские). По уровню концентрации золота потоки разделяются на учитываемые и не учитываемые. **Учитываемый (учтённый) поток золота** – поток оконтуренный линиями балансовых и забалансовых запасов или ресурсов, т.е. он имеет чёткие геометрические границы. Соответственно **не учитываемый (неучтённый) поток** – включает всю периферию россыпи и чётких границ не имеет. К категории учтённых потоков относятся также все отработанные россыпи.

Элементарная ячейка – минимальный участок россыпи, пригодный для получения объективных параметров, включающих площадь, объём массы и количество металла (S, V, Q). Для расчёта площадной продуктивности достаточно двух параметров (S, Q), однако, в отдельных случаях, значительное изменение мощности массы может объяснить и изменение продуктивности. Поэтому желательно иметь все данные.

Слияние потоков – объединение потоков от различных рудных источников. Зачастую происходит в пределах одной долины и приводит к обогащению россыпи. Особенно хорошо это видно на широких и протяженных россыпях, сформированных десятками рудных источников (Селемджа, Стойба В, Стойба Н и др.).

Продуктивность потока – концентрация металла в потоке. Выражается значением величины площадной продуктивности и отображается на графике цветовой гаммой, отображённой на **рис.1**. Разбивка по продуктивности и цветовая гамма выбраны нами эмпирически в процессе анализа россыпей по уменьшению интенсивности цветовой гаммы. В классическом варианте в потоке нами выделяются 3 его составные части, различающиеся по цвету заливки: **головка, тело и шлейф**. Эти термины звучат несколько вульгарно, зато, на наш взгляд, вполне понятны и в точности определяют морфологию потока (**рис.1**).

Головка потока располагается в его верхней части, имеет обычно небольшие размеры и указывает на местоположение рудного источника или основания склонового потока. Она, как правило, тяготеет к тому или иному борту долины и характеризуется резким уменьшением продуктивности россыпи вверх по долине. При наличии значительного по величине рудного источника заливка головки красная или сиреневая. Она сопровождается обрамлением синего цвета, которое так же целесообразно включать в понятие «головка потока» для лучшего понимания его морфологии. В частности, вниз по течению обычно головка потока расширяется, иногда ветвится и смещается от борта в сторону тальвега. При незначительных размерах источника она может быть зелёной или даже жёлтой и выделяться лишь по величине площадной продуктивности. Начало головки потока фиксируется на графике звёздами, указывающими на местонахождение рудного источника или основание склонового потока.

Тело потока расположено от головки вниз по течению водотока и обычно имеет зелёный цвет заливки. При наличии единичного источника протяжённость тела потока соизмерима с протяжённостью головки. Однако, обычно имеется несколько рудных источников золота. В этом случае тело потока объединяет потоки от разных источников и становится основным концентратором золота в россыпи. Переходы к головке и шлейфу россыпи – плавные.

Шлейф потока расположен вокруг головки и тела, а также ниже тела потока по течению водотока. Имеет жёлтый цвет заливки, что, в целом, соответствует современным забалансовым и не учитываемым запасам. Фактически шлейф потока – это малопродуктивный участок россыпи золота, малоприспособленный к эксплуатации по экономическим соображениям.

Местоположение источника аллювиального потока фиксируется условным знаком – звездой и указывает на местоположение рудного тела или основания склонового потока. На **граф.прил.1** показан пример разделения потоков, сформированных рудными телами Сагурского рудного поля, по иерархии. **Иерархический уровень №1** (далее – **ИеУ1**) соответствует потоку, формируемому **одиночным рудным телом**. Жила Герасимовская формирует поток Герасим,

ж.Центральная – поток Горошек (по одноимённому ручью). Протяженность потоков 0,6-1,0 км, фактической золотодобыча головки потока по кассе 100-350 кг. Сагурское месторождение, расположенное в левом бору руч.Сагур, формирует непрерывный поток протяженностью 3,7 км, фактическая золотодобыча по нему составила 1,9 т (по кассе). Это соответствует потоку **иерархического уровня №2 – поток от месторождения.**

4. Примеры практического применения анализа потоков

4.1. Выделение зоны поисков рудных тел

В отчётах о работах на россыпное золота часто встречается фраза, что «рудный источник золота для россыпи не определён». Таким образом, заранее предполагается наличие единого рудного источника в виде месторождения. Теория потоков изначально ориентируется на рудное тело – т.е. иной иерархический уровень. При этом рудное тело вполне может быть нерентабельным к отработке и представлено жилой, минерализованной зоной, породой обогащённой золотом (например, экзоконтактовые роговики или скарны) и т.д. Анализ аллювиального потока золота позволяет зачастую определить низ склоновой россыпи, выше которого и расположен коренной источник. Все эти участки фиксируются нами соответствующими звёздами. Зачастую местоположение звезды совпадает с: - имеющимися элементами геологической структуры участка (Стойба Н – Южный разлом и др., р.Бурпала – Джелтулакский трог); - первичными (р.Никонда – штуфные пробы с граммовыми содержаниями золота) или косвенными (руч.Аимкан и 9 км – экзоконтакт с гранитоидами) признаками оруденения.

К сожалению, до сих пор материалы геологической съёмки и поисков М 1:50 000 являются секретными (даже 50-х-60х годов XX столетия) из-за имеющейся на них топоосновы. А используемые при анализе геологической ситуации геологические карты масштаба 1:200000 не достаточно детальны, что, безусловно, влияет на точность анализа и прогноза. Тем не менее, анализ продуктивности отработанных россыпей в районах производимых поисковых и геологоразведочных работ на рудное золото, безусловно, добавит достаточно много дополнительной полезной информации. В качестве примера приводятся граф.приложения 2,3, на которых показана продуктивность отработанных россыпей и запасов 2^х рудно-россыпных узлов Верхнеселемджинского РРР. Это Карта фактической россыпной золотоносности территории, на которой не достаёт лишь данных о ресурсах россыпей и морфологии (пробность, крупность, примеси) золота. В перспективе предполагается сформировать Банк фактической золотоносности территории и составить Карту золотоносности, в которой помимо данных о россыпях золота будет включена вся информация о рудной золотоносности. Однако, анализ уже имеющейся информация позволил определить на данной территории 3 участка: Ухаза, Екея и Мариинский, наиболее перспективных на обнаружение золоторудных объектов. В Роснедра подана заявка на проведение на этих участках силами ОАО «Амургеология» поисков М 1:10 000.

На участке Ухаза предполагается обнаружение минерализованной зоны субширотного разлома Таруха (Тарнах-Ухаза), сформировавшей потоки россыпей ручьёв Тарнах, Большой, Тарнах Малый, Экимчанский, а также поток Ухаза р.Караурак М. Общая золотоносность потоков всех месторождений составляет 1,6 т золота (по кассе), что соответствует иерархическому уровню месторождения.

На участке Екея наибольшие перспективы связаны с наличием минерализованной зоны разлома Екея в непосредственной близости от штока гранодиоритов раннемелового возраста. Золотоносность потока Екея (или КБ 7 на Карте россыпной золотодобычи) по р.Караурак Б составляет так же 1,6 т золота.

На Мариинском участке выделена Мариинская призма, ограниченная с севера Еленинским разломом, погружающимся на юг, с юга – Баганджинским разломом, погружающимся на север, с востока и с запада – субвертикальными разломами Улигданской зоны. Наиболее узкая часть призмы прорвана штоком гранодиоритов. Именно на этом участке сконцентрирована основная часть звёзд, фиксирующих местоположение потенциальных рудных источников россыпей. Общая россыпная золотодобыча по водотокам, расположенным в

пределах Мариинской призмы составляет 3,1 т (без учёта россыпи руч.Мартыжак Средний – 0,3 т). Предполагается, что в процессе камеральной обработки работ М 1:10 000 будет сформирован Банк фактической информации и составлена Карта золотоносности анализируемой территории. Кстати, наличие подобных Карт золотоносности были бы весьма полезны в золотоносных районах при проведении любых работ на золото, начиная с ГДП-200. На граф.прил.4 представлены Схемы золотоносности территории Мельникова В.Д. (1998 г.). В настоящий момент у них есть 3 преимущества перед Картами россыпной золотоносности (далее - **Карты Ильина А.А.**): 1. Отображение ресурсов россыпей. 2. Отображение известных рудных источников. 3. Охват золотоносной территории всей Амурской области. Все эти недостатки Карт Ильина могут быть ликвидированы при наличии стабильного финансирования работ, например из Роснедра. И тогда уровень информативности первичного материала, обрабатываемого перед производством любых работ, поднимется на порядок. Помимо качественной характеристики россыпей (цветная заливка отработок, запасов и ресурсов) в распоряжении пользователя Карты и Банка данных будет полная количественная характеристика россыпей и рудных объектов, начиная от конкретного элементарного участка до рудно-россыпного района. Кроме этого Банк информации, включающий все фактические цифровые показатели золотодобычи и разведки (рудной и россыпной) позволит в дальнейшем создавать любые количественные модели россыпных месторождений и их участков, рудных тел, месторождений, рудных полей, рудно-россыпных узлов и районов.

4.2. Выделение целиков на ранее отработанных россыпях

На рис.1 нижняя часть головки потока красно-синего цвета, непосредственно примыкающая к руч.Ухаза, была оконтурена автором в 1987 г. в виде весьма перспективного для отработки целика. В течение 1988-89 г.г. участком раздельной добычи Селемджинского прииска здесь было добыто **79,4 кг (по каске) со средней $Ws=1,87$ г/м²**. При этом средняя Ws по отработкам р.Караурак М составила 0,84 г/м². Аналогичный целик был оконтурен автором на отработанной россыпи руч.Тарнах Большой. Он был отработан с/а Луч в 1990 г. Добыча составила **63,4 кг (по каске) при средней продуктивности 2,38 г/м²** (средняя по месторождению – 1,38 г/м²). Это лишь 2 наиболее ярких примера использования анализа потоков для выделения целиков в пределах отработанных россыпей.

4.3. Прогноз продуктивных на россыпное золото боковых притоков

В процессе анализа отработок порой выявляется, что головка потока весьма однозначно указывают на наличие подпитки россыпи из бокового притока. Иногда эти притоки оказываются не только не отработанными, но и не разведанными. По руч.Осипкан из предполагаемых к доразведке 12 боковых притоков нами, на основе анализа продуктивности отработанной россыпи, были даны рекомендации по перспективности лишь 4 из них. В настоящий момент 3 из рекомендованных притоков (руч.Киса, руч.Раин, руч.Наташин) отработаны. По четвёртому рекомендованному (руч.Сашин) разведка, проведённая в наименее информативной приустьевой части дала отрицательный результат. Все остальные 8 притоков так же были разведаны, но, как и предсказывал наш анализ, оказались бесперспективными. Зачастую топооснова М 1:2000 отработанных и разведанных россыпей весьма не качественная, что приводит к отсутствию на ней имеющихся боковых притоков основного водотока. В то же время отмеченные нами головки потока, вынесенные на планы М 1:100000, однозначно указывают на наличие подпитки россыпи из бокового притока, отсутствующего на плане М 1:2000. К таковым относятся рекомендованные к доразведке, но пока не разведанные руч.Наташин по р.Никонда, ручьи Сашин (рис.5) и Сара по р.Стойба Нижняя и др. В очередной раз приходится ссылаться на невозможность качественного анализа **из-за непонятной секретности топопланов М 1:25000 и 1:50000**. На равнинной местности отдельные водотоки на планах М 1:100 000, с которыми приходится работать, просто не отображаются в рельефе. Пример, руч. Весёлый, левый приток р.Некля в Мазановском районе, добыча золота по которому составила сотни кг.

4.4. Блокировка запасов (на примере р.Кутыкан)

В части практического применения анализ потоков золота может дать максимальные результаты именно на стадии блокировки запасов. Приведённые ниже примеры (рис.2-6) достаточно ярко, на наш взгляд, иллюстрируют это. На рис.2 залитая цветом отработка россыпи р.Кутыкан была проведена с/а Сибирь в 1990 г. практически точно в пределах оконтуренных ранее балансовых запасов категории С₁. Анализ площадной продуктивности россыпи позволил выделить 3 источника подпитки россыпи. Два из них (северный и средний) расположены соответственно в правом и левом бортах долины р.Кутыкан. Третий (южный) – соответствует потоку руч.Маристый - левого притока р.Кутыкан, а точнее – его правой приустьевой террасы. Заштрихованными участками и жёлтыми стрелками показаны направления потоков золота.

Случайный (?) балансовый показатель одной выработки буровой линии 61 позволил разведчикам провести блокировку запасов россыпи практически поперёк долины. При этом, северный поток золота остался неразведанным. По словам очевидца отработки стоянки промприбора, примыкающие к Б.Л.61, были абсолютно непродуктивными. Но за счёт усреднений и весьма несовершенной методики списания добытых запасов, в целом, резкого изменения цветовой гаммы отработок не наблюдается.

В результате анализа распределения продуктивности нами были отрисованы наиболее вероятное расположение потоков золота. В результате отчётливо проявились как направления доразведки, так и наиболее вероятные местонахождение и ориентировка прироста запасов вдоль потоков золота.

При анализе потоков золота в нижней части россыпи р.Бурпала (рис.3) выявилась странная блокировка бл.9-С1. Понятно, что в природе данной ориентировки запасов не может существовать, хотя бы потому, что поток золота не может двигаться вверх по склону, а точнее из долины на террасу. Бл.9-С1 в принятом контуре просто необходимо исключить из свода запасов. В то же время правая терраса осталась недоразведанной. И в процессе её доразведки помеченный звездой источник золота может значительно сместиться к северу. Аналогичная ситуация ориентировки потока из долины на террасу наблюдается по многим проанализированным нами запасам. Конечно же эта блокировка в процессе эксплуатации не подтверждается, что приводит к необоснованным затратам предприятия-разработчика россыпи. Перечень аналогичных примеров может пополнить любой геолог, проработавший некоторое время на эксплуатации россыпей. На рис.4 указаны контуры запасов, утверждённых АмурТКЗ и лицензий, выданных на основании имеющейся блокировки запасов. На наш взгляд, блокировка запасов требует значительной коррекции. В частности, имеется 3 самостоятельных потока золота 3-4 уровней по р.Тында, руч.Тындыкан и руч.Сивали Б. Руч.Сивали Б, впадающий ныне в руч.Тындыкан, по-видимому, был ранее притоком р.Тында (отмечен на рис.7 синим штрихом). В настоящий момент от старого русла остался лишь залив р.Тында. Именно вдоль этого русла и расположен поток золота от источников, расположенных в бассейне руч.Сивали Б. Это предположение принципиально изменяет блокировку запасов. В результате появляются запасы, не вошедшие в контуры лицензий. И, наоборот, часть имеющихся запасов (заштрихованный жёлтый контур) признаются нами необоснованными, не имеющими потенциальных источников золота. Отработка их будет убыточной.

Обращает на себя внимание и крайний западный контур запасов, проведённый напрямую через увал р.Тында. Имеющиеся данные скважин и характер долины не предполагает наличие в пределах увала аллювиальных отложений. Фактически, на наш взгляд, здесь имеется вариант противоположный варианту с руч.Сивали Б.

Безусловно, в обоих случаях после проведения дополнительных работ эксплуатационной разведки по детализации запасов снимутся многие вопросы, и блокировка значительно изменится. Однако, сегодняшние бюрократические преграды в проведении работ эксплуатационной разведки, определяют риски предприятий, производящих отработку запасов без их детализации. Фактически здесь анализ потоков золота позволил произвести реставрацию прежнего положения долины руч.Сивали Б и, как следствие, положение россыпи. Отсутствие анализа продуктивности россыпи при блокировке запасов практически всегда приводит к их необоснованному увеличению. Это впоследствии сказывается на низких

коэффициентах сходимости данных разведки и эксплуатации. Классическими являются вариант, приведённый на рис.5. На нём по запасам произведена цветовая заливка в соответствии с площадной продуктивностью (рис.1). Основной поток золота р.Стойба Н практически завершается блоком 8-С₁. Значения выработок бл.255 соответствует лишь учитываемому забалансу. Тем не менее, проведено оконтуривание бл.7-С₁ по высоким содержаниям золота бл.253.

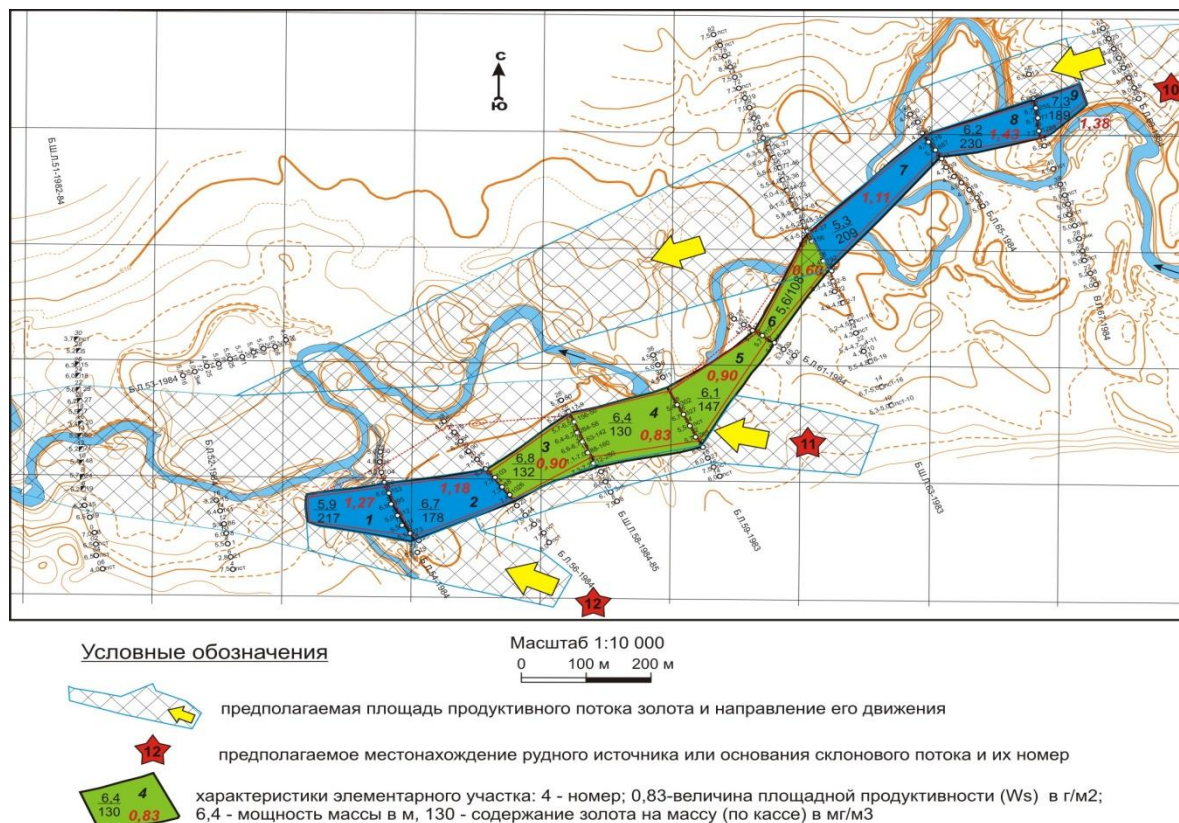


Рис.2. План отработки участка россыпи р.Кутыкан

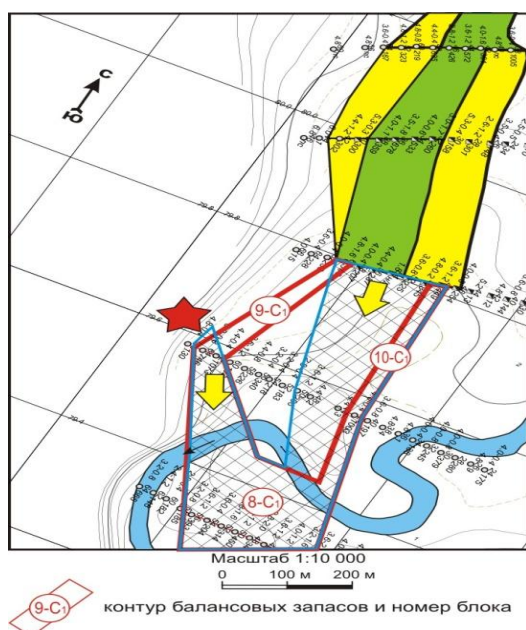


Рис.3. План блокировки запасов по р.Бурпала

На наш взгляд, источник золота расположен либо в бассейне руч.Сашин, который становится перспективным для доразведки, либо выше него на левобережье р.Стойба Н. В этом случае запасы бл.7-С₁ – не существуют, и их отработка будет убыточна, несмотря на сравнительно высокие характеристики блока по подсчёту запасов (W_s более 0,5 г/м² – зелёный цвет заливки).

4.5. Оконтуривание эксплуатационных запасов

Не секрет, что контуры разведочных запасов и последующие контуры отработок могут значительно различаться. Причинами этого являются: - недостаточная детальность разведки запасов; - отсутствие анализа потоков на стадии подсчёта и блокировки запасов, что приводит к её искажению;- наличие элемента случайности в значениях содержаний золота разведочных выработок; - некачественная разведка. Первые два пункта были рассмотрены нами выше.

В целом, ориентировка контура запасов по диагонали долины, с одного борта на другой, почти

всегда указывает на наличие нового источника золота в противоположном борту. То же самое, при анализе запасов вниз по течению водотока, при ориентировке контура из русловой части к борту долины и уж тем более – из долины на террасу. Значительное расширение контура запасов так же в большинстве случаев указывает на наличие дополнительных источников золота. При этом в процессе анализа необходимо учитывать морфологию долины.

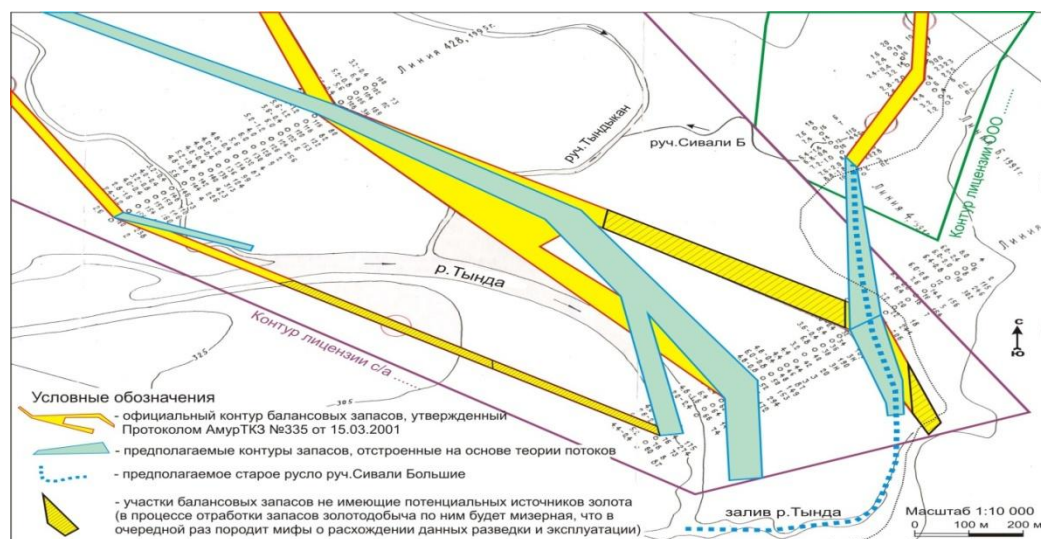


Рис.4. Варианты блокировки запасов по р.Тында и руч.Сивали Большие

Элемент случайности значений отдельных выработок разведочной линии предопределён крайней неравномерностью распределения золота в россыпи. Он порой отражается в резком изменении ширины контура запасов, как в сторону её уменьшения, так и увеличения. На стадии подсчёта и блокировки разведанных запасов этот фактор в большинстве случаев не удаётся избежать. На стадии эксплуатации элемент случайности необходимо учитывать ещё в процессе оформления материалов горного отвода. И лишь с его учётом при подготовке годовых проектов проводить блокировку эксплуатационных запасов. Во всех вышеперечисленных случаях анализ продуктивности должен завершаться проведением работ эксплуатационной разведки подтверждающих или опровергающих произведённый прогноз и детализирующих контуры разведочных запасов до стадии эксплуатационных. В случае некачественной разведки никакой анализ потоков не поможет качественно оконтурить запасы. Необходима переразведка.

5. Основные проблемы анализа продуктивности россыпей

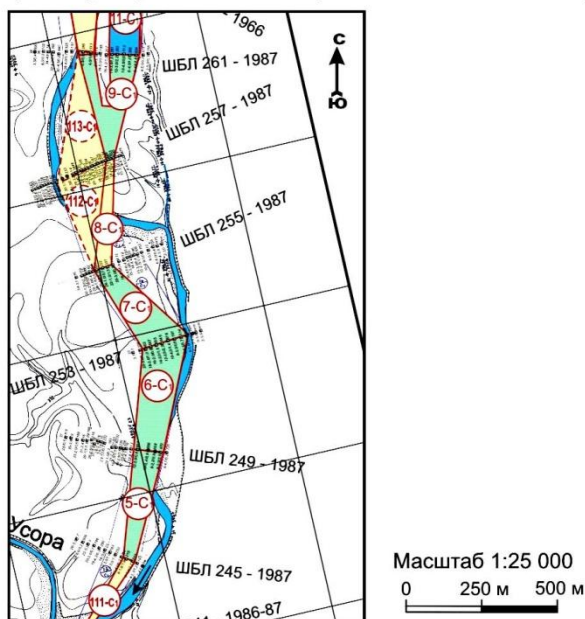
На наш взгляд это: 1 - достоверность информации о характеристиках выделяемых нами расчётных участков (элементарных ячеек); 2 - значительная величина участков и ограниченные возможности их уменьшения с сохранением достоверности сведений; 3 – поражённость россыпей дореволюционными отработками.

5.1. Достоверность информации

При анализе фактической золотодобычи главной проблемой является достоверность сведений о ней. В частности, искусственно созданные сложности в списании неподтвердившихся запасов заставляют эксплуатационных геологов списывать добытый металл в соответствии с имеющимся поблочным балансом. Т.е. излишне добытое в блоке золото (по сравнению со сводом запасов) списывать в блоки, показавшие неподтверждение разведки. Учесть эти манипуляции на стадии приёмки формы 5-гр по актам на списание добычи – невозможно.

При анализе геологоразведочных работ главными являются фактор случайности значений содержаний золота отдельных выработок, вызванный крайней неравномерностью распределения золота в россыпи. Кроме этого, зачастую встречаются примеры неправомерного применения методики ограничения ураганных значений выработок.

а) Вариант утверждённой блокировки запасов



б) Вариант блокировки с учётом анализа потоков

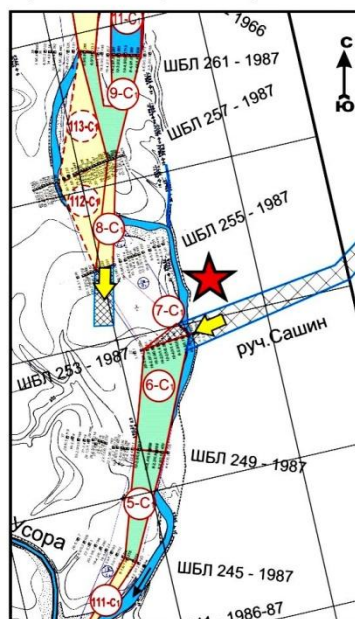


Рис.5. Варианты блокировки запасов по р.Стойба Нижняя

5.2. Значительные размеры элементарного расчётного участка

В процессе анализа результатов геологоразведочных работ можно выделять произвольные элементарные участки, не совпадающие с блокировкой запасов. Поэтому главной проблемой здесь являются значительные расстояния между разведочными линиями (до 400 м).

При анализе фактической золотодобычи редко удаётся получить достоверную информацию по участкам размером менее разведочного блока, т.е. протяжённость участков составляет те же 200-400 м. Учёта золотодобычи по стоянкам прмприборов практически не ведётся. К тому же зачастую внеконтурную добычу, порой весьма значительную, списывают в актах одной строкой без разбивки по конкретным блокам. Всё это значительно препятствует детализации определения точного местонахождения источников золота.

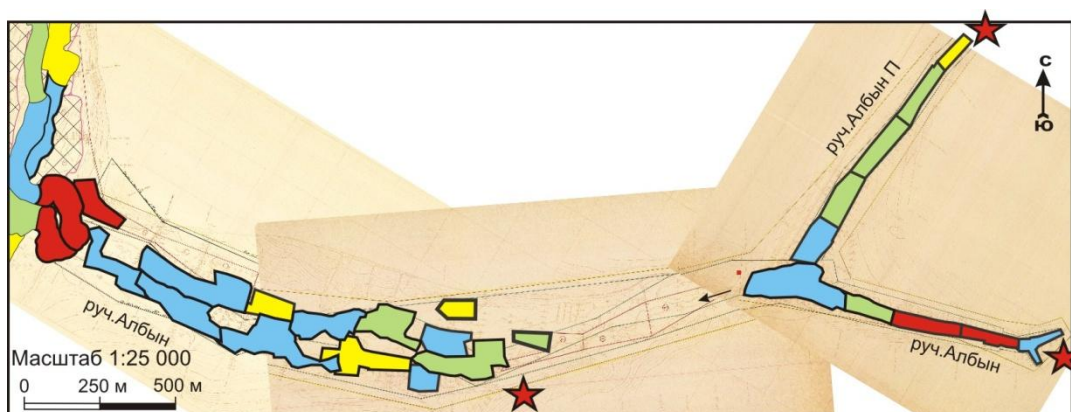


Рис.6. Площадная продуктивность отработок руч.Албын 1976-96 г.г.

5.3. Поражённость россыпей дореволюционными отработками

Пожалуй, классическим примером является анализ отработок по руч.Албын, правого притока р.Хэргу (рис.6). Здесь в течение 1976-1996 г.г. на площади 354,2 тыс.м² добыто 382,5 кг золота (по кассе) при средней площадной продуктивности 1,08 г/м². На приведённом рисунке достаточно отчётливо выделяются 3 источника золота: в обеих вершинах ручья и в его среднем течении (красные звёзды). Можно даже рассчитать запасы по целику ниже слияния

составляющих руч.Албын. Синий цвет отработок, обусловленный слияние потоков золота от составляющих ручья, должен смениться зелёным и ниже по течению – жёлтым цветом.

В то же время, достоверно известно, что в течение 1894-1915 г.г. по руч.Албын сплошным разрезом добыто 6572 кг (!!!) золота. Никакой информации по конкретному местонахождению добычи того металла не имеется. Если предположить, что площадь отработок составляла около 400 тыс.м², то площадная продуктивность составит более 15,0 г/м², что соответствует сплошной заливке россыпи сиреневым цветом. Соответственно, наше определение местонахождения источников золота становится не корректным. При этом необходимо учитывать, что объём дореволюционной россыпной золотодобычи (около 300 т) сопоставим с современной (чуть более 500 тонн). Поэтому задача установления местонахождения добычи того металла и отображения её на графике считается нами весьма актуальной.

Уверен, изучение потоков золота, производимое на стадиях подсчёта запасов и эксплуатации россыпей, не только расширит возможности россыпной золотодобычи, но и облегчит поиски рудных объектов.

Кроме того, на наш взгляд, сам термин «поток золота» применим и к эндогенным процессам, а как следствие - к анализу рудных месторождений.

Литература

1. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М, 1955
2. Отчёты золотодобывающих предприятий по форме 5-гр. АмТФИ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ФИЛФИЛИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ДУРУДЖИНСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН)

Р.Б. Керимов, Р.А. Самедова, Р.С. Джафарова, Т.С. Гадилова

Институт геологии и геофизики национальной академии наук Азербайджана, г. Баку
anrugo@rambler.ru

Исследование минерального состава руд и их геохимических свойств, при проведении поисковых и геологоразведочных работ в рудных объектах, особенно в период оценки и разведки является необходимым звеном для подготовки их к промышленному освоению. В результате изучения минерального и химического состава, текстурно-структурных особенностей, физических свойств руд устанавливаются их разновидности, на основе этих данных предварительно намечаются технологические типы, которые позволяют селективные добычи и раздельные переработки. Различные методы при выделении разновидностей золотосодержащих руд предполагает неоднозначность и творческий подход в решении данного вопроса на конкретном объекте. В связи с этим, проведения исследования в этом аспекте в золоторудных объектах Дуруджинской шовой зоны, в частности Филфилли представляет особый интерес для установления оптимального режима выщелачивания золота при проведении экспериментальных работ.

В пределах Филфилинского рудопоявления зоны оруденения прослеживаются вдоль тектонических ослабленных полос в виде пластовых тел и часто сопровождаются гидротермальными изменениями. Они приурочены к песчано-глинистым отложениям юрской черносланцевой толщи, обогащенной $S_{org.}$, на долю золото-сульфидного оруденения приходится 4-6% массы указанных пород. Оруденение здесь морфологически представляет собой залежи пластовых тел с рассеянной и прожилковой минерализацией характеризующиеся прожилково-вкрапленным, линзовидно-пластообразным, линзовидно-конкреционными типами, заметно отличающимися друг от друга по концентрации благородных металлов и редких элементов. С практической точки зрения наибольший интерес представляют руды прожилково-вкрапленного типа, содержащие наиболее высокие концентрации золота и серебра. Содержание их варьирует в пределах 0,8-2,98 г/т и 3,4-17 г/т(соответственно). Основная масса сульфидов рудного поля характеризуется вкрапленной текстурой. На участках сложенных эпигенетическими образованиями, прослеживаются прожилково-вкрапленные руды, локально проявленные руды, обладающие массивной, полосчатой и пятнистой текстурами.

Основным минералом руд является пирит, представленный как сингенетическими, так и эпигенетическими образованиями. Сингенетические образования минерала, встречающиеся обычно в виде неравномерно распределенной в песчано-глинистых сланцах рассеянной вкрапленности, представлены мелкими изометрическими зернами и их небольшими скоплениями, реже – различного размера линзовидными сгустками мелкозернистых агрегатов, обладающих массивным строением. Местами отмечаются довольно крупные обычно неправильной формы аллотриоморфнозернистые агрегаты минерала. В ряде случаев в выделениях пирита наблюдаются реликты колломорфно-зонального строения. Иногда зерна пирита слагают кукурузо- и розетковидные обособления. Отмечается тончайшая сыпь точечных зерен пирита, слагающих кольцевидные агрегаты, и его крючкообразные выделения с извилистыми контурами. Зерна пирита часто содержат многочисленные включения нерудных минералов из вмещающих пород. Нередко в них отмечаются признаки хрупких деформаций и при этом форма катаклазированных обособлений минерала, в основном, сохраняется без изменения. Характерно присутствие глобулярных агрегатов пирита, размером от 5 до 70-90 мкм в поперечнике, которые отмечаются как в виде одиночных индивидов, так и их мелких скоплений. При травлении этих обособлений, особенно при изучении их под электронным микроскопом, выявляется тесное срастание мельчайших зерен пирита диаметром 0,1-1,0 мкм в

поперечнике. Нередки линзовидные микропрослойки, сложенные различного размера фрамбоидами и созданные ими четковидные образования. Приуроченность подобных агрегатов пирита к прослойкам песчано-глинистых отложений, обогащенным $S_{орг.}$, и частая ассоциация их с его псевдоморфозами по микрофаунистическим остаткам позволяют считать указанные обособления биогенными образованиями. Эпигенетичный пирит, не обладающий большим разнообразием форм проявления, обычно наблюдается в виде хорошо ограненных зерен. Марказит встречается в виде мелкозернистых розетковидных радиально-лучистых агрегатов, размеры которых иногда достигают 1,5 см. Халькопирит, имеющий незначительное распространение, образует мелкие выделения неправильной формы, ассоциирующие с пиритом. Изредка он сопровождается мелкими зернами сфалерита. Арсенопирит, встречающийся редко и обнаруживающий тесную ассоциацию с пиритом, представлен идиоморфными зернами ромбического сечения и шестоватыми индивидами, приуроченными к выделениям последнего. Пирролюзит имеет незначительное распространение и обычно в виде тонковетвистых агрегатов наблюдается вдоль трещинок кальцита. Псиломелан слагает небольшого размера редкие сажистые образования в песчано-глинистых сланцах. Среди нерудных минералов, имеющих эпигенетичный характер и сопровождающих сульфиды, наиболее распространенными являются кварц, различные карбонаты – кальцит, сидерит, доломит, которым местами сопутствуют также барит, серицит, гипс и др.

В рудах Филфиллинского рудопоявления основная масса золота установлена в пирите и частично в арсенопирите в тонкодисперсном виде. Здесь, зоны сульфидная минерализации, часто сопровождаются интенсивным окислением, и в них отмечается высокая концентрация Au, Ag. Эти данные подтверждают вывод более ранней работы [1] о том, что в рудоносных массивах в процессе окисления тонкодисперсное, невидимое золото осваивается в связи с разложением золотосодержащих сульфидных минералов и переходит в самостоятельную форму. В рудоносных зонах золоту сопутствуют серебро, медь, свинец, цинк, молибден, лантан и некоторые рассеянные (селен, теллур), а также целый ряд других элементов, характеризующихся повышенными концентрациями.

Данные, полученные при исследовании минерального состава и геохимических свойств руд этого рудопоявления могут способствовать оценке перспективности в целом Дуруджинской зоны на золото и ряда других металлов, а также выбору оптимальных режимов при выщелачивании из них золота и сопутствующих ему других металлов.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития Науки при Президенте Азербайджанской Республики – Грант № EIF-2012-2(6)-39/14/2.

Литература

1. Лодейщиков В.В. 1980. Упорные золотые руды и основные принципы их металлургической переработки // Гидрометаллургия золот. – М.: Наука, с. 5-19.

ГЛУБИННАЯ МОДЕЛЬ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КУРХАНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

С.Н. Кононец, М.Г. Валитов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Проявления алмазов в Приморье известны с 90-х годов прошлого века. Для правильного понимания их генезиса и общего объема потенциально перспективной минерализации необходимо изучение глубинного строения этой территории. Предметом настоящего исследования является составление модели глубинного строения Курханского проявления алмазов в зоне сочленения Ханкайского массива (ХМ) с геологическими структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы. Обнаружение многочисленных алмазопроявлений в пределах мобильных участков платформ, в блоках докембрия, в складчатом их обрамлении делает актуальным изучение этих проблем. В их решении большую роль играют глубинные геофизические методы, в связи с превалирующими представлениями о мантийной природе алмазов. Для этого авторами были привлечены материалы ГСЗ вдоль профилей Зарубино-Кировский и Бикин-Великая Кема [1]. Авторы, проинтерпретировав имеющиеся геолого-геофизические данные* по Ханкайскому массиву и его восточному обрамлению [4, 6], нарастили северо-восточную часть сейсмического профиля Зарубино-Кировский и увязали его с широтным сейсмическим профилем Бикин-Великая Кема. Также была использована карта изоглубин поверхности Мохо, составленная Р.Г. Кулиничем [5]. В результате чего была составлена геолого-геофизическая схема с элементами тектоники и минерагении северной части Ханкайского массива и его складчатого обрамления. В пределах рассматриваемой площади выявлены многочисленные шлиховые ареолы минералов-индикаторов алмазов и три алмазоносных проявления [4]: Незаметнинское, Курханское, Комсомольское (рис.1).

В гравитационном поле ХМ характеризуется повышенным уровнем, при этом северная часть (Матвеевский блок) выделяется наиболее высокими значениями поля. В этом блоке известны проявления и месторождения графита, урана, редкоземельных металлов (церий). Разделены Матвеевская и Нахимовская СФЗ зоной пониженного поля, соответствующей Кабаргискому прогибу, в пределах которого выявлен ряд проявлений и месторождений железомарганцевых руд и щелочноземельных (бериллий, литий, цезий) металлов. Магнитное поле ХМ слабо положительное с локальными изометричными аномалиями небольшой и высокой интенсивности, к которым приурочено железомарганцевое оруденение. К востоку ХМ гравитационное поле понижается, достигая минимальных значений в Сихотэ-Алинской складчатой системе в зоне Центрального разлома. Локальные гравитационные минимумы фиксируют выходы меловых гранитов, с которыми связана вольфрамовая, золотая и оловянная минерализация. Магнитное поле к востоку от Арсеньевского шва резко меняется. На фоне отрицательного поля фиксируются вытянутые в северо-восточном направлении высокоинтенсивные аномалии, контролирующие зоны разломов и являющиеся проводящими каналами для рудных растворов. Обращает на себя внимание многократно тектонически активизированная краевая часть Ханкайского массива, представляющая собой полосу северо-восточного простирания шириной двадцать километров. Она выделяется пониженным гравитационным полем с локальными отрицательными аномалиями, соответствующими штокам раннемеловых гранитов, с которыми связана оловянная и полиметаллическая минерализация. Эта зона ограничена северо-восточными разломами: Чернореченским и Крыловским Западно-Сихотэ-Алинского тектонического шва, относящегося к известной системе Танлу [6, 8]. В северо-восточной части Китая эта зона контролирует крупнейшие месторождения алмазов кимберлитового типа [6].

Курханское проявление алмазов [3, 7], находящееся на пересечении Тамгинского и Кабаргинского прогибов, размещено в раннесилурийских ? кимберлитоидах [4] на пересечении

* В. И. Рыбалко. Геологическое строение и полезные ископаемые листов L -53- XIV, XV, XX и XXVI. Отчет Кабаргинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1: 200 000 за 1995-2002 г.г.

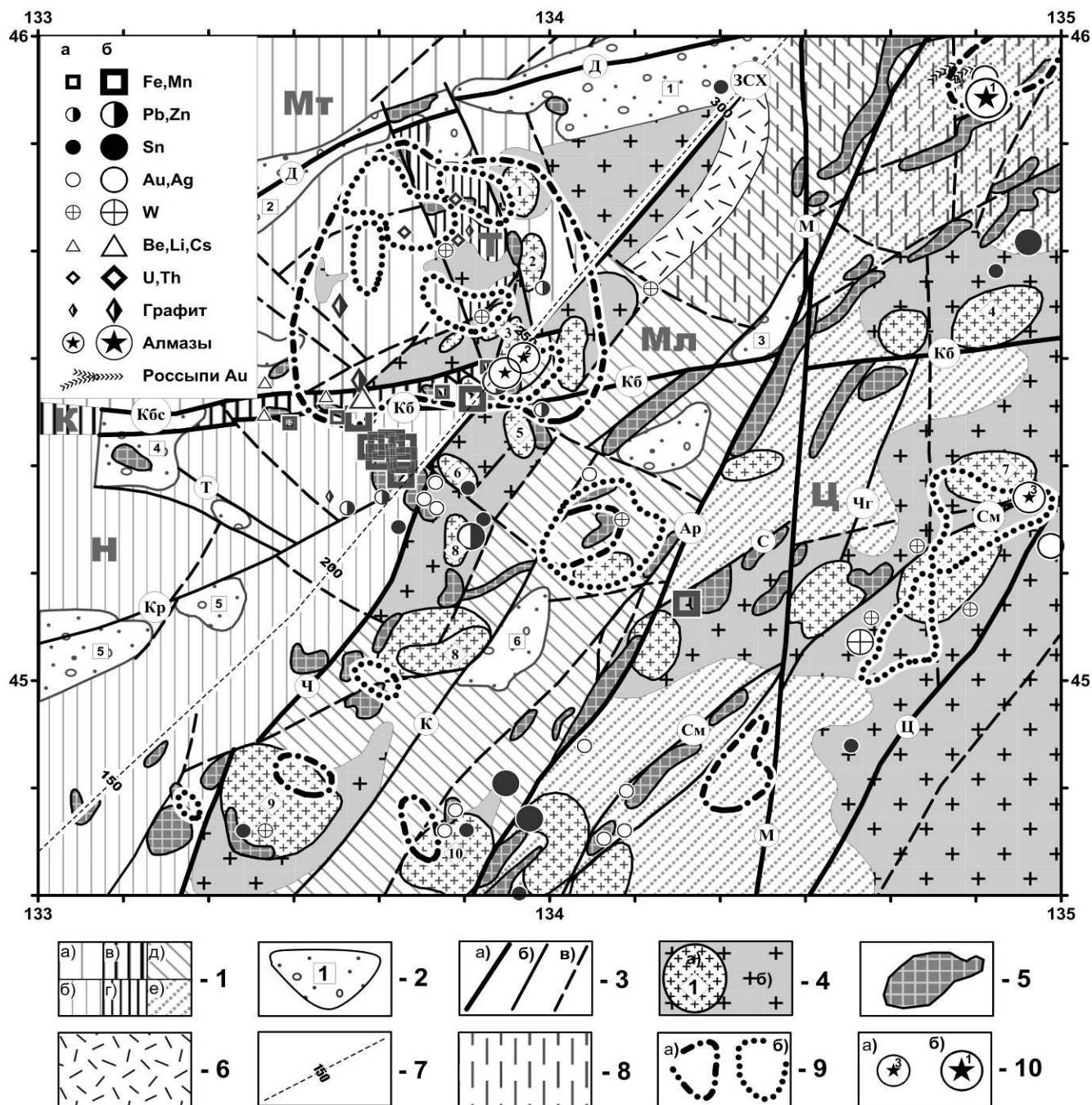


Рис. 1. Геолого-геофизическая схема с элементами тектоники и минерализации. 1 – структурно-формационные зоны [2]: а) - Матвеевская (Мт), б) - Нахимовская (Н) зоны Ханкайского срединного массива (ХМ); в) - Кабаргинский (К) прогиб Ханкайского массива; г) - Тамгинский (Т) прогиб деформированного чехла ХМ; д) - Малиновская (Мл) зона деформированного чехла ХМ; е) - Центральная (Ц) зона Сихотэ-Алинской складчатой системы; 2 – наложенные меловые впадины: 1 - Маревская, 2 - Гоголевская, 3 - Ореховская, 4 - Лесозаводская, 5 - Шмаковская, 6 - Крыловская; 3 – разрывные нарушения: а) основные (границные): ЗСХ - Западный Сихотэ-Алинский, Ч - Чернореченский (ЗСХ), Д - Дальнереченский, А - Арсеньевский, М - Меридиональный, Кб - Кабаргинский, Ц - Центральный; б) разломы I порядка: Т - Тихоменовский, Кр - Краснореченский, К - Крыловский, С - Савинковский, См - Самаркинский, Чг - Чугуевский; в) прочие; 4 – магматические образования: а) интрузивно-купольные структуры мезозойского возраста и их номера: 1 - Михайловский, 2 - Лазаревский, 3 - Маячный, 4 - Белогорский, 5 - Кабаргинский, 6 - Одиночный, 7 - Горный, 8 - Крыловский, 9 - Шибановский, 10 - Марьяновский; б) области гранитизации; 5 – интрузивные тела среднего-основного состава; 6 – области развития преимущественно кислой вулканической деятельности; 7 – линия расчетного профиля (пикеты даны в км); 8 – погруженные блоки Ханкайского массива; 9 – шлиховые ореолы минералов-индикаторов алмазов: а) хромшпинелидов, б) гранатильменитовые; 10 – элементы минерализации (для проявлений алмазов: 1 - Незаметнинское, 2 - Курханское, 3 - Комсомольское): а) проявление, б) месторождение

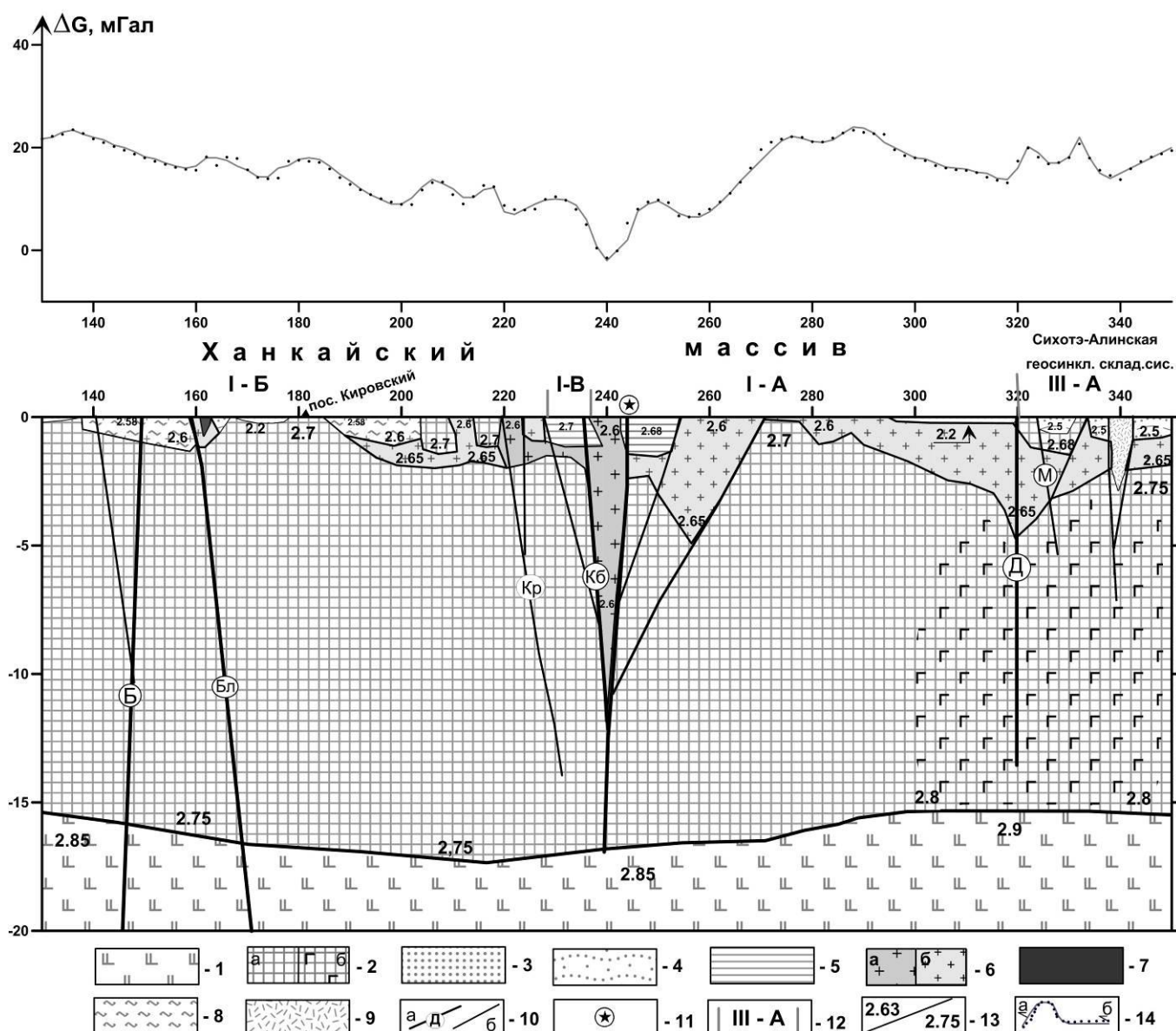


Рис. 2. Структурно-плотностная модель Курханского алмазоносного проявления
 1 – базальтовый слой (2.85 - 3.05 г/см³); 2 – кристаллический фундамент: а) гранитно-метаморфический (2.70 - 2.75 г/см³), б) насыщенный телами базитового состава; 3 – рыхлые осадочные и туфогенно-осадочные образования (2.00 - 2.20 г/см³); 4 – слаболифитизированные мезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные образования (2.50 - 2.57 г/см³); 5 – палеозойские карбонатно-терригенные (2.68 г/см³) и кремнисто-карбонатно-терригенные отложения с железистыми кварцитами (2.70 г/см³); 6 – интрузии гранитного состава: а) мезозойские (2.60 г/см³), б) палеозойские и протерозойские (гранито-гнейсы) (2.60 - 2.65 г/см³); 7 – интрузии основного и ультраосновного состава (2.75 г/см³); 8 – гнейсо-мигматиты (2.58 - 2.60 г/см³); 9 – экструзии кислого состава (2.50 г/см³); 10 – разломы: а) глубинные: Б – Белый, Бл – Болотный, К – Кабаргинский, Дл – Дальнереченский; б) прочие разломы: Кр – Краснореченский, М – Маревский; 11 – Курханское алмазоносное проявление; 12 – структурно-формационные зоны (СФЗ) [2] и их границы, где: I-A – Матвеевская, I-B – Нахимовская, I-V – Кабаргинская СФЗ Ханкайского срединного массива, III-A – Алчанская СФЗ Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы; 13 – границы плотностных блоков и плотности в них; 14 – гравитационное поле: а) наблюдаемое (условный уровень), б) расчетное

Чернореченского и Кабаргинского глубинных разломов и контролируется локальной положительной магнитной аномалией, при разбуривании которой и были найдены алмазы. К юго-западу от Курханского проявления алмазов на продолжении шовной Западно-Сихотэ-Алинской структуры расположено сходное с ним Малоключевское [4] проявление алмазов. Это подчеркивает в целом перспективность краевой активизированной части ХМ в отношении алмазов предположительно кимберлитового типа. В этой же зоне выделяются шлиховые ореолы минералов-индикаторов алмазов (рис. 2).

На основании моделирования и анализа тектонической схемы можно сделать следующие выводы:

1. Пространственно зона алмазоносной минерализации приурочена к прогибу базальтового слоя (рис. 2). Развитие которого может быть связано с развитием здесь ослабленной зоны, обусловленной пересечением широтной, северо-западной и северо-восточной систем разломов (рис. 1). Рассматриваемая зона является продолжением региональной системы разломов Танлу, контролирующей размещение алмазоносных провинций [6].

2. Наличие корово-мантийных разломов, являвшихся подводящими каналами для проникновения глубинной, вероятно, кимберлитовой магмы.

3. Установлено наличие долгоживущего гранитного очага (рис. 2), приуроченного к Кабаргинскому разлому, Батолит имеет сложное строение, состоит из интрузий палеозойского и мезозойского возраста. По результатам моделирования корни батолита уходят на глубину более 10 километров.

4. В северо-восточной части расчетного профиля (рис. 2), по результатам моделирования, установлено, что кристаллический фундамент имеет повышенную плотность, что может быть связано с наличием процессов базификации гранитно-метаморфического слоя. Пространственно это зона совпадает с Алчанской золотурудной минерагенической зоной.

5. В северо-восточной части рассматриваемой площади (рис. 1), по результатам анализа гравиметрических данных, выявлено, что в пределах Малиновской и Центральной СФЗ Сихотэ-Алинской складчатой системы обнаружено два блока, перекрытых верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Генетически, рассматриваемые блоки, могут являться раздробленной окраиной Ханкайского массива. Наличие в одном из блоков Незаметнинского проявления алмазов делает эту площадь перспективной на обнаружение новых проявлений.

6. В центральной части рассматриваемой площади выделяется перспективная, по аналогии с Курханским проявлением, зона, сочетающая в себе помимо пересечения глубинных разломов, наличие кислого и основного магматизма, а, также наличие, шлиховых ореолов минералов-индикаторов: хромшпинелитов и гранат-ильменитов.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) М: Наука, 1976 г. 90 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия, масштаб: 1:1000000, серия: Дальневосточная, составлена: Приморская ПСЭ, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г., редактор Коваленко С.В.
3. Гурулев Ю. Т., Матюнин А. П., Сахно В. Г., Дмитрук С. И., Зимин С. С. Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье)//Тихоокеанская геология. 1995. Т 14, №5. С.103-108.
4. Изосов Л. А., Коновалов Ю. И., Емельянова Т. А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан. (Япономорский и желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 326
5. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Приморский ТГФ, 1970. 360 с.
6. Малышев Ю. Ф., Карсаков Л. П., Насыров М. Ю. Глубинное строение алмазоносных районов Восточной Азии и перспективы Амурского региона // Тихоокеанская геология. 1995. Т 14, №6. С.53-73.
7. Сахно В. Т., Матюнин А. П., Зимин С. С. Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т 16, №5. С.46-59.
8. Xu Jiawer, Zhu Guang, Tong Weixing, Cui Kerrei and Lin Qing. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system to the north-west of Pacific ocean // Tectonophysics. 1987. V. 134, N 1. P. 273-310.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО ХИНГАНА

В.Г. Крюков

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Проблема генезиса важна при определении не только генетического типа оруденения, но и оценке его масштабов и промышленной классификации.

Цель исследования заключается в обосновании новых генетических представлений о железо-марганцевом оруденении (месторождение Поперечное Южно-Хинганского узла, ранее называвшиеся соответственно – участком и месторождением) на основе изучения метасоматических и флюидно-эксплозивных образований (флюидолитов) объекта и сравнительного анализа с железорудными (Кимканское, Сутарское) и графитовым (Союзное) месторождениями Малого Хингана. Термин флюидолит утвержден Петрографическим кодексом России [5].

Месторождение Поперечное Южно-Хинганского железо-марганцевого рудного узла (площадь узла около 400 кв. км.) находится в Еврейской автономной области. Южно-Хинганский рудный узел вытянут в субмеридиональном направлении, и прослеживается на 54 км при ширине 6-8 километров. Наиболее подготовленным для освоения, является месторождение Поперечное. Протяженность основного рудного тела составляет 2400 м при средней мощности 3,2 метра и содержании марганца 20,4%. По падению на глубину рудные тела изучены до 400 м без признаков выклинивания. Падение тела крутое, на восток, под углами 60-90°. Запасы марганца на месторождении определены по категориям В+С₁ – 5116 тыс. т., С₂ – 1415 тыс. тонн. Запасы железа на участке Поперечном не подсчитывались (М.В. Чеботарев, 1955).

На месторождении в составе первичных руд были установлены следующие типы (фации по М.В. Чеботареву): 1) окисные: браунитовые руды с разновидностями гаусманит-браунитовыми и браунит-гематитовыми; 2) окисно-карбонатные: родохрозит-гаусманитовые и оруденелые кремнисто-глинистые сланцы; 3) карбонатные: кремнисто-карбонатные (халцедон-родохрозитовые). Промышленное значение имеют браунитовые и гаусманит-родохрозитовые руды. Месторождение считается осадочно-метаморфизованным.

Рудовмещающими породами являются известняки, доломиты и сланцы хинганской толщи (верхний протерозой) и известняки лондоковской свиты (нижний кембрий). Выделяемая ранее рудоносная свита не получила достоверных оценок последующими работами и составляющий ее комплекс пород был отнесен к различным толщам [6]. Осадочные породы прорваны массивом гранитоидов биробиджанского комплекса, а также дайками диабазов (возраст не установлен). Определение абсолютного возраста порфировидных гранитов биробиджанского комплекса [4] характеризует их как силурийские (360-365 млн. лет).

В пределах участка автором выделяются своеобразные флюидно-эксплозивные образования. Подобные породы обозначаются в литературе как флюидолиты [1, 5]. Флюидолиты, вмещающие рудную залежь, являются структурно и вещественно сложными породами, сформированными в результате многоактных процессов. При внедрении они использовали разрывные нарушения на границах рудных горизонтов и осадочных пород, имеющих различную компетентность. Поэтому в ряде случаев создается впечатление согласного залегания флюидолитов внутри толщи осадочных пород.

Предыдущими исследователями флюидолиты выделялись как отдельные горизонты осадочных брекчий и туффитов, так называемой, рудоносной свиты. Флюидолиты, идентичные по составу и структуре, внедряются в осадочные толщи различных возрастных уровней. Они отмечаются в составе хинганской толщи протерозойского возраста и нижнекембрийской лондоковской свиты (Поперечное), а также кимканской толщи нижнего кембрия, выделенной

на месторождении Кимканском [3, 6]. Тела брекчий имеет линзовидную форму и параметры: от 300x10-15 м до 1200 и более м при мощности до 30-50 м.

Выделяется три типа флюидолитов: 1) темно-серые грубообломочные разности с обломками известняков, слоистых существенно магнетитовых руд, осветленных за счет окремнения и доломитизации известняков, различных сланцев, алевролитов, количество обломков варьирует от 5-7% до 70-90%; 2) темно-серые до серых псефито-псаммитовые брекчии с литокластами всех предшествующих пород, реже тонкослоистых магнетитовых руд, количество обломков составляет 50-60%; 3) светло-зеленоватые тонкополосчатые пелитовые обломочные породы (выделялись как туффиты). Цементом почти всех разновидностей является тонкий «пепловидный» материал и карбонаты. Распространен первый тип. Такими брекчиями слагается практически все тело, с падением под углами 70-80° на восток (рис.). Меньшей распространенностью пользуется второй тип, формирующий относительно пологозалегающие тела, с падением на восток под углом около 35°. Третий тип флюидолитов, как правило, окаймляет тела гидротермальных кварцитов с гематит-браунит-магнетитовыми рудами.

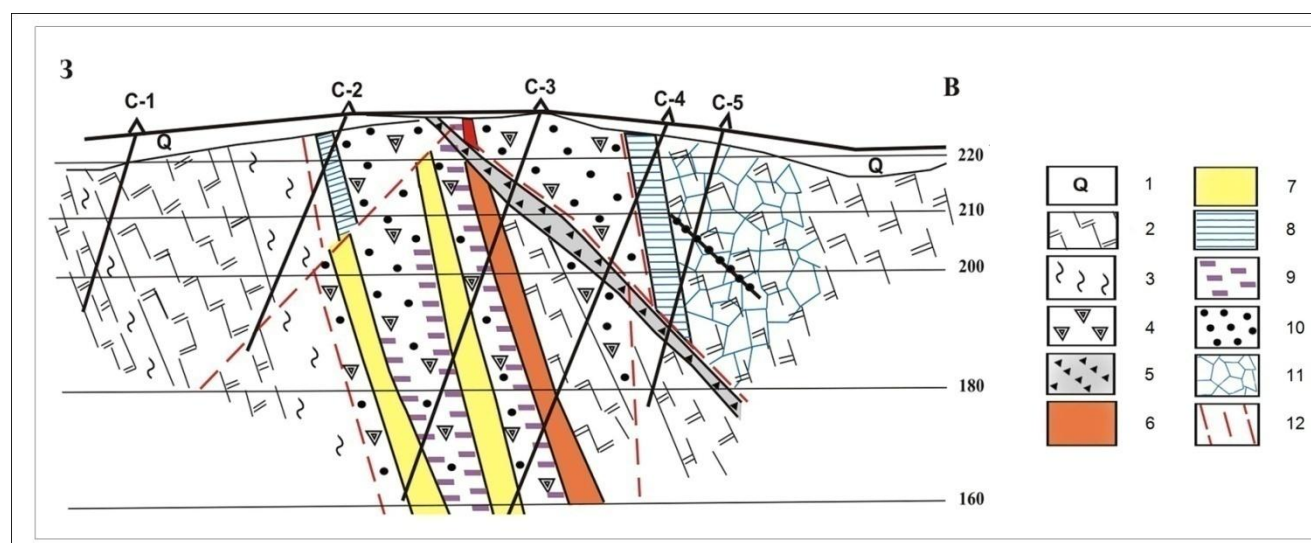


Рис. Разрез по профилю LXII, месторождение Поперечное. Условные обозначения: 1. Четвертичные отложения. 2. Темно-серые до черных массивные и тонкослоистые известняки, доломиты. 3. Темно-серые до черных тонкослоистые углисто-глинистые сланцы с горизонтами пелитоморфных известняков. 4. Серые до темно-серых флюидолиты I, III (флюидно-эксплозивные брекчии агломератовые и тонкополосчатые). 5. Темно-серые до черных флюидолиты II (флюидно-эксплозивные брекчии псефито-псаммитовой текстуры). 6. Гидротермальные кварциты красновато-вишневой окраски с гематит-браунитовым оруденением. 7. Гидротермальные кварциты красновато-вишневой окраски с гематит-магнетитовым, гематитовым с браунитом оруденением. 8. Сульфидные руды. 9. Магнетитовые руды. 10. Актинолитовые метасоматиты. 11. Брекчии обрушения. 12. Разрывные нарушения

Внутренне строение тела флюидолитов характеризуется зональностью (рис.): висячем и лежащем боках картируются сланцеподобные породы со значительным количеством пирита (от 2-3% до 12-15%), причем для висячего бока характерна их ассоциация с углистыми «сланцами» (графитизированными породами). Внутренняя часть представлена темно-серыми до светло-серых брекчиями с магнетитовой минерализацией. Магнетит фиксируется как в обломках, так и в цементе флюидолитов. Во внутренней зоне обособляются три кварц-гематит-браунит-магнетитовых тела. Они выделяются красновато-вишневой окраской, существенно кварцевым составом и тонкой в некоторых случаях гофрированной полосчатостью, придающих им облик метаморфических железистых кварцитов. К висячему боку тяготеет существенно марганцеворудное тело мощностью 1,2-9 м. В центральной части и в лежащем боку флюидолитов устанавливаются 2 тела преимущественно гематитовых с магнетитом и марганцевыми минералами руд. Кварц-гематитовые тела, относящиеся к полнопроявленным метасоматитам (количество новообразований превышает 90-95%), подчеркивают осевые части

зон гидротермальной проработки. Разрез по существу представляет генетическую модель месторождения.

Флюидно-эксплозивному процессу предшествует магнезиальный метасоматоз. На этой стадии формируются доломитизиты. Они фиксируются в висячем боку тела флюидолитов. Вмещающие известняки осветлены, участками до белой окраски. По кальциту развивается доломит в ассоциации с кварцем. Кварц является также цементом брекчированных доломитизитов – брекчий обрушения. К кварцевым агрегатам тяготеют мелкие метакристы пирита.

Флюидолиты и вмещающие их осадочные породы и доломитизиты преобразованы в актинолитовые метасоматиты. Максимум их проявления фиксируется в телах флюидолитов. В состав актинолититов входят кварц, карбонаты, хлориты, стильпномелан, а также актинолит, тремолит, клиноцоизит, пироксен, флогопит, полевошпат, гидрослюда, магнетит, в меньшей мере пирротин, рутил, графит, барит. Полностью весь набор перечисленных минералов устанавливается только в пределах тела флюидолитов, где количество новообразований колеблется в пределах от 10-15% до 50-60%. При этом интенсивность преобразования нарастает по мере приближения к кварц-гематит-браунит-магнетитовым телам за счет развития кварца и «вытеснения» остальных минералов. В экзоконтактовой зоне актинолитизация проявлена слабо.

Автором выделяется три типа руд: 1) существенно марганцевые кварц-браунитовые с гематитом и магнетитом; 2) существенно железорудные карбонат-магнетитовые с гематитом; 3) существенно пиритовые с минералами углерода. Установленная ранее [2] благороднометаллическая минерализация приурочивается ко всем типам руд.

Намечается определенная последовательность геологических событий в рамках рудного поля: 1) накопление минералов железа и марганца в осадочном процессе; 2) метаморфизм зеленосланцевой фации; 3) осветление в результате магнезиально-кремнистого метасоматоза и образование доломитизитов и «брекчий обрушения» в висячем боку зоны; 4) флюидно-эксплозивный процесс с изменением слабо метаморфизованных осадочных пород и руд, а также формированием флюидолитов; 5) магнезиально-железисто-кальциевый метасоматоз с образованием актинолититов, перераспределением железа и марганца первично-осадочных руд и локализацией кварц-гематит-браунит-магнетитовых тел; 6) углеродистый метасоматоз (графитизация) и сульфидизация с образованием графит-сульфидной и сульфидной минерализации; 7) внедрение гранитоидов биробиджанского комплекса.

К этой схеме флюидно-эксплозивного преобразования первично осадочных руд железа и марганца на месторождении Поперечном, сопровождающегося перераспределением рудных компонентов и привнесением драгоценных металлов, никеля и кобальта, близки железорудные (Кимканское и Сутарское), а также графитовый (Союзное) объекты.

Месторождение Кимканское располагается в 4 км к юго-западу от станции Известковая в Еврейской автономной области. Рудные тела локализуются в осадочных отложениях верхнего протерозоя (игинчинская свита) и нижнего кембрия (кимканская толща и лондоковская свита). В юго-западной части поля фиксируется тело гранитоидов биробиджанского комплекса. Рудные тела приурочиваются к основанию кимканской толщи. Они ассоциируют с углесто-кремнистыми и глинисто-графитовыми сланцами, доломитами, известняками, а также риолитами и диабазами (И.Н. Медведева, 1976).

Поперечными нарушениями месторождение разбито на 2 блока: юго-восточный (участки Центральный, Прихуторской) и северо-западный (участки Западный, Майский, Совхозный). Запасы железа составляют 221,6 млн. т. категорий А+В+С1. Рудоносный комплекс локализуется в тектоническом клине, зажатом между породами игинчинской свиты и кимканской толщи.

Руда представлена полосчатыми железистыми кварцитами темной вишнево-серой до красновато-вишневой окраски. В составе руд выявлены магнетит, гематит, кварц, актинолит, роговая обманка, меланократовые и лейкократоровые слюды, карбонаты (сидерит), альбит, а также графит, гранат, кордиерит, пирротин, пирит. В железных рудах присутствуют ванадий и никель до 0,01%, а также кобальт от следов до 0,01%, галлий, 10-15 г/т.

В целом, для Кимканского месторождения характерно масштабное осветление темно-серых до черного известняков с образованием доломитизитов, наличие существенно измененных флюидолитов и актинолитовых метасоматитов в пределах рудоносной зоны.

Месторождение Сутарское, примыкающее с юга к месторождению Кимканскому отличается наличием четких флюидно-эксплозивных брекчиевых пород, ранее выделявшихся как пирокластические брекчии, и актинолитовых метасоматитов. Состав их несколько отличается от состава актинолититов месторождения Поперечное: кварц, актинолит, пироксены, роговая обманка, кальцит, плагиоклаз, биотит, апатит. Рудные минералы в метасоматитах представлены магнетитом, гематитом, реже – сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит). Запасы железа по месторождению составляют 369 млн. тонн.

Месторождение Союзное относится к числу крупнейших в России по запасам графита. Находится оно в Еврейской автономной области. Ближайший населенный пункт – с. Союзное расположено в 10 км к юго-востоку от участка, на берегу р. Амур.

Площадь месторождения сложена нижнекембрийской толщей, состоящей из сланцев, гнейсов и известняков. В северо-западной части рудного поля картируются палеозойские граниты биробиджанского комплекса, в центральной части – свита даек гранитов и пегматитов. В пегматитах фиксируются обломки графитовых пород (устное сообщение А.В. Подкина).

Рудой считаются графитсодержащие породы, в которых количество углерода превышает 5%. Они наблюдаются в виде тел мощностью от нескольких десятков метров до 550 метров, с выклиниванием на северо-востоке площади. Запасы графита по объекту оцениваются в 1044 млн. тонн.

Главными минералами графитсодержащих пород являются кварц и графит, второстепенными полевой шпат, биотит и флогопит, а также пирротин. В меньших количествах отмечаются актинолит, роговая обманка, эпидот хлорит, серицит, пирит, халькопирит, магнетит. В качестве примесей выявлены платина и платиноиды в количестве до первых грамм на тонну руды [7]. По набору минералов они сопоставимы с актинолитовыми метасоматитами описанных месторождений. Особенно четко метасоматические признаки устанавливаются в, так называемых, кварцитовидных разностях графитсодержащих пород. Последние развиваются, вероятно, по флюидно-эксплозивным брекчиям (участок Туловчихинский). Обломки разнородного состава, часто в значительной степени переработаны метасоматическими процессами. В генетическом отношении завершающим процессом является углеродистый метасоматоз, облагородивший руды месторождения и сформировавший набор элементов-примесей.

Таким образом, для ряда древних месторождений Малого Хингана характерен сложный генезис. Первичные осадочные железо-марганцевые руды претерпели умеренный региональный метаморфизм, как правило, зеленосланцевой фации. Существенное преобразование руд с перераспределением железа и марганца и формированием промышленных концентраций на отдельных участках произошло в результате внедрения флюидно-эксплозивных брекчий и кремний-магнезиального метасоматоза. Общими особенностями таких объектов являются рудовмещающие флюидолиты, доломитизиты, нередко сопровождаемые «брекчиями обрушения», актинолитовые и углеродистые метасоматиты. Связь флюидов со значительными глубинами подчеркивается не только приуроченностью месторождений к крупным разломам, но и наличием индикаторных элементов: благородные металлы, кобальт, никель, а также магнезиальным характером метасоматоза.

Литература

1. Афанасов М.Н., Казак А.П. Якобсон К.Э. Флюидолиты. 98 с. <http://dimovoi.livejournal.com/23736.html>
2. Жирнов А.М., Горошко, М.В., Моисеенко Н.В. Южно-Хинганский золото-железородный гигант в протерозойском грабене Буреинского кратона (Дальний Восток России) // Вестник СВНЦ ДВО РАН, №2. 2012. с.2-10.
3. Запорожцев В.М., Пустовойтова И.В. Современные представления о стратиграфии Кимканского рудного района и геологическое строение Сутарского месторождения железистых кварцитов // Разведка и охрана недр. 2013. №11. С. 69-76.

4. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск. 1990. 215 с.
5. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, испр. и доп. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
6. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. (Хабаровск, 1990). Хабаровское ГГП, 1994. 124 с., 38 схем.
7. Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное (новые данные) // Отечественная геология. 2014. №1, с. 21-32.

МИКРО- И НАНОЗОЛОТО В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕСЕЛЕМДЖИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА

И.В. Кузнецова¹, П.П. Сафронов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Авторами проведены минералого-геохимические исследования самородного золота россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла. Рассмотрены особенности микрометрового и наноразмерного золота в зоне гипергенеза.

Нижнеселемджинский золотоносный узел (НЗУ) входит в состав Чагойан-Быссинской металлогенической зоны Приамурья, и расположен на правом берегу нижнего течения р. Селемджа выше устья р. Орловка. Россыпи золота НЗУ эксплуатируются, начиная с 1901 г, за это время добыто порядка 20 т благородного металла. На сегодняшний день практически все россыпи НЗУ уже отработаны и перешли в разряд техногенных.

Самая крупная россыпь в пределах НЗУ – аллювиальная россыпь р. Некля. К делювиально-элювиальному типу относятся наиболее богатые участки россыпи – головка р. Некля и россыпь ее левого притока руч. Веселого. Они приурочены к коре выветривания сланцев (PR₂₋₃?). В обеих россыпях известно два золотоносных пласта. Верхний пласт залегает на слое глины (ложном плотике), а нижний располагается непосредственно на плотике, представленном верхнепротерозойскими сланцами. Верхний пласт, в отличие от нижнего, характеризуется меньшими размерами золотинок и их слабой окатанностью. Поставщиком золота в россыпи являются кварцевые жилы в осадочных породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

Механизм концентрирования золота в россыпи заключается в размыве рыхлых золотосодержащих отложений кор выветривания водотоками, сопровождающемся дифференциацией размываемого материала по плотности. Латеральная транспортировка золота в химических корах выветривания почти не осуществляется, но происходит его гравитационная просадка от верхних зон к нижним, при этом осуществляется его трансформация. По существу старатели вблизи бывшего поселка Веселый отрабатывают кору выветривания по коренному месторождению. Размыв верхней части коры выветривания приводил к обогащению россыпи.

Непосредственно на полигоне обломки дезинтегрированных кварцевых жил залегают в полностью разложенных вмещающих породах (амфибол- и хлорит-серицит-кварцевых сланцев). Источниками россыпного золота являются продукты химического выветривания коренных пород, в том числе и с относительно невысокими содержаниями в них металла. В обломочном кварце установлено содержание золота от 0,07 до 180г/т. Среднее содержание золота во вмещающих породах - углеродистых сланцах верхнего протерозоя (?) 0,05-0,35г/т. Глины из коры выветривания различны по составу, наиболее богатыми являются каолинит-хлорит-серицитовые зоны (содержание Au в продуктивном горизонте до 3,3г/т). Они отличаются ограниченным развитием в цоколе профиля и наличием стяжений золотоносных железомарганцевых оксидов и гидроксидов, основную массу которых составляет пиролюзит. Повсеместно отмечается золотоносность этих выделений (содержание Au от 0,3 до 5,2г/т).

Часто золото зоны гипергенеза представляет собой агрегаты (рис.1), состоящие из более мелких золотинок, имеющих, по видимому, различный генезис. Эти золотины различны по морфологии и прежде всего по составу: их набор весьма широк – от электрума до самородного золота различной пробы, вплоть до самой высокой (1000‰), от интерметаллидов золота, меди и цинка до соединений золота с ртутью варьирующих составов (рис.1, уч.1,3-5). Они сцементированы в единый агрегат золотосодержащей алюмосиликатной матрицей с гидроокислами железа и марганца, глинистыми минералами, карбонатами кальция и магния. Следует особо отметить, что золото, содержащееся в линзах (рис.1, уч.5) и других образованиях гидрооксидов марганца и железа наноразмерное, поскольку оно не видимо даже под

электронным микроскопом, хотя энерго-дисперсионным спектрометром-приставкой надежно фиксируется.

В целом наличие литофильных элементов в золоте (рис. 1, уч. 3-5) подтверждает тот факт, что формирование агрегатов нано- и микрочастиц золота происходило одновременно с процессами химического выветривания [6].

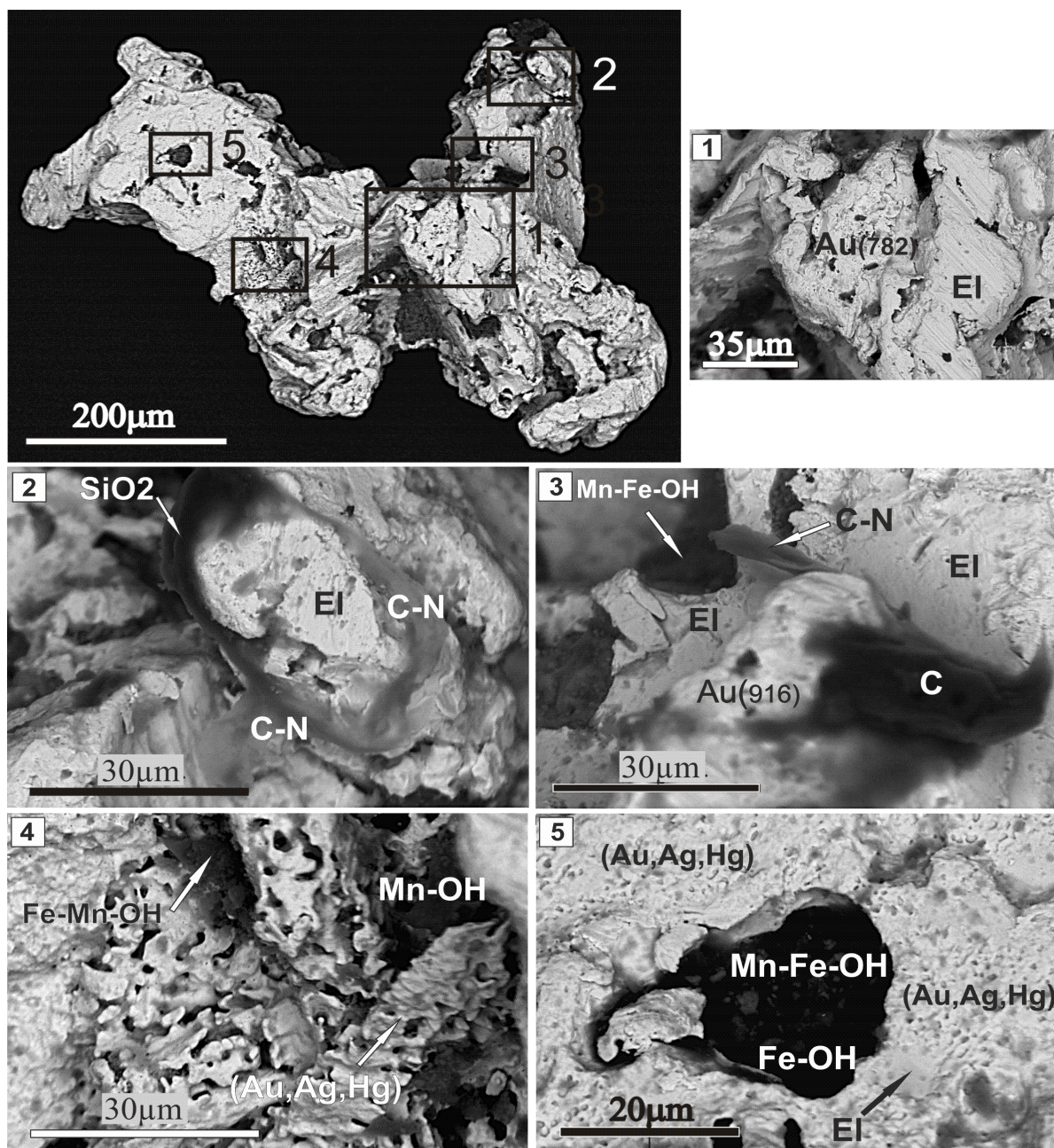


Рис. 1. Агрегат Au, состоящий из золотин различной морфологии и состава (снимок сверху слева с отмеченными пятью участками, в которых проводились детальные энерго-дисперсионные измерения): 1 – срастание электрума (EI) и самородного золота (пробы 782‰), на поверхности последнего тонкопленочное золото; 2 – зерно электрума, частично покрытое органо-углеродно-цианидной пленкой, содержащей Au, Ag и Mn, и выделением тонкодисперсного кварца с примесями Au и Ag; 3 – зерно высокопробного золота (в центре) в сростке с электрумом (поодаль) и высокоуглеродистой породой (темное на переднем плане); зерно справа покрыто пленкой электрума; между золотинами развито органо-углеродно-цианидное образование; в верхней части, в электруме, – линзовидное породное образование марганцево-железистого гидрооксидного состава; 4 – скелетообразные агрегаты амальгам золота, сцементированные железо-марганцевыми и марганцевыми гидрооксидами; 5 – ртутистое золото с линзовидным включением золотоносной породы гетерогенного состава: матрица (темное) имеет Fe-гидрооксидный состав, мелкие серые частицы – Mn-Fe-гидрооксидный.

Снимки сделаны в отраженных электронах.

Отложение электрума на части золотин (рис.1, уч.3) говорит о локальных изменениях физико-химических условий среды.

По поверхности золотин наблюдаются также отложения пленок органического углерода, на которых, в свою очередь, развиваются новые наноминералы (сульфиды Cu и Zn). В углеродной пленке и в новых минералах содержится в виде рассеянных включений наноразмерное золото. Постоянное присутствие органического углерода создает восстановительные условия, которые способствуют концентрации золота.

По золотоносной углеродисто-алюмосиликатной матрице наблюдается формирование скелетообразных форм амальгамм золота. Такая ассоциация золота с примесью ртути и углеродистого вещества объясняется склонностью Au и Hg к образованию устойчивых золото-ртутных органических комплексов [5]. Высокие содержания ртути в золоте, объясняются зараженностью местности Hg в процессе многолетней золотодобычи.

Пленки аморфного углерода формируются в породах при наложенных процессах. Вмещающая порода разрушается, высвобождается нанозолото и через короткоживущие кластеры образует наноминералы, концентрирующиеся прежде всего в углеродных пленках и новообразованных минералах. Происходит последовательная концентрация и укрупнение золота [4].

При повторной отработке россыпи руч. Веселого довольно часто встречается золото рудного облика и крупные самородки (до 186г), как окатанные, так и практически не измененные, в сростках с кварцем, кроме того выделялись зерна золота обросшие галенитом. Это позволяет сделать вывод о близости коренных источников и разрушении верхних богатых частей рудных тел. Основная часть золота ярко желтого цвета, иногда с красноватым оттенком, довольно высокопробное, кроме того иногда встречается золото серебристое, ноздреватое. Часто наблюдаются золотины покрытые окислами железа и марганца, в так называемой «рубашке».

Преобладающая масса золота (до 60%) в россыпи имеет остаточное происхождение, т.е. унаследованное из коренных руд (так называемое гипогенное), с достоверностью определяемое по взаимоотношению с кварцем и вторичное (гипергенное), которое характеризуется высокой пробой, сложной микроструктурой поверхности и наличием включений алюмофосфатов и гидрооксидов марганца и железа.

Кроме того широко развито «новое» золото, которое отлагается на поверхности окатанных золотин и отличается высокой (до 1000 ‰) пробой. Пленки аутигенного золота покрывают поверхность, как разных минералов, так и кластогенные зерна золота [10]. Происходит срастание нанометровых золотин в микрометровые и далее более крупные зерна благородного металла (процесс укрупнения золота в эндогенных условиях и зоне гипергенеза). Кроме того одним из основных механизмов укрупнения зерен Au является их цементация пленками ртутной амальгамы, где в единый агрегат «спаяны» мелкие зерна.

Мелкие золотины, в свою очередь покрыты пленкой из глобулярных, гантеле- и нитевидных наноразмерных выделений, размер которых часто не превышает 1 мкм, что позволяет предполагать существование еще более мелких частиц свободного золота.

Микроструктура золотин пористая, глобулярная, иногда кристаллическая, характерная для новообразованного Au [7, 12]. Аутигенное микро- и наноразмерное золото имеет форму шестигранных призм, губчатых и глобулярных выделений, а также волосовидных кристаллов, характеризующихся более высокой пробой [2]. Высокая проба и структурные особенности этого золота говорят о его биогенном генезисе.

В полированных шлифах «новое» золото четко отделяется от более «старого» окатанного золота. Оно имеет вид пористых кружевных высокопробных сростков с извилистыми контурами (зона выщелачивания серебра), обрамляющих более ранние золотины.

Наличие пленок гидроксидов железа и марганца, а также наростов губчатого и кристалломорфного высокопробного новообразованного золота являются характерными типоморфными признаками золота, прошедшего стадию коры выветривания. Присутствие в золоте элементов халькофильной группы (цинк, олово, кадмий), с преобладанием кремния и

алюминия, связано с продуктами разложения в коре выветривания минералов, содержащих эти элементы.

Золото из коры выветривания в большинстве своем относится к микрометровому, но значительно превосходит по размеру золото из коренных месторождений [9]. В то же время оно гораздо более мелкое по сравнению с золотом из аллювиальных россыпей. В месторождениях коренного золота, при прочих равных условиях, доля наноразмерного золота максимальна в первичных рудах, затем она снижается в зоне окисления, а в россыпях сопоставима или преобладает доля крупного золота [1, 3].

Частицы золота на протяжении продолжительного времени могут являться активными центрами роста во вмещающих породах. Они разрастаются путем соединения друг с другом сначала нанообразований, затем микроформ и т.д. На заключительной стадии на их поверхности осаждаются изолированные микро- и наночастицы золота [6]. Характерно, что укрупнение частиц нанозолота проходит через стадии образования затравок углеродного и алюмосиликатного состава, на которых сначала отлагается золото с примесями, а в конце процесса минералообразования – практически чистое золото.

В россыпях под воздействием биохимических процессов происходит высвобождение Au, закапсулированного в других минералах и его переотложение. Часть самородного золота в россыпи сформировалось из мелких (вплоть до наноразмерного уровня) золотин.

В экзогенных условиях, в коре выветривания, в россыпях – в зоне гипергенеза золотоносных месторождений происходят как преобразование видимого гипогенного самородного золота, так и формирование его новообразованных разновидностей. Последние возникают за счет высвобождения тонкого и наноразмерного золота из минералов-концентраторов при их разложении и последующим его агрегированием в более крупные образования, а также за счет окисления и распада собственных минералов золота (типа теллуридов Au) [8].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12–05–00738-а) и Дальневосточного отделения РАН (грант 12–III-A-08–182).

Литература

1. Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. – М.: Геоиздат, 1980. – 68 с.
2. Кузнецова И.В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселенгинского золотоносного узла (Приамурье): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Благовещенск, 2011. 151 с.
3. Моисеенко В.Г. Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 1997. – 103 с.
4. Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. Нанозолото в древних известняках и доломитах Октябрьского рудного поля (Приамурье) // ДАН. – 2014. – Т. 456. – № 4. – С. 468-471.
5. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений: М. «Наука», 1991, с 302.
6. Осовецкий Б.М. Природное нанозолото. – Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2013. – 176 с.
7. Петровская Н.В. Морфология и структура «нового» золота // ДАН СССР. – 1941. – Т. 32. – № 6. – С. 424-426.
8. Сотников В.И. Золото в системе коренной источник – россыпь // Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 5. – С. 66-71.
9. Хазов А.Ф., Петровский Д.В. Генетические особенности гипергенно-модифицированного золота в корях выветривания // ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 4. – С. 533-537.
10. Хазов А.Ф., Силаев В.И., Филлипов В.Н. Аутигенная минерализация в речных россыпях как природный научный феномен // Известия Коми НЦ УрО РАН. – 2010. – № 2. – С. 54-60.
11. Хазов А.Ф., Петровский Д.В. Генетические особенности гипергенно-модифицированного золота в корях выветривания // ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 4. – С. 533-537.
12. Яблокова С.В. Образование «нового» золота в некоторых россыпях Южной Якутии // Геология россыпей. – М.: Изд-во «Наука». 1965. – С. 152-155.

САМОРОДНЫЙ ВОЛЬФРАМ И ДРУГИЕ МИКРОМИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ ВОЛЬФРАМА В БУРЫХ УГЛЯХ И ЗОЛЕ УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СУТАРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Н.А. Лаврик, Н.М. Литвинова, А.П. Ван-Ван-Е

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Возможность использования метального потенциала ископаемых углей и золошлаковых отходов их сжигания привлекает всё большее внимание учёных и предпринимателей, занимающихся переработкой техногенного сырья. Важным в этом вопросе является комплексный подход, оценка и разработка технологической цепочки, позволяющей извлекать целый ряд полезных компонентов. Осложняющим моментом в технологии извлечения металлов из золошлаков является тот факт, что металлы в углях и золах находятся одновременно в нескольких минеральных фазах (в самородном состоянии, в форме оксидов, сульфидов, карбонатов, фосфатов, силикатов и др.).

Данная статья посвящена исследованию микроминеральных фаз вольфрама (важного легирующего металла) в бурых углях и золе Ушумунского месторождения и Сутарского проявления (ЕАО, Дальний Восток).

Основные черты геологического строения Ушумунского месторождения и Сутарского проявления бурых углей

Ушумунское месторождение бурых углей расположено в 30 км юго-восточнее г. Биробиджана. В геологическом строении района принимают участие осадочные, эффузивные и интрузивные породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Месторождение представляет одноименную эрозионно-тектоническую мульдообразную структуру, являющуюся составной частью сложнопостроенного Бирофельдского грабена, расположенного в юго-западной части Средне-Амурской впадины. Промышленная угленосная ушумунская свита (N_1 уш) сложена туфогенными образованиями, а также алевролитами, аргиллитами, маломощными слоями и линзами мелкозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов, углистых аргиллитов, многочисленными пропластками и пластами углей. Исследованы три угольных пласта ушумунской свиты мощностью 3.5; 0.7 и 0.5 м в пределах угольного разреза.

Сутарское проявление бурых углей расположено в верхах разреза одноименного железомарганцевого месторождения, которое протягивается на 14 км в северо-восточном направлении в долине р. Сутара при ширине до 3 км и приурочено к западной железорудной полосе Малого Хингана. Кембрийские метаморфизованные породы железорудного месторождения перекрыты рыхлыми угленосными отложениями палеоген-неогенового возраста (мухинская и бузулинская свита Φ_3 mch- N_1 bz) мощностью 30-310 м. Разрез угленосной толщи представлен сложным переслаиванием алевритистых и углистых глин с линзами и пластами бурых углей, алевролитов, песков с примесью гальки и гравия. Мощность прослоев (1-5) бурого угля составляет от 1 до 13 м. Участками встречаются слои белых пластичных (монтмориллонитовых) глин. Исследование угольных пластов проводилось по геологоразведочным скважинам.

Содержание вольфрама, распределение по вертикальному разрезу.

Кларк **W** в бурых углях составляет 1,2 г/т; в золах 6,0 г/т; в осадочных породах 2 г/т [9]. По результатам исследований авторов с применением спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов содержание вольфрама в углях, золе углей и в глинистых породах (тонштейнах) Ушумунского месторождения и Сутарского проявления варьирует от 5-6 г/т до 300 г/т. Среднее содержание **W** в золе углей Ушумунского углеразреза (*лабораторное сжигание при t 800⁰ C*) составляет 124 г/т, в золе углей Сутарского проявления - 76 г/т [4].

Максимумы содержания вольфрама по вертикальному разрезу угольных пластов отмечаются как в высокозольных углях, так и малозольных 5-11 %. Чаще всего такие пробы

сближены. Высокосольные угли обычно содержат тонкие глинистые прослои, расположены вблизи контактовых зон.

Микроминеральные фазы W в породах Ушумунского бурогоугольного месторождения и Сутарского проявления.

Все микроминеральные соединения вольфрама, обнаруженные в породах (уголь, зола углей, глина из углей – тонштейны) **Ушумунского** бурогоугольного разреза, имеют необычный состав. Это: самородный вольфрам, оксиды вольфрама типа WO с примесью кобальта и хлора, с примесью кобальта и меди; оксиды вольфрама типа WO₂ с примесью кобальта или кобальта и хлора. Размер зёрен 1-7 микрон и они обнаружены только в 1/5 исследованных проб. Самородный вольфрам отмечается в виде единичных зёрен (3 мкм) с треугольным сечением, как будто вогнутыми гранями и скошенными вершинками (рис. 1) и ажурных рыхлых скоплений, состоящих также из таблитчатых кристаллов с треугольным сечением. Чаще всего в бурых углях и глинах из углей (тонштейнах) Ушумуна отмечаются оксиды вольфрама с примесью кобальта (рис. 2), содержание которого варьирует в разных зёрнах. Реже отмечаются обособления оксидов вольфрама с примесью кобальта и хлора, кобальта и меди (рис. 3). Формы выделений разнообразны: единичные зёрна округлые, комковатые, веретеновидные, дипирамидальные изогнутые и неправильные рыхлые скопления. Амёбовидные, рогульчатые скопления соединений вольфрама, обнаруженные в глинах из углей (рис. 2) очень похожи на таковые образования, обнаруженные А.Е. Лукиным [5, стр. 126] в метасоматически изменённых породах нефтегазоносных комплексов. Самородный вольфрам и оксиды вольфрама разного состава могут встречаться рядом в одних и тех же пробах. В редких случаях вольфрам отмечен в качестве примеси в микродрuze витерита. В разных пробах совместно с самородным вольфрамом и оксидами вольфрама в породах Ушумунского угольного разреза обнаружены: барит, железо самородное, интерметаллиды Cr-Fe, монацит, циркон, галенит, мандипит (PbCl·PbO), микросферы оксида железа FeO (иоцит), пирротин, ильменит, перовскит.

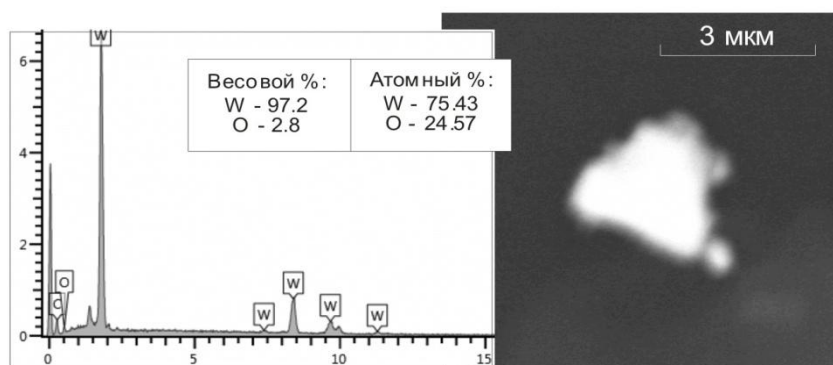


Рис. 1. Зерно самородного вольфрама в бурых углях Ушумунского угольного разреза.

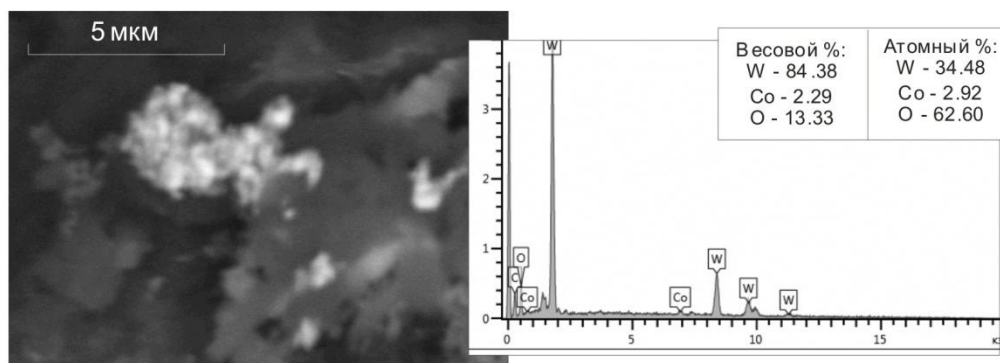


Рис. 2. Сложные рогульчатые зерна оксида вольфрама с примесью кобальта в глинке (тонштейнах) из бурых углей Ушумунского месторождения.

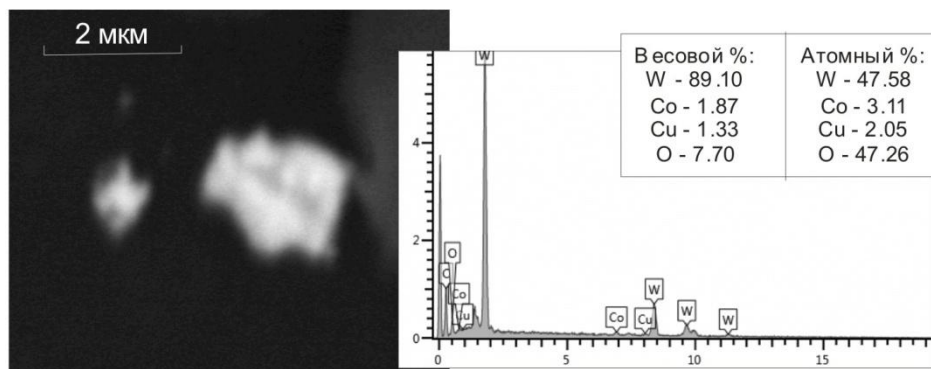


Рис. 3. Угловатые комковатые зерна оксида вольфрама с примесью кобальта и меди в углях Ушумунского месторождения.

Микроминеральные фазы вольфрама в породах **Сутарского** проявления бурых углей весьма разнообразны по составу и морфологии зёрен. В углях и золе углей обнаружены шеелит (рис. 4), зёрна состава шеелит-вольфрамит, шеелит-ферберит, шеелит-гюбнерит, а также вольфрамит-штольцит (рис. 5). Кроме того, W отмечается в качестве примесей в стронцианите, в сростках с сильвином и ангидритом, в сложных соединениях с Zr. В углях формы выделений имеют кристаллический облик или в виде пластинчатых пакетов и наростов, в единичных случаях отмечаются глобулярные скопления нескольких микроминералов. В золе углей микроминеральные выделения вольфрама имеют комковатую форму или почковидную и натёчную. Преимущественный размер зёрен 1-3 мкм, редко 20-25 мкм. Наиболее часто в качестве примесей выступают Al, Se, P, реже другие элементы. Совместно с минералами вольфрама отмечается монацит, циркон, ксенотим, цинкит, сфалерит и самородный цинк, стронцианит, галенит, золото, самородный титан, самородное железо, интерметаллиды Cr-Fe и Zn-Cu, пирротин, пирит, гематит, титаномagnetит, витерит и барит, бисмит.

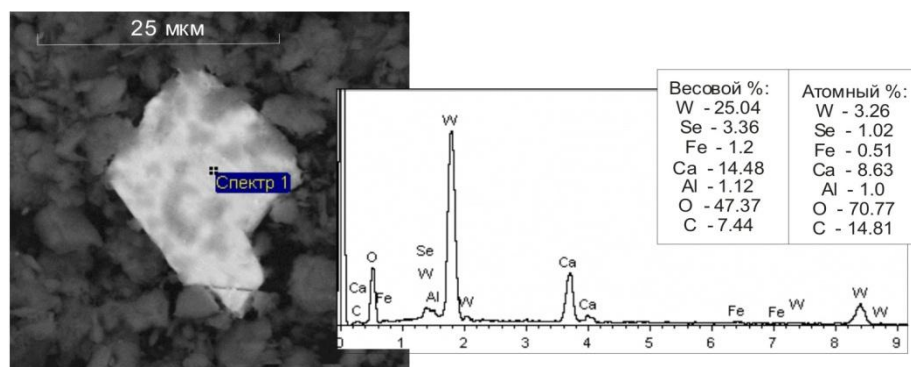


Рис. 4. Кристалл шеелита с примесью селена, железа в золе углей Сутарского проявления.

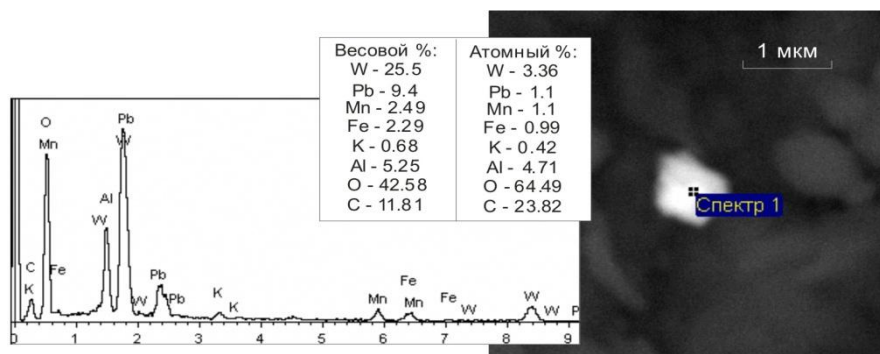


Рис. 5. Кристалл штольцита-вольфрамита в бурых углях Сутарского проявления.

Заключение

В бурых углях, золе и глинистых породах (тонштейнах) Ушумунского месторождения вольфрам локализуется преимущественно в самородной форме и в форме оксидов с примесью кобальта и хлора. В породах Сутарского проявления бурых углей отмечаются более распространённые минералы вольфрама: шеелит, вольфрамит, гюбнерит, ферберит, штольцит наряду со сложными микроминеральными образованиями со стронцием, с цирконом. Во всех случаях с микроминеральными образованиями вольфрама отмечаются самородные металлы (золото, Fe, Ti), интерметаллиды и другие минералы самых разных условий образования.

Современные исследования пород на уровне микромира позволили обнаружить необычные соединения W, в том числе и самородного вольфрама, в пеплах вулканов [1, 3], в изменённых породах и нафтидах газонефтяных месторождений [5, 6], в углях и золе углей [2, 4, 7, 8]. При этом всеми авторами отмечается одновременное присутствие соединений восстановительных и окислительных условий. Вольфрам относится к тем элементам, которые в самородном состоянии встречаются редко. Можно предположить, что формирование металлоносных угольных пластов происходило при активном воздействии глубинных флюидов и привнесении пирокластики вулканов.

При последовательном обогащении золы углей и извлечении ценных компонентов, в частности магнитной фракции, железный концентрат может содержать вольфрам, хром и некоторые другие легирующие металлы и являться, таким образом, хорошей присадкой к сталям.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00422); Программы Президиума РАН 42П «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (проект 12-I-P27-03).

Литература

1. Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Первые находки самородного вольфрама и серебра в продуктах эксгаляций Большого Трещинного Извержения Толбачика, Камчатка // Докл. АН. 2000. 373 А, № 6. С.1282-1285.
2. Ильенок С.С. Самородные элементы в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна. // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 65-71.
3. Карпов Г.А., Аникин Л.П., Николаева А.Г. Самородные металлы и интерметаллиды в пеплах действующих вулканов Камчатки и Исландии / Вулканизм и связанные с ним процессы: Конференция, посвящённая дню вулканолога, 2012 г., Петропавловск-Камчатский [сб. докл.]. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 183-187.
4. Лаврик Н.А., Ван-Ван-Е А.П., Литвинова Н.М., Комарова В.С., Коновалова Н.С. Вольфрам и его минеральные образования в бурых углях и золах юга Дальнего Востока // Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр: XII Международная конференция, 16-21 сент. 2013 г., Москва (Россия) – Занджан (Иран): [сб. докл.]. Москва: РУДН, 2013. С.523-525.
5. Лукин А.Е. О самородном вольфраме в породах нефтегазоносных комплексов // Доповіді Національної академії наук України. 2009. № 2. С. 121-130. / Электронный ресурс/
6. Лукин А.Е., Савиных Ю., Донцов В. О самородных металлах в нефтегазоносных кристаллических породах месторождений Белый Тигр (Вьетнам) // Геолог Украины. 2007. №2. С.30-42.
7. Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородного палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерквецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 26-38.
8. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI (Сводный заключительный). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2004. С. 453-518.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. - Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 538 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

М.В. Марчук, Л.А. Иванова, В.Я. Медведев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Чароит – уникальный сиреневый минерал, со времен своего открытия привлекает внимание не только специалистов, но и любителей самоцветов. На сегодняшний день известно единственное в мире месторождение чароита – «Сиреневый камень», приуроченное к Мурунскому щелочному массиву, расположенному на границе Иркутской области и Республики Саха. Сложная геологическая ситуация в районе чароитового месторождения, большое разнообразие здесь редких и уникальных образований способствовали возникновению противоречивых взглядов исследователей на происхождение чароита.

Несмотря на значительный объем проведенных за последнее время исследований, проблема генезиса чароитовой минерализации пород так и остается не решенной до настоящего времени. Существует несколько полярных мнений об условиях и механизме формирования чароитовых пород – от магматического генезиса до низкотемпературного гидротермального [1, 2]. Большинство исследователей отстаивают метасоматическую природу чароитов, другие придерживаются теории магматического происхождения чароитовых пород. Проблема генезиса Мурунского щелочного массива распадается на ряд генетических вопросов: состав исходной магмы, механизмы ее кристаллизации и дифференциации, особенности генезиса отдельных типов пород – карбонатитов, чароитов, торголитов, каритов и других.

В характере распределения чароитовой минерализации преобладают две основные тенденции: рост чароитовых агрегатов путем замещения вмещающих пород в твердом состоянии (метасоматоз) и формирование многочисленных секущих жильных тел сложной морфологии (формирование тел выполнения). Метасоматические признаки отмечаются всеми авторами, в то время, как для тел выполнения предполагается магматический (инъекции флюидизированного состава) либо гидротермальный генезис. Метасоматический генезис рассматривается как результат взаимодействия флюидизированного расплава с вмещающими породами разного состава, как взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающей средой или как взаимодействие щелочных интрузий с карбонатными вмещающими породами [1]. А.А. Конев, исходя из морфологии жильных чароитовых тел, их минералогического разнообразия, крупно- и гигантозернистой структуры, характера взаимоотношений с вмещающими породами, считал чароититы весьма сходными с пегматитами, выдвинув гипотезу об исходных флюидизированных расплавах.

Таким образом, необходимо отметить, что, несмотря на большой комплекс геологических исследований, поставленные выше вопросы однозначно не решены и вероятно не могут быть решены без применения других подходов, в том числе экспериментальных.

Ранее экспериментальные исследования условий образования, устойчивости, структуры чароита проводились рядом авторов. К.А. Лазебник [3] и E. Matesanz [4] исследовалась устойчивость чароита при отжиге. В температурном интервале 80–480° С Matesanz отмечены дегидратация чароита и уменьшение параметров элементарной ячейки. К.А. Лазебник по результатам исследований сделаны выводы об относительном постоянстве химического состава чароита, определены интервалы, при которых происходит дегидратация.

Д.С. Глюк [2] в экспериментах использовал чароит в качестве исходного материала для выяснения условий его стабильности в зависимости от химического состава минералообразующей среды. Эксперименты проводились в изотермо-изобарических условиях на установке с внешней регулировкой давления при температуре 550° С и давлении 100 МПа с последующей изобарической закалкой. Навеску исходного материала с добавками КОН, NaOH, KF, щавелевой кислоты и дистиллированной воды помещали в золотую ампулу, которая

запаивалась и помещалась в реактор. По результатам работы были сделаны следующие выводы. Во всех экспериментах отмечается образование силикатного расплава, однако полного плавления ни в одном случае достигнуто не было. Расплав в продуктах экспериментов представлен прозрачным стеклом, в котором заключены остаточные и, частично, новообразованные кристаллические фазы. Чароит устойчив только в щелочной среде при некотором избытке калия. Присутствие фтора в минералообразующей среде для образования чароита нежелательно.

Следует отметить, что концентрации щелочей, используемые в этих экспериментах, не приводятся. Не диагностирован и состав силикатного расплава, образование которого отмечено во всех опытах данной работы.

Для определения возможности существования чароитового расплава, исследования характера взаимодействия чароита с вмещающими породами и влияния флюидного режима на процесс взаимодействия были проведены эксперименты в области температур 500–800° С и давлений 1000 атм, длительностью до 100 ч.

Наши эксперименты проводились следующим образом: в платиновую ампулу диаметром 9-10 мм и объемом 7-9 см³ помещался истертый порошок чароита (р/ф анализ: чароит с примесью микроклина) с участка «Старый» месторождения «Сиреневый камень» массой 3 г следующего состава (ppm): As – 0,002; Ba – 2,021; La – 0,023; Ce – 0,039; Nd – 0,031; F – 1,095; P – 0,024; S – 0,05; Cl – 0,004; W – 0,0008; Ni – 0,0007; Cu – 0,016; Zn – 0,005; V – 0,004; Cr – 0,0007; Pb – 0,011; Sr – 0,47; Y – 0,006; Zr – 0,006; Rb – 0,013; Na – 3,9; Mg – 1,84; Al – 0,54; Si – 73,22; Ca – 16,1; Ti – 0,0150; Mn – 0,131; Fe – 0,17. На контакте с чароитом помещался образец калишпат-амфиболового лампрофира с этого же участка массой 0,3-0,5 г. В качестве летучих применялся водный раствор NaHCO₃ + KOH (концентрация 5 – 10%) объемом 2 см³, с соотношением K/Na = 1,375.

В экспериментах при температуре 500° С (градиент ~ 50° С), давлении 1000 атм, длительности 72 ч состав флюидной фазы изменялся от чистой H₂O до 5 и 10 % - (NaHCO₃ + KOH). После вскрытия ампул газовый хроматографический анализ показал следующий качественный состав флюида после экспериментов: для H₂O – присутствие H₂, CH₄, CO₂; для 5 %-раствора (NaHCO₃ + KOH) – CO; для 10 %-раствора (NaHCO₃ + KOH) – CH₄. В данном случае взаимодействия чароита с лампрофиром не наблюдается, происходит лишь осветление исходного чароита до белого цвета.

После экспериментов, проведенных при температуре 800° С (градиент ~ 50° С), давлении 1000 атм, длительностью 72–100 ч на контакте чароитового порошка с лампрофиром происходит пререкристаллизация чароита с образованием фаз различного состава, основной из которых является волластонит Ca₃(Si₃O₉) в виде прозрачных столбчатых кристаллов размером (0,4-1,2) мм × 0,15 мм (рис. 1).

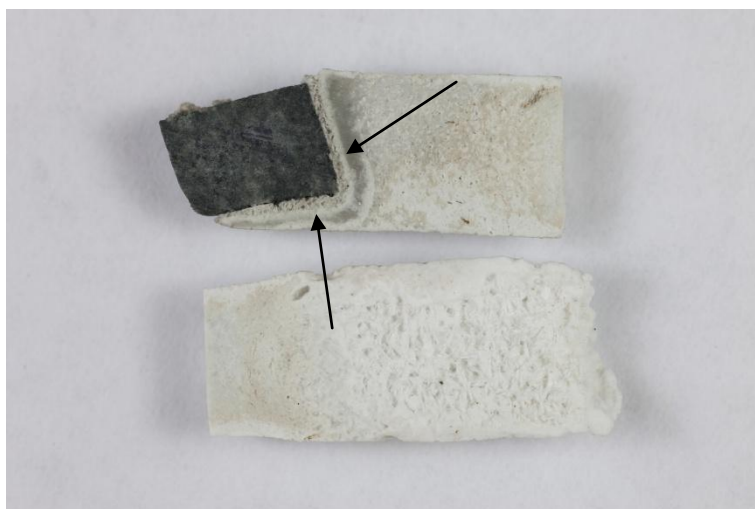


Рис. 1. Внешний вид образца и реакционная зона на границе чароита и волластонита, образованная после эксперимента.

В данных условиях происходит реакционное взаимодействие между чароитом и лампрофиром с образованием волластонита, чароита со следами кальцита, амфибола, афвиллита $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3 \cdot \text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Низкощелочных силикатных расплавов не образуется. В верхней части ампулы без взаимодействия с лампрофиром отмечается раскристаллизация чароита с образованием волластонита. Микрозондовый анализ реакционной зоны подтверждает ее сложное строение.

Таким образом, экспериментальные исследования в диапазоне температур 500–800° С, давлений 1000 атм, с введением в систему NaHCO_3 и KOH , длительностью до 100 ч образование силикатного расплава не подтвердили. Взаимодействие чароита с калишпат-амфиболовым лампрофиром в одной из исследованных систем Мурунского массива приводит к образованию полиминеральной реакционной зоны сложного состава. Влияние флюидного режима на процесс взаимодействия чароита с различными породами требует дальнейшего экспериментального изучения.

Литература

1. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. – 221с.
2. Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 140 с.
3. Лазебник К.А., Заякина Н.В., Лазебник Ю.Д. и др. Новые данные о чароите из метасоматических пород района Мурунского массива // Минералы эндогенных образований Якутии. 1977. С. 123 – 153.
4. Matesanz, Emilio; Garcia-Guinea, Javier; Crespo-Feo, Elena; et al. The High-temperature Behavior of Charoite // Canadian Mineralogist. 2008. V. 46. P.1207-1213.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕДНЫХ РУД ЗАПАДНОГО УЧАСТКА УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

С.Е. Мезенцев, М.В. Яхно

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Авторами было проанализировано распределение минеральных ассоциаций во вмещающих породах и рудных жилах на Западном участке Удоканского месторождения. Сульфидные руды представлены пирит – халькопиритовыми; и борнит – халькопирит – халькозиновыми минеральными ассоциациями. Эти ассоциации представляют собой просечки и прослойки согласно слоистости вмещающих пород, выступают в роли цемента в межзерновом пространстве во вмещающих породах и образуют секущие вмещающие породы жилы и прожилки кварц – сульфидного, собственно сульфидного состава и кварц – эпидотовые с сульфидами.

Руды Удоканского месторождения были разделены предшественниками [3] на три типа по минеральным ассоциациям: окисленные руды, представленные в основном сульфатами и в меньшей степени карбонатами меди; пирит – халькопиритовыми и борнит – халькозиновыми рудами. Однако стоит обратить внимание на их структурные и морфологические особенности.

В данной статье рассмотрены сульфидные типы руд, на примере образцов собранных в ходе работ на Удоканском месторождении.

Подготовлено и описано 29 полированных шлифов, 20 прозрачных шлифов вмещающих пород и изучено окала 80 образцов с рудными минералами. Образцы отбирались из керна скважин, со стенок штолен и с поверхности, в пределах Западного участка Удоканского месторождения (западный фланг месторождения).

При изучении образцов пород и руд Западного участка Удоканского месторождения были выделены пирит – халькопиритовые и борнит – халькопирит – халькозиновые минеральные ассоциации. Изучение распределения рудных минералов позволило выделить четыре типа рудных концентраций, которые условно могут быть названы структурными типами.

Первый тип представлен борнит – халькопирит – халькозиновой минеральной ассоциацией. Руды этой формы нахождения представляют собой массивные борнит халькозиновые руды, выступающие как бы в роли цемента во вмещающих песчаниках (Рис. 1).

Халькопирита очень мало, он выступает только в структурах распада в борните. Халькозин первой генерации, как первичный минерал образует мирмекитовые сращения с борнитом. Также присутствует халькозин второй генерации, как вторичный минерал, образованный в процессе замещения борнита по трещинам и по краям зерен. Халькозин и борнит замещаются ковеллином по трещинам. По всюду в виде отдельных аллотриоморфных зерен различных размеров присутствует магнетит первой генерации, который замещается гематитом.



Рис. 1. Массивная борнит – халькозиновая руда.

Сульфиды этой формы нахождения заполняют пустоты межзернового пространства в песчанике, как бы цементируя зерна вмещающих пород, но являются поздними по отношению к самой породе, в виду своих границ с ней. Этот вид мог образоваться в результате потока рудоносных флюидов по проницаемой зоне, образованной например, за счет выщелачивания карбоната из песчаника. Такие формы выделений четко видны на стенках штолен, юго-восточнее Западного участка, во всю высоту выработки. На самом участке такие руды пересечены скважинами, но уже менее мощные.

Второй тип представлен пирит – халькопиритовой и борнит – халькопирит – халькозиновой минеральными ассоциациями (Рис 2). Для пирит – халькопиритового типа руд важным структурным элементом является наличие тонких, экранирующих алевролитовых прослоек в песчанике, на контакте с которыми сконцентрированы аллотриоморфные зерна халькопирита в сростании с идиоморфными зернами пирита. В самих песчаниках встречаются аллотриоморфные зерна магнетита первой генерации. Прослойки представлены черными и серыми, тонкозернистыми алевролитами, небольшими по мощности и по простиранию, иногда прерывистые. Располагаются согласно слоистости и залегают горизонтально или субгоризонтально. Представляют собой серию таких горизонтальных прослоек через 5-10 см по разрезу. Согласно этим структурным особенностям рудные минералы образуют такую же серию, маломощных рудных просечек согласно слоистости.

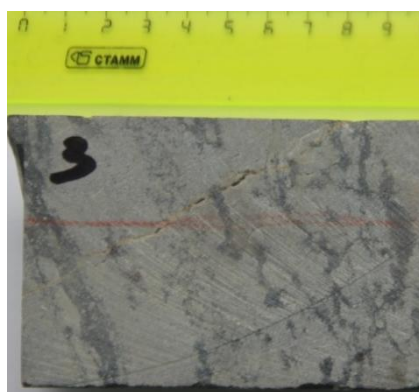


Рис. 2. Борнит-халькозиновая руда образующая просечки.

К этому же виду нахождения относятся и борнит – халькозиновые руды с халькопиритом. Для этого типа руд характерные структурные особенности немного отличаются. Это опять же тонкие сульфидные просечки, залегающие согласно слоистости пород, но уже не привязанные к контактам с алевролитами, а заполняющие пустоты в породе, которые вероятно так же обусловлены наличием тонких прослоев с выщелоченным карбонатным веществом.

Основным рудным минералом в этой форме нахождения и в этом типе руд является борнит, который по трещинам замещается халькозином второй генерации и далее этот халькозин замещается ковеллином. В песчанике присутствуют аллотриоморфные зерна магнетита, которые замещаются гематитом.

Третий тип представлен прожилками, но так как состав прожилков, и судя по всему их время образования различаются, они были разделены еще на три подтипа: кварц - сульфидные; собственно сульфидные и кварц – эпидотовые с сульфидами.

Наиболее распространенные из них кварц-сульфидные прожилки. Они представляют собой разрозненные секущие жилы мощностью от первых мм до 10см. В этих жилах рудные минералы представлены: борнитом; халькозином обеих генераций; в меньшей степени халькопиритом; ковеллином; магнетитом двух генераций и гематитом.

Основные и самые ранние минералы остаются те же, что и описанные в предыдущих структурных типах. Борнит и халькозин первой генерации, в борните остатки структур распада

халькопирита. Халькопирит также представлен в отдельных случаях самостоятельными, очень мелкими аллотриоморфными зернами в кварцевых жилах. Борнит так же по трещинам замещается халькозином второй генерации, который далее замещается ковеллином. Также присутствуют кварц сульфидные прожилки кварц-магнетит-гематитового состава, без основных медных минералов. В этих прожилках магнетит отличается радиально-лучистой формой зерен, и поэтому признаку выделяется вторая генерация магнетита. Сама же жила сопровождается аллотриоморфными зернами магнетита первой генерации. Магнетит обеих генераций замещается гематитом.

Собственно сульфидные прожилки характеризуются халькопиритом, борнитом халькозином второй генерации, ковеллином, магнетитом первой генерации и гематитом.

К данному типу относятся также отдельные сульфидные гнезда, схожие по своему минеральному составу с прожилками.

В отдельных случаях собственно сульфидные прожилки цементируют остроугольные обломки вмещающих пород и в отдельных случаях обломки более ранних кварцевых жил, образуя тем самым рудные брекчии (рис.3).

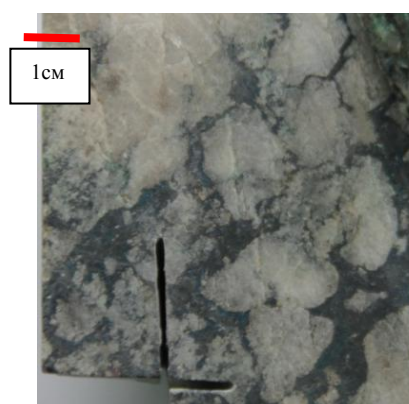


Рис. 3. Борнит – халькозиновая руда цементирующая обломки кварца.

Это указывает на возобновления тектонических процессов и образование новых рудоподводящих каналов. Основными и ранее образованными минералами здесь являются борнит и халькопирит. По трещинам борнит замещается халькозином второй генерации и ковеллином. В сростании с халькопиритом, в отдельных случаях наблюдается магнетит, который также замещается гематитом. Мощности таких прожилков варьируют от первых миллиметров до первых сантиметров

На месторождении и за его пределами широко развиты кварц-эпидотовые прожилки, за частую не несущие рудной минерализации, но в отдельных случаях с ними связаны борнитовые гнезда, которые по трещинам замещаются халькозином и ковеллином. Судя по всему это самые молодые жильные образования, пересекающие все остальные жилы и прожилки, распространяющиеся и за пределами Удоканского месторождения. Мощности таких прожилков варьируют от первых миллиметров до первых сантиметров

Все выше перечисленные прожилки широко распространены на месторождении и несут богатую медную минерализацию. Простираение их ориентировано в крест слоистости, падение субвертикальное. Также отличаются между собой и по времени образования, что отчетливо видно в образцах, где одни рудные прожилки пересекают другие.

Четвертый тип установлен в дайке габбро-диабазов, которая схожа по составу с известной Удоканской дайкой. В составе этой дайки также наблюдаются вкрапленные структуры основных рудных медных минералов. Халькопирит образует характерную структуру распада в борните, по трещинам образуется халькозин второй генерации.

Итак на основе изучения образцов руд и полированных шлифов было выделено девять основных рудных минералов и четыре «структурных» типа. Данные сведены в таблице 1.

Распределение минералов по формам их нахождения

Таблица 1.

Форма нахождения/ минералы	В межзерновом пространстве в породе	Согласно слоистости в породе	В секущих прожилках			В дайке габбро-диабазы
			Q-S	S	Q-Ep-S	
hp	+	+	+	+		+
p		+				
Br	+	+	+	+	+	+
hz (I)	+		+			
mg (I)	+	+	+	+		
mg (II)			+			
hz (II)	+	+	+	+	+	+
hm	+	+	+	+		
kv	+	+	+	+	+	

Структурные типы различаются между собой по возрасту образования, но анализируя каждый из этих типов, видно, что минеральный состав не изменяется. Исключением служит наличие пирита вкрапленного во вмещающую породу и образовавшего вместе с халькопиритом тонкие просечки согласно слоистости. Вторым исключением служит халькозин первой генерации, который встречается вместе с халькопиритом и борнитом в виде цемента в песчанике и в сростаниях с борнитом в кварц - сульфидных жилах. Третья особенность это наличие лишь в кварц – сульфидных жилах магнетита второй генерации. В остальном картина не меняется; во всех видах нахождения ранними и главными минералами являются борнит и халькопирит, которые замещаются халькозином второй генерации, следующие этапы замещения берет на себя ковеллин. Также во всех случаях имеет место магнетит первой генерации, который замещается гематитом.

Макротекстуры всех описанных выше пород: массивные, прожилковые, прожилково – вкрапленные гнездовые. Микроструктуры: структуры распада твердых растворов, структуры замещения и мирмекитовые структуры. Такие структурно - текстурные особенности указывают на генетическую связь рудных минералов с гидротермальной деятельностью.

Выводы: распределение минеральных ассоциаций и структурные типы руд указывают на неоднократное возобновление тектонической активности, которая сопровождалась последующим рудоотложением. Сейчас уже можно выделить три основных этапа тектоногенеза и рудогенеза: первый этап связан, конечно, с образованием общей структуры месторождения и благоприятной проницаемой зоны во вмещающих песчаниках, сопровождающийся далее отложением в этой зоне медных руд. Вторым этапом было образование серии секущих крутопадающих разрывных нарушений, которые в дальнейшем были залечены жилами и прожилками несущими рудную минерализацию. И на третьем этапе часть трещин была возобновлена, а часть новых трещин пересекла ранее залеченные. И вновь этап завершился отложением из богатых растворов рудных минералов в полостях новообразованных трещин.

Сходство минерального состава на всех этапах рудоотложения указывает на однородность первоисточника. Опять же количество разновременных этапов рудоотложения указывает на длительность процесса рудообразования.

Литература

1. Гонгальский Б.И., Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (северное Забайкалье), автореферат. – Москва , 2012г.
2. Кренделев Ф.П., Окисленные руды Удокана. – М.: Наука, 1987г. – 99с.
3. Наркелюн Л.Ф. и др., Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области. – М.: Чита, 2004г. – 515с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ РУД И САМОРОДНОГО ЗОЛОТА УСПЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАМБУКИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

А.В. Мельников¹, В.В. Карнаухов², В.П. Червов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ОАО ЗДП «Витязь», г. Благовещенск

Успеновское золоторудное месторождение расположено на правом берегу верхнего течения р. Малый Джуваскит, в бассейне правобережья р. Гиллой (рис. 1).

Месторождение открыто в 1917 г. старателями при отработке золотоносной россыпи. Эксплуатировалось шахтным способом 1917-1936 гг. добыто 470 кг учтенного золота. Дальнейшие геологоразведочные работы проводились в 1936, 1952-1954, 1961, 2006 гг. [1, 2, 3].

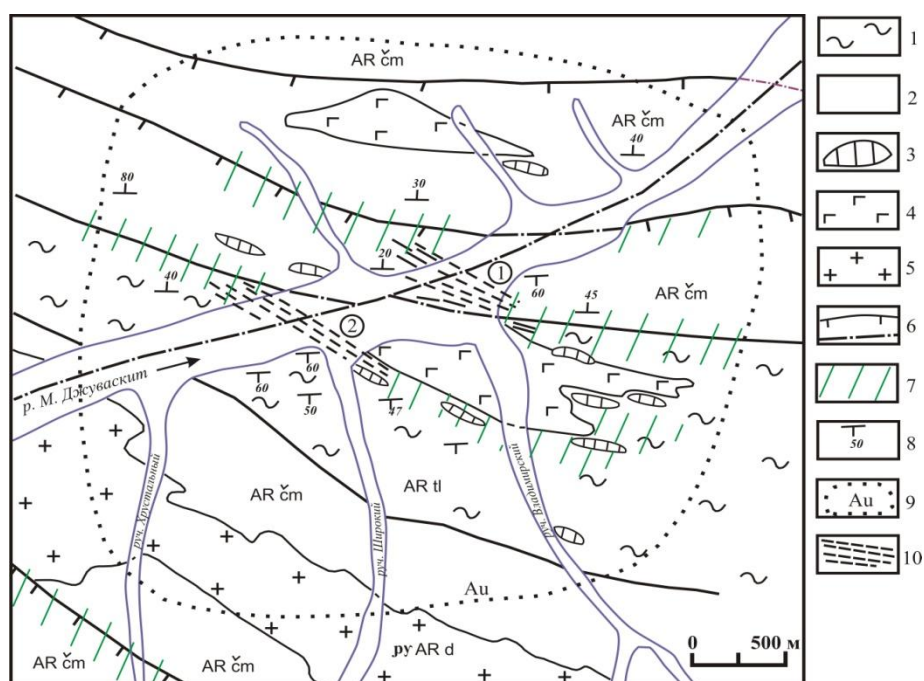


Рис. 1. Схема геологического строения Успеновского месторождения золота
1 – гнейсы и кристаллические сланцы талгинской свиты архея; 2 – гнейсы чимчанской свиты архея; 3 – дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров К₁; 4 – базиты и метабазиты, пермь; 5 – позднеархейские гнейсоплагиограниты древнестанового комплекса; 6 – разломы; 7 – зоны диафореза; 8 – элементы залегания пород; 8 – вторичный ореол золота; 10 – зоны кварцевых жил месторождения (1 – Владимирская, 2 – Успеновская).

В металлогеническом отношении месторождение расположено в пределах Золотогорско-Успеновской полиметалло-золоторудной зоны Дамбукинского золото-полиметаллового рудного района [1, 5].

В тектоническом отношении месторождение расположено в пределах западной части Дамбукинского метаморфического блока Становой складчато-блоковой области, сложенного метаморфическими образованиями архейского и протерозойского возрастов, прорванные гранитоидными и габброидными интрузиями и дайками докембрийского, палеозойского и мезозойского возрастов. Кроме того месторождение приурочено к узлу пересечения Джуваскитского северо-восточного и Успеновского северо-западного разломов в непосредственной близости от Желтулакской зоны разломов.

В геологическом строении месторождения принимают участие архейские породы талгинской и чимчанской свит, прорванных магматическими образованиями мезозойского лампрофирового, верхнепалеооийского перидотит-габбрового, раннепротерозойского сиенит-диоритового и древнестанового гнейсоплагиогранитного комплексов. В долинах и на террасах рек и ручьев развиты аллювиальные верхнечетвертичные террасовые и современные долинные и пойменные отложения [1, 2, 3].

Гидротермальные изменения на участке месторождения представлены диафторитизацией, окварцеванием, эпидотизацией и сульфидизацией вмещающих пород. Кроме того, выделяются горизонты и линзы магнетитовых кварцитов, перспективных на выявление крупнообъемного благороднометалльного оруденения. Среди диафторитов преобладают серицит-кварцевые и хлорит-амфибол-кварцевые разновидности. Часто встречаются также сульфидно-биотит-кварцевые, сульфидно-серицит-кварцевые, биотит-кварц-амфибол-хлоритовые, амфибол-кварц-полевошпатовые минеральные ассоциации.

Месторождение представлено несколькими жильно-метасоматическими диафторитовыми зонами, которые сгруппированы в две основные – Успеновскую и Владимировскую, из которых первая наиболее изучена канавами, шурфами и шахтами [1, 4].

Зона Успеновская выделяется среди рассланцованных роговообманково-биотитовых гнейсов и древнестановых гранитоидов. Азимут простирания её 230-280°, падение на юго-запад под углами 40-60°, мощность 80-250 м, установленная протяженность 550 м. Зона сложена низко- и среднетемпературными диафторитами и интенсивно окварцованными биотит-роговообманковыми и роговообманковыми гнейсами с включением пирита и халькопирита. Зона вмещает несколько кварцевых и кварцево-сульфидных жил и прожилков мощностью 0.2-1 м, протяженностью до 200 м. Содержание золота 0.5-70 г/т.

Зона Владимировская также прослеживается среди рассланцованных роговообманково-биотитовых и биотитовых гнейсов и древнестановых гранитоидов. Азимут простирания её 275-290°, падение на юго-восток под углами 55-60°, мощность 50-100 м, установленная протяженность 300 м. Она сложена низко- и среднетемпературными диафторитами серицит-кварцевого и хлорит-амфибол-кварцевого состава с сульфидной вкрапленной минерализацией (пирит, халькопирит, молибденит). Зона вмещает несколько кварц-полевошпатовых и кварц-сульфидных жил (мощность 0.1-0.3 м, длина 20-100 м) и линз (мощность 0.5-2 м, длина 20-40 м), а также линзы сульфидизированных метасоматических кварцитов. Содержание золота 0.2-40 г/т.

Предшественниками минералогический состав руд и метасоматитов месторождения изучен слабо, известно лишь что сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном и галенитом. Проба рудного золота и его морфология не изучались, сказано что «визуально проба высокая» и золотины средней крупности.

В 2012 г. ОАО ЗДП «Витязь» выдана лицензия на проведение геологоразведочных и эксплуатационных работ на Успеновском месторождении рудного золота.

В первый год на месторождении были проведены ревизионно-опробовательские работы, заключающие в себя расчистку старых горных выработок, маршрутное исхаживание участка месторождения, отбор штучных, геохимических и шлиховых проб.

В результате этих работ на месторождении отобрано порядка 200 штучных и геохимических проб из старых горных выработок и рудных отвалов шахт, а также 20 шлиховых проб из аллювиальных отложений поймы и террасы и протолок штучных проб (рис. 2).

Для изучения минералогического состава руд и метасоматитов почти все пробы были раздроблены до фракции + 1 мм. Из наиболее представительных образцов руд и метасоматитов были изготовлены полированные шлифы (аншлифы), которые в лабораторных условиях изучены под рудным микроскопом.

Минералогический состав руд и метасоматитов. Установлено, что рудные минералы представлены самородным золотом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, реже галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, молибденитом, магнетитом, смитсонитом, гидроокислами железа и марганца, еще в меньших количествах встречены касситерит, малахит, вольфрамит. В

аншлифах из серпентинизированных перидотитов отмечались пентландит и миллерит. Сульфиды составляют от 2 до 15% жильной массы.



Рис. 2. Образец штуфной пробы с видимым золотом и вкрапленностью сульфидов

Авторами при шлиховом опробовании аллювиальных, делювиальных и протолочковых проб были намыты многочисленные зерна самородного золота.

Из аллювиальных отложений, не затронутых старательскими работами (непосредственно в районе заброшенной добычной шахты) намыты зерна золота размером от 0.15x0.35 до 0.25x1 мм ярко-желтого и с зеленоватым оттенком цвета. Форма золотин различная: пластинчатая, уплощенная, комковидная, дендритовидная, проволоковидная, крючковатая. Проба золота варьирует от 750 до 956‰, в среднем – 845‰ (рис. 3).



Рис. 3. Самородное золото из шлиховых проб отвалов шахты

В шлиховых пробах из делювия старых канав встречены зерна золота размерами 0.01-0.5 мм. Они имеют неправильную форму и мелкоямчатую поверхность. Цвет их золотисто-желтый, иногда с красным и серебристым оттенком. Проба золота варьирует от 637 до 895‰, в среднем – 787‰.

Морфология самородного золота из протолочек штуфных проб диафторитов разнообразная, отмечаются зерна изометричной, комковидной, проволоковидной формы, реже отмечаются уплощенные кристаллы друзовидной, губчато-кружевной и стержневидной

формы. Цвет золотин светло-желтый. Размер от 0.9 до 3 мм. Проба золота от 799 до 882‰, средняя - 837.4‰. Основными примесями являются серебро и железо (рис. 4).



Рис. 4. Самородное золото из протоочки штучной пробы № 18

Проба рудного золота. Ранее проба золота не определялась, из отчета М.Т. Чудинова известно, что «визуально проба высокая». Нами из нескольких протолочковых проб №№ 1, 18, 19, 20, 21, 22, 23, были отобраны 7 навесок монофракций самородного золота. Атомно-абсорбционным методом (Аналитический центр минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН, лаборатория химического анализа) установлено, что проба самородного золота руд и метасоматитов Успенского месторождения варьирует от 799 до 882, в среднем составляет 837. Напомним, что средняя проба россыпи р. Малый Джуваскит – 909 и варьирует от 862 до 937.

Таким образом, проведенные исследования на Успенском золоторудном месторождении подтвердили промышленные содержания золота (до 7.01 г/т) в штучных и геохимических пробах. Впервые для месторождения установлена проба рудного золота, которая составляет в среднем 837 ‰. Основными примесями являются серебро и железо. Обнаружено «видимое» золото в образцах штучных проб, а также в шлиховых пробах из протолок. В дальнейшем рекомендуется провести геологоразведочные работы с использованием горнопроходческих работ (канавы, скважины), а также более детального изучения минералогического состава руд и метасоматитов и самородного золота.

Литература

1. Агафоненко С.Г., Яшнов А.Л., Козак З.П. и др. Отчёт о результатах геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 в пределах Дамбукинского золоторудного района (листы N-52-XIII, N-52-XIV). – Благовещенск: ОАО «Амургеология», 2008.- 665 л., 52 гр.пр.
2. Болтенков Г.С., Лошак Н.П., Афанасов М.Н. Отчет о специализированной геологической съемке и поисках масштаба 1:50 000 в бассейне р.Джуваскит (Лист N-52-49-B). - Хабаровск: ДВГУ, 1964. - 2 кн. - 215 л., 51 гр.пр.
3. Скатынский Ю.П. Отчет о работах Золотогорской партии в 1960 г. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-52-XIII. - Хабаровск: ДВГУ, 1961. - 205 с., 129 с., 22 гр.пр.
4. Чудинов М.Т. Отчет о работах Гилуйской экспедиции по поискам рудного и россыпного золота, проведенных в 1952-1954 гг. (правобережье среднего течения реки Гилуй). - Свободный: АГРК, 1955. - 3 кн. - 648 с., 72 гр.пр.
5. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область. Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2002. 194с.

ЗОЛОТО-СУЛЬФОСОЛЬНО-АНТИМОНИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ)

Н.В. Моисеенко¹, П.П. Сафронов², А.И. Дементенко¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Месторождение Пионер расположено в Северобуреинской зоне Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса на границе Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом. В районе месторождения верхнеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты контактируют с раннемеловыми гранитоидами Ольгинского массива. Золоторудную минерализацию сопровождают раннемеловые дайки диорит-порфиритов и андезитов Буриндинского комплекса. Восемь основных рудных зон месторождения связаны с системой разломов северо-восточного и северо-западного простирания и представлены крутопадающими линейными штокверками с прожилками и жилами кварца, полевых шпатов и карбонатов. Широко развиты брекчии на кварцевом и кварц-карбонатном цементе, вкрапленная и прожилковая сульфидная минерализация. Особенности золото-сульфосольно-антимонитовой ассоциации были установлены при изучении фактического материала Николаевской рудной зоны.

Из тяжелых концентратов усредненных проб извлекли самородное золото и сростки золота с другими минералами, которые были исследованы методом аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) на микроскопах EVO-50 XVP и EVO-40 XVP фирмы «Carl Zeiss», оснащенных энергодисперсионными рентгеновскими спектрометрами INCA Energy. Полированные аншлифы, приготовленные из образцов пробы, изучены на электроннозондовом микроанализаторе JXA-8100 (JEOL, Япония).

Золото-сульфосольно-антимонитовая ассоциация представлена кварцем, полевыми шпатами, сульфидами (арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит), антимонитом, сульфосолями Pb и Ag (джермсонит, цинкениит, бурнонит, миаргирит и т.д.), сурьмянистыми блеклыми рудами с серебром (тетраэдрит, фрейбергит), теллуридами золота и серебра (гессит, петцит) и самородным золотом. По данным минералогического анализа кварц и полевые шпаты составляют до 97% пробы, причем кварц доминирует, присутствуют слюды и карбонаты <1%, содержание рудных компонентов составляет не более 2%. Рудные минералы на 90% состоят из пирита и арсенопирита, меньше распространены сфалерит и антимонит, еще реже встречаются галенит, сульфосоли Sb, Pb и Ag, теллуриды золота и серебра и самородное золото. Среднее содержание золота по данным атомно-абсорбционного анализа – 5.2 г/т. Обнаружены отдельные зоны окварцевания, где содержание золота достигает 212 г/т.

Пирит – один из главных рудных минералов ассоциации. Часто пириты присутствуют в виде идиоморфных призматических кристаллов в кварц-полевошпатовой матрице. Распространены зональные пириты и эта зональность обусловлена примесью мышьяка (до 5.8%). Как правило, к контактам таких зон тяготеют микроскопические (1-5 мкм) и наноразмерные (<1 мкм) выделения галенита. Кроме галенита в виде микроскопических включений в пиритах есть сфалерит (5-25 мкм). Чаще всего пирит сростается с блеклыми рудами и сфалеритом. Встречаются кристаллы пиритов с золотом (Рис.1а, Таб.1). Арсенопирит вместе с пиритом является одним из главных рудных минералов. Диагностируется в виде правильных удлиненных кристаллов образующих гнездовидные или полосчатые скопления. Чаще всего арсенопирит можно наблюдать в ассоциации с антимонитом и сульфосолями Pb (Рис.1б, Таб.1), реже с блеклыми рудами.

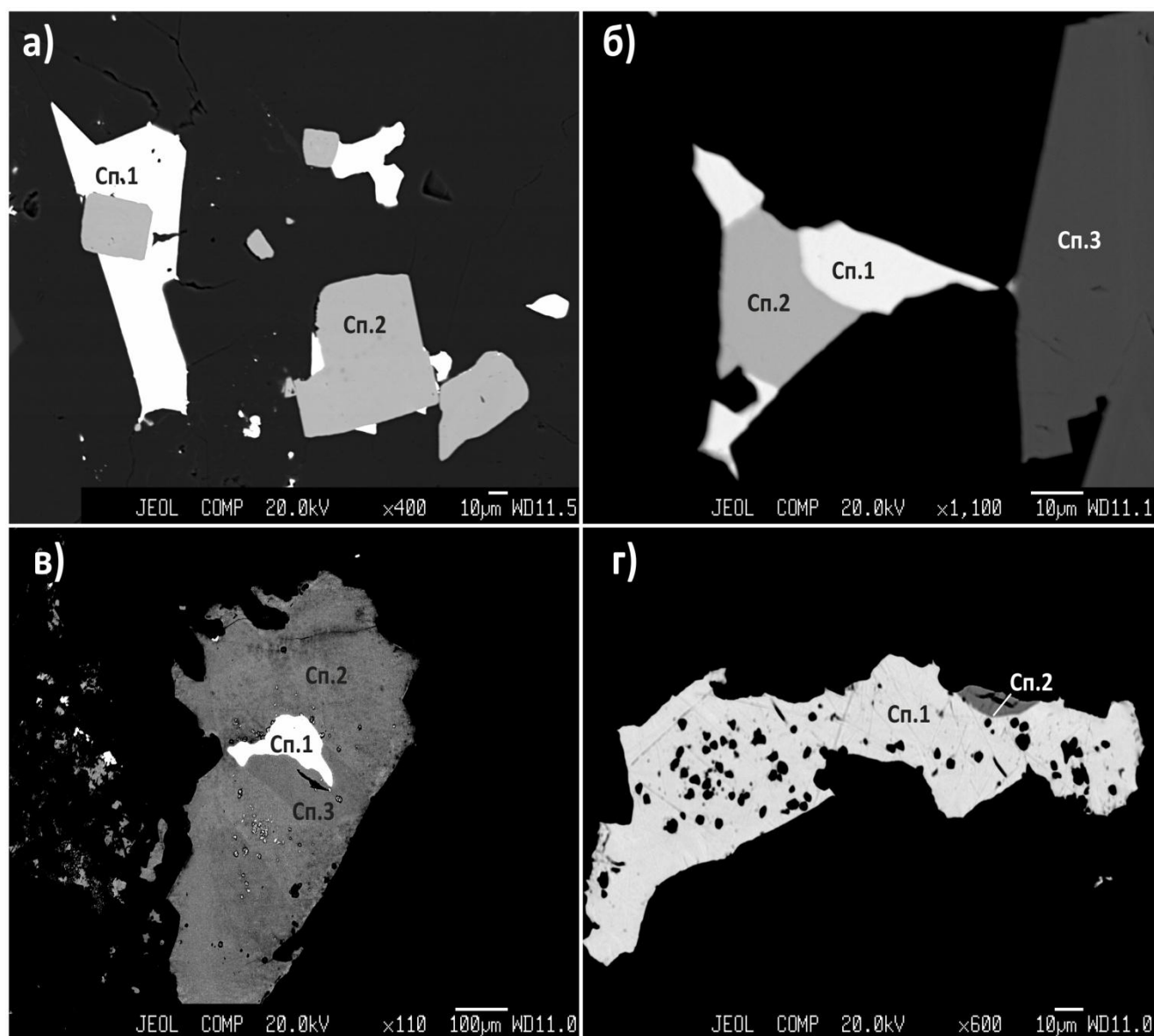


Рис. 1 а,б,в,г. Агрегаты рудных минералов: а) – кристаллы пирита (сп.2) с самородным золотом (сп.1); б) – срастание антимонита (сп.2), цинкениита (сп.1) и арсенопирита (сп.3); в) – самородное золото (сп.1) в микронеоднородной блеклой руде (сп.2; сп.3); г) кайма петцита (сп.2) по золоту (сп.1).

Таблица 1

Химический состав рудных минералов месторождения Пионер, масс. %

Рис. №	Sp	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Te	Au	Pb	Сумма
Рис.1а	1						15.30			84.87		100.17
Рис.1а	2	52.33	45.97			1.06						99.36
Рис.1б	1	22.52		0.55		1.10		42.29			32.11	98.56
Рис.1б	2	27.43				1.00		69.58				98.01
Рис.1б	3	20.18	35.46			45.06						100.7
Рис.1в	1						15.60			84.74		99.9
Рис.1в	2	23.21	2.84	25.70	3.85	1.95	17.28	23.84				98.67
Рис.1в	3	22.95	3.17	25.29	3.50	1.91	18.55	23.16				98.53
Рис.1г	1						15.08			85.30		100.37
Рис.1г	2						41.04		32.28	25.94		99.26

Сфалерит редко образует отдельные зерна, обычны каймы по блеклым рудам и на контакте блеклых руд и пирита. Очень часто к таким контактам приурочены выделения самородного золота. Характерной особенностью сфалеритов золото-сульфосольно-антимонитовой ассоциации является примесь железа (до 3.07%) и марганца (до 0.68%). Как было сказано выше, сфалерит в виде микроскопических фаз (1-5 мкм) сидит в пиритах и блеклых рудах. При изучении минералов методом АСЭМ было обнаружено зерно сфалерита в сростании с самородным золотом. По сфалериту развивается петцит и нанопленки самородной киновари.

Галенит обычно встречается в виде микроскопических и наноразмерных фаз в пиритах. Каймы галенита с примесью сурьмы и железа наблюдаются по цинкенииту, плагиониту, джемсониту и другим сульфосолям Pb. Галенит с антимонитом в виде тонких микроскопических и наноразмерных сростаний дают широкий спектр сульфосолей Pb с различными вариациями Pb и Sb, состав этих минералов не всегда укладывается в стехиометричные формулы. Антимонит присутствует в виде крупных таблитчатых кристаллов. Среди этих кристаллов находятся фазы сульфосолей Pb: джемсонит, цинкениит (рис.1б; Таб.1), плагионит, менегинит и т.д.

Блеклые руды распространены как в виде отдельных зерен, так и в сростках с сульфидами, сульфосолями, теллуридами и золотом. Разности блеклых руд, как правило - цинкистые Ag-содержащие тетраэдриты. Содержание серебра в них колеблется в пределах $Ag_{0.61}-Ag_{9.39}$ формульных коэффициентов (ф.к.). Отмечены микронеоднородные блеклые руды с золотом (рис.1в; Таб.1). Зональность в блеклых рудах является результатом колебаний содержаний Ag и Cu, а также полуметаллов Sb и As. В процессе замещения меди серебром растет количество сурьмы и уменьшается содержание мышьяка. При образовании золоторудного месторождения Пионер от более ранних ассоциаций к золото-сульфосольно-антимонитовой в блеклых рудах увеличивается роль серебра и сурьмы.

Андорит чаще всего находится в ассоциации с самородным золотом. Последнее либо образуется по андориту, либо андорит образует каймы по золоту. Иногда фазы андорита присутствуют на контактах блеклой руды и сфалерита, блеклой руды и пирита. Постоянными примесями в андоритах являются: марганец (до 0.52%), железо (до 1.36%), медь (до 2.31%), цинк (до 2.46%), мышьяк (до 0.36%) и золото (до 2.21%). Последнее, скорее всего, находится в самородном состоянии в виде микроскопических и наноразмерных включений в андорите.

В отличие от других продуктивных ассоциаций, где из теллуридов золота и серебра фиксировался только гессит, для золото-сульфосольно-антимонитовой ассоциации характерно наличие теллурида золота – петцита. Петцит и гессит срastaются друг с другом, с блеклыми рудами, сфалеритом и самородным золотом. В гессите встречаются участки, где самородное золото в виде тонких наноразмерных мirmekитовых сростаний существует вместе с гесситом и петцитом. Петцит в виде изометричных зерен или кайм (1-20 мкм) был зафиксирован с высокопробным золотом (рис.1г; Таб.1). В петцитах на контакте со сфалеритом и пиритом, содержится примесь цинка (до 2.17%) и железа (до 1.28%).

Впервые в этой ассоциации в виде включений в пирите обнаружены сульфотеллуриды серебра сложного состава, относящиеся, по всей видимости, к бенлеонардиту $Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$. Размеры включений в пирите от 8 до 30 мкм. Формулы включений представлены ниже: $(Ag_{7.30}Au_{0.16}Cu_{0.32}Fe_{0.18})_{7.96}(Sb_{0.68}As_{0.25})_{0.93}Te_{1.36}S_{3.75}$; $(Ag_{7.46}Cu_{0.33}Fe_{0.16})_{7.95}(Sb_{0.73}As_{0.18})_{0.91}Te_{1.37}S_{3.77}$; $(Ag_{7.28}Cu_{0.33}Fe_{0.19})_{7.80}(Sb_{0.76}As_{0.24})_{1.00}Te_{1.44}S_{3.76}$. Они демонстрируют по сравнению с идеальной кристаллохимической формулой бенлеонардита некоторый недостаток Te и избыток S. Это может быть связано с недонасыщенностью гидротермального раствора теллуrom на заключительных стадиях минералообразования.

Самородное золото находится в кварце, на контактах кварца с калиевым полевым шпатом, в сростаниях с пиритом, сфалеритом, блеклыми рудами (Zn-Ag содержащим тетраэдритом, фрейбергитом), сульфосолями Pb и Ag, теллуридами золота и серебра. Проба самородного золота колеблется от 750 до 942‰. Из примесей в золоте чаще всего встречается медь (до 6.1%). Наиболее высокопробное золото (932‰) было отмечено в сростках с бурнонитом и в

виде каймы (942‰) на границе самородного золота (773‰) и петцита. Методом АСЭМ в ассоциации с сульфoантимонитом свинца было обнаружено самородное золото необычных форм – пластинчатое, столбчатое, клиновидное и пленочно-плоскостное. Толщина этих образований не превышает нескольких сотен нанометров. Самородное золото и сульфoантимонит свинца образуют тесные прорастания друг в друге, что свидетельствует об их одновременном или близко одновременном отложении в рудоносной жиле.

Работа выполнена при финансовой поддержке конкурсных проектов: ДВО РАН № 12-III-A-08-182, РФФИ № 12-05-00738-а

ПРИРОДА МЕТАЛЛОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА И ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Г. Невструев

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

Обнаружение повышенных концентраций металлов платиновой группы (МПГ) в углеродистых породах привело к постановке широких научных и поисковых работ в регионах их развития. Исследования в основном направлены на выявление геохимической специализации потенциально рудоносных толщ, метасоматических изменений, геодинамической обстановки их формирования связи а также МПГ и золота с концентрацией углерода, сульфидами и другими минералого-геохимическими факторами. Различия в возрасте, положении в региональных геологических структурах, вещественном составе рудной минерализации оставляют открытым вопрос о факторах, приводящих к формированию самостоятельных либо комплексных месторождений благородных, цветных и черных металлов, связанных с углеродистыми толщами. Основным фактором различий химического состава осадков, с которыми связана различная рудная минерализация и их геохимическая специализация зависит в основном от региональных факторов, определяющих особенности условий осадконакопления в конкретных морских бассейнах [1]. Все это ставит вопрос о необходимости углубленного изучения углеродистых графитосодержащих пород с целью определения условий их возникновения и источников углеродистого вещества, как одного из факторов концентрирования благородных металлов в таких толщах.

Изучение геохимического состава различных осадочных пород и железо-марганцевых руд в пределах восточной части Буреинского массива и Ханкайского террейна, с привлечением опубликованных данных, позволяет наметить некоторые типичные характеристики металлоности пород и условий их формирования. Пробы отобраны из углеродистых сланцев Сутырской толщи, Кимканского железорудного, Южно-Хинганского железо-марганцевого, Орловского железорудного с марганцем, Тамгинского и Тургеневского графитовых месторождений и безрудных карьеров углеродистых пород в пределах Лесозаводского графитоносного района.

Углерод осадочных отложений в восточной части Буреинского массива имеет различный изотопный состав. Для сланцев сутырской толщи характерны значения $\delta^{13}\text{CVPDB}$ от -20,7 до -23,7‰, типичные для углерода биогенного происхождения. Сланцы кимканской толщи, за исключением одной пробы, имеют утяжеленный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{CVPDB} = -16,5 \pm 1,1$ ‰). При этом наблюдается последовательное утяжеление углерода от неизмененных сланцев к измененным и металлоносным (рудам железа). В последних зафиксировано наиболее низкое значение $\delta^{13}\text{CVPDB} = -9,5$ ‰). Утяжеленный изотопный состав углерода в породах кимканской толщи может быть обусловлен его образованием либо вследствие декарбонатизации в присутствии железа, либо за счет привноса тяжелого изотопа мантийного углерода из пород океанической коры в процессе ее гидротермального преобразования с формированием металлоносных осадков. [2]. Вывод о доминирующей роли углеродизации под действием восстановленных глубинных флюидов сделан исследователями на основании данных об утяжеленном изотопном составе углерода графитизированных разностей пород амфиболитовой фации северной части Ханкайского террейна [3].

Сравнение петрохимических характеристик различных месторождений мира с благороднометалльной минерализацией показало, что месторождения с минералами платиновой группы (МПГ) отчетливо различаются по сумме окислов калия и натрия (ЩМ) и их соотношениям. Для платиноносных руд, независимо от ведущего рудного элемента (урановые, ВIF, золотоносные и др.) она не превышает 3-4%, при резком доминировании калия. Для золотоносных типична высокая сумма щелочей при низком отношении K_2O к Na_2O [4].

В исследуемых объектах аналитическими методами (ICP-MS, электронный микроскоп) МПГ установлены в рудах и вмещающих железных рудах Кимканского и Орловского месторождений, а также графитоносном Тургеневском. ЩМ не превышает 2% при резком доминировании калия, что полностью соответствует петрохимическим характеристикам месторождений мира. Для них типична положительная аномалия европия, при отрицательной или отсутствии аномалии церия. Положительная аномалия европия свидетельствует об участии в формировании металлоносных осадков гидротермальных флюидов.

Для оценки условий формирования исходных осадков толщ использованы дискриминационные диаграммы $\text{La}/\text{Ce}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ.})$, $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ и $\text{La}/\text{Sm}-\text{Yb}/\text{Sm}$ и ряд других. Фигуративные точки углеродистых сланцев тяготеют к полям активных континентальных окраин при влиянии надсубдукционного вулканизма и гидротермальной деятельности (повышенные значения HREE), а также морской воды (слабая отрицательная аномалия Ce).

Необычна концентрация РЗЭ в породах отобранных из углеродистых сланцев вблизи п. Орловка (Ханкайский террейн). Графики (нормировано по PAAS) представлены ступенчатыми линиями с концентрациями LREE близкими к нормативным, круто последовательно уменьшающимися MREE и низкими (0,1 – 0,2) HREE. Под электронным микроскопом были обнаружены многочисленные мелкие (до 10 μm) выделения монацита обломочного вида, что, видимо, характеризует специфические локальные условия осадконакопления с участием терригенного сноса. Отсутствие или присутствие единичных зерен монацита в сланцах, отобранных в 6 км севернее, исключает вариант концентрации LREE из морской воды на этом участке.

Распределение и соотношения главных окислов и REE свидетельствуют о формировании отложений в гемипелагической обстановке, возможно, в субдукционном желобе. Именно здесь накопление преимущественно тяжелых лантаноидов, связанное с сильным влиянием надсубдукционного вулканизма и морской воды, может сочетаться с привносом продуктов размыва континента, отраженном на графиках низкими значениями отношения La/Ce и высокими Al/Fe . Впрочем, такие же условия могут создаваться и в центральных частях окраинных морей.

В пробах железистых сланцев Кимканского железорудного месторождения установлены низкие (<1 %) содержания глинозема, значения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ.})$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, близкие к таковым у рудоносных интервалов Тим-Ястребовской рифтогенной структуры с высокой платиноносностью, а также у никель-молибденовых с благородными металлами месторождений КНР в углеродистых сланцах. Такие характеристики типичны для подавляющего большинства металлоносных осадков современных срединно-океанических хребтов и зон субдукции. При этом показательно, что кимканские руды имеют положительную европиевую аномалию, которая характерна для гидротермальных отложений, проявляющихся в связи с офиолитами рифтовых зон океанов, от надсубдукционных, связанных с более кислыми магмами. В последних европиевая аномалия обычно имеет отрицательный характер. Поэтому наиболее вероятное место образования кимканских отложений – зона активной континентальной окраины или рифт в тылу вулканической дуги.

Для выяснения источников сноса при формировании осадков изученных толщ использованы отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ и $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$. Их анализ свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником сноса для были породы от кислого до среднего состава. На диаграмме $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ фигуративные точки выборки группируются в интервале составов от средних магматических пород до верхних горизонтов постархейской континентальной коры. Отсутствие обогащения цирконом свидетельствует в пользу того, что их образование за счет переотложения осадочных пород маловероятно.

С целью выяснения участия гидротермальных флюидов при формировании осадков изучаемых объектов использованы широко распространенные диаграммы К. Бострёмома (K.Boström), в основу которых положены соотношения Fe , Mn , Al , Ti [5].

На диаграммах отчетливо проявились некоторые общие и специфические черты металлоносных осадков и вмещающих пород.

Для Кимканского месторождения типичны интенсивно металлоносные осадки, с доминирующей железорудной минерализации, фигуративные точки проб которых попадают в поле BIF. Вмещающие слабо металлоносные толщи относятся к терригенным и пелагическим осадкам. Сходные петрохимические характеристики имеет и лондоковская свита, опробованная в пределах рудного поля.

Пробы из отложений Орловского месторождения характеризуется сравнительно меньшей металлоносностью, 12% из которых попадают в поле BIF, 24% в поле с участием гидротермальных флюидов и остальные в поле пелагических осадков или имеют промежуточные характеристики в отдельных случаях с существенно марганцевой минерализацией.

Южно-Хинганское железо-марганцевое месторождение имеет наиболее сложную характеристику. Наряду с рудами вмещающие породы имеют повышенную металлоносность (свыше 20-30%). В рудах выделяется три типа минерализации: BIF, существенно марганцевые и высокоглиноземистые железистые, которые можно трактовать как существенно магматические. По петрохимическим характеристикам и результатам микроскопических исследований в пределах рудного поля установлены криптовулканические породы (флюидизиты) с которыми видимо и связана магматогенная железорудная минерализация. К интервалам развития криптовулканических пород приурочена и повышенная Co-Ni минерализация, а также высокая углеродизация, в единичных пробах превышающая 10%. Таким образом, традиционная трактовка осадочного генезиса месторождения не находит подтверждения в петро- геохимических характеристиках.

Отложения прочих объектов слабо металлоносны и тяготеют к полям характеризующим терригенные и пелагические отложения.

Петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о том, что отложения в восточной части Буреинского массива и Ханкайского террейна формировались в пелагических условиях при участии гидротермальных флюидов и магматических процессов. В зависимости от интенсивности этих процессов сформировались руды различного качества или таковые отсутствуют. Следует подчеркнуть, что описанная в литературе связь благороднометалльной минерализации в углеродистых толщах с рифтогенными структурами подтверждается и для изучаемого региона.

Литература

1. Митрофанов Г.Л. и др. Критерии прогнозирования комплексного платино-полиметалльного оруденения в углеродистых осадочных формациях./Платина России. //Сб. науч. трудов. - Т. VI. М.: ООО "Геоинформмарк", 2005. 320 с.
2. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Геохимическая характеристика углеродистых толщ восточной части Буреинского массива, несущих благороднометалльную минерализацию // Тихоокеанская геология, 2014, №2. С. 3 – 15
3. Ханчук А.И., Плюсина Л.П., Руслан А.В, Лихойдов., Г.Г., Баринов Н.Н. Природа графитизации и благороднометалльной минерализации в метаморфитах северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геология рудных месторождений.-2013, Т. 55. № 4. С. 261 – 281.
4. Невструев В.Г. Петрохимические особенности черносланцевых толщ с благороднометалльной минерализацией // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения/Материалы всероссийской конференции 12-15 сентября 2011 г. Хабаровск, ИГиГ ДВО РАН, 2011 С. 204-207.
5. [Bostrum K.](#) The Origin and Fate of Ferromanganoan Active Ridge Sediments // [Stockholm contributions in geology \(Том 27, Выпуск 2\)](#)), Almqvist & Wiksell (distr.), 1973, 95 p.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТРОЛЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ

Е.В. Нигай

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Определение важнейших факторов контроля оруденения способствует выявлению новых рудных объектов. Поэтому целью выбранных нами исследований явился анализ тектонических и магматических факторов контроля благороднометалльного оруденения на примере Верхнего Приколымья, с использованием новейших данных по сейсмическому профилю 3-ДВ.

На схеме (рис. 1), составленной автором, представлено размещение основных структурных элементов Верхнего Приколымья. Наиболее древней является южная часть *Колымо-Омулевского поднятия* (КОП), сложенного позднекаледонскими карбонатно-терригенными образованиями с морской фауной силура и девона (брахиоподы, гастроподы, трилобиты и др.) и кварцитопесчаниками и сланцами рифея [2]. На юго-западе к КОП примыкает *Уяндино-Ясачненский блок*, состоящий из *Элекчанского* и *Лыглыхтахского* грабенов, заполненных среднеюрскими вулканогенно-терригенными осадками. К юго-востоку от них находятся *Балыгычанское поднятие* и *Сугойский синклиниорий*, сложенные терригенно-карбонатными и флишоидно-молассоидными толщами перми, триаса и юры [2]. *Иньяли-Дебинский синклиниорий*, выделенный Е.Т.Шаталовым в 1936 г. [5], сложен мощными терригенно-флишоидными отложениями триаса и юры. *Удско-Мургальский* вулканический пояс (УМВП), выделенный Л.М.Парфеновым в 1983 г., характеризуется широким развитием юрско-меловых прогибов и кайнозойских впадин, часть которых подтоплена морем.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) - относительно молодая тектоническая структура, выделенная в 1940 г. С.В.Обручевым как *Охотско-Чаунская дуга* (на его схеме простиралась до Чаунской губы). По В.Ф.Белому активное развитие ОЧВП началось в конце апта и продолжалось около 25 млн. лет, вплоть до турона [1]. По Л.М.Парфенову юго-западная часть ОЧВП появилась в виде островов в неокоме, а северо-восточная - в начале альба. УМВП и ОЧВП развивались как островные дуги, с палеозоной Беньофа [3] и переходным типом земной коры. На юге граница между ОЧВП и УМВП в Приохотском секторе проходит по Челомджа-Ямскому разлому, а на юго-востоке – по Арбутлинскому разлому. Развитие УМВП началось с конца перми и продолжалось до готерива, о чем свидетельствуют данные по возрасту вулканогенно-терригенных пород [3].

Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб (БСНП) – объект изучения многих исследователей, подробно описанный В.К. Политовым [4] в 1972 г. Прогиб формировался вдоль Омсукчанского глубинного разлома, заложение которого произошло задолго до начала заполнения осадками. Развитие БСНП в виде рифта с заполнением обломочным и вулканогенно-осадочным материалом началось в апте, на что указывают данные по возрасту отложений, определявшихся изотопно-геохимическими и др. методами. Граница БСНП с Сугойским синклиниорием и Балыгычанским поднятием проходит по Маякско-Булуурскому разлому, а южная граница - по Арбутлинскому (рис.1).

К новым данным относится выделение Мылгинского и Усть-Омчугского разломов по результатам сейсмического зондирования полосы профиля 3-ДВ. Долгоживущие разломы по результатам ГСЗ за 2014 г. трактуются как мантийные (Умарский, Мылгинский – рис.1).

Вдоль разломов происходило заложение грабенообразных структур, рифтов, развивались прогибы (Балыгычано-Сугойский, Лыглыхтахский, Элекчанский и др.). Дуговые и кольцевые разрывы обрамляют контуры вулканоструктур. Скрытые разломы, «прорастаемые» снизу вверх, выявленные ГСЗ, расчленяют Балыгычанское поднятие и зону его стыка с Иньяли-Дебинским синклиниорием. Расположены друг от друга с «шагом» в 50-75 км. Выделялись Р.Б.Умитбаевым, В.С.Чуриным, В.М.Кузнецовым.

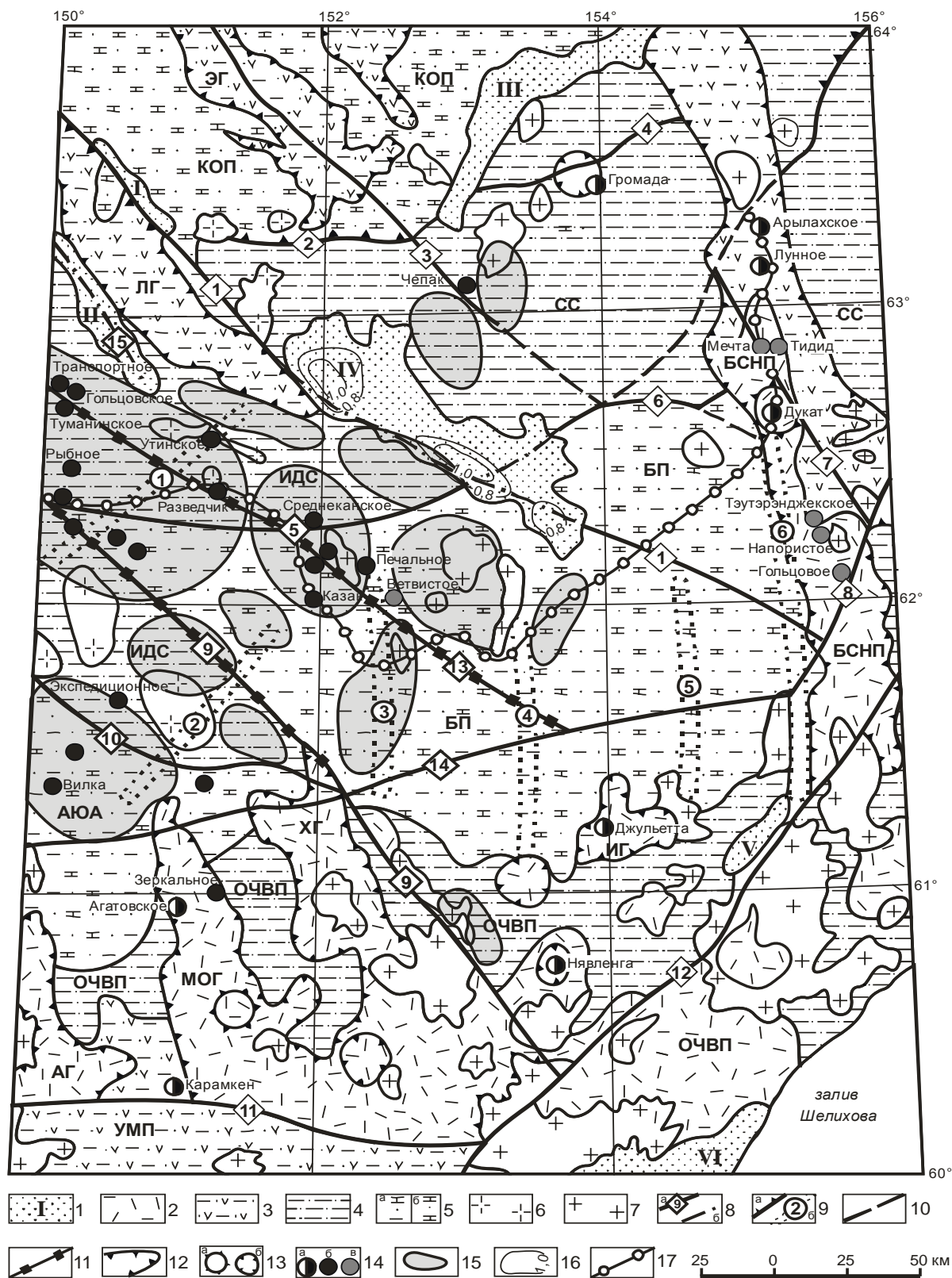


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Верхнего Приколымья, с данными по благороднометалльному оруденению. 1 – кайнозойские грабенообразные впадины: I – Верхнесударская, II – Купкинская, III – Усть-Балыгычанская, IV – Сеймчано-Буюндинская, V – Верхнекупкинская, VI – Тахтоямская. Структуры *тихоокеанского тектогенеза* (2-4): 2 – меловые грабенообразные вулканогенные прогибы и рифты: АГ – Арманский, МОГ – Малтано-Ольский, ХГ – Хетинский, ИГ – Иवानьинский, БСНП – Балыгычано-Сугойский; 3 – вулканогенно-осадочные образования средне-позднеюрские Уядино-Ясачненского пояса (ЛГ – Лыглыхстахский грабен, ЭГ – Элекчанский грабен) и юрско-меловые Удско-Мургалского пояса (УМП); 4 – позднетриасовые и юрские терригенно-флишoidные и молассoidные образования, слагающие Иньяли-Дебинский синклиниорий (ИДС) и Сугойский синклиниорий (СС). Структуры *герцинского и каледонского тектогенезов*: 5 – а) терригенные и терригенно-карбо-

натные толщи перми и триаса (*герциниды*) Аян-Юрхского антиклинория (АЮА) и Балыгычанского поднятия (БП); б) терригенно-карбонатные и карбонатные толщи ордовика, силура и девона (*каледониды*) Колымо-Омулевского поднятия (КОП). Гранитоиды: 6 – позднеюрско-раннемелового этапа активизации предположительно коллизийного типа; 7 – ранне- и позднемелового этапов активизации. Разломы: 8 – а) основные: 1 – Улаханский, 2 – Долинный, 3 – Арга-Тасский, 4 – Ветровой, 5 – Правооротуканский, 6 – Кырчанский, 7 – Кэнский, 8 – Верхнетальский, 9 – Умарский (Дебинский), 10 – Чай-Юрьинский, 11 – Челомджа-Ямской (Магаданский), 12 – Арбутлинский, 13 – Мылгинский, 14 – Усть-Омчугский, 15 – Дарпир; б) разломы под рыхлыми отложениями. 9 – а) разломы надвигового типа, б) скрытые разломы: 1 – Детринский, 2 – Бохапчинский, 3 – Хурчан-Оротуканский, 4 – Танья-Нурский, 5 – Нельгасиг-Кырчанский, 6 – Маяжско-Булурский; 10 – линии предполагаемых разломов; 11 – мантийные разломы по данным ГСЗ. 12 – контуры рифтовых и грабенообразных структур; 13 – вулканотектонические структуры: а) купольные, б) депрессионные. Месторождения: 14 – а) золото-серебряные; б) золоторудные, в) серебродные. 15 – золоторудно-россыпные районы и узлы. 16 – мощность рыхлых отложений. 17 – профиль 3-ДВ.

По данным Госгеолкарты [2] прогиб испытал три периода активизации: в раннем мелу (апте), альб-сеномане и позднем мелу (турон-кампане), на что указывают данные по возрасту свит. Низы разреза выполнены вулканогенно-терригенными осадками (аскольдинская, арылахская, уликская, галимовская, айгурская, топтанская, зоринская свиты), мощность которых в сумме составляет более 5 км. На границе альба и сеномана происходили процессы магматизма в виде излияния лав среднего состава, отложения туфов, игнимбритов андезитов и андезибазальтов каховской и таватумской свит внедрения быстринских интрузий диорит-гранодиоритового состава. В начале сеномана произошло излияние андезит-базальтовой лавы, формирование туфогенных слоев надеждинской свиты и внедрение гранитоидов конгалинского комплекса. В конце турона – отложение туфов риодацитов, игнимбритов риолитов и риолитов шороховской свиты. В кампане – излияние базальтов и внедрение даек щелочных трахитов и трахибазальтов джагынского комплекса.

Охотско-Чукотский и Удско-Мургальский вулканические пояса – крупнейшие металлогенические структуры, в которых размещаются золото-серебряные месторождения вулканогенно-плутоногенного генезиса (Джульетта, Карамкен, Агатовское, Нявленга и многие др.). Малтано-Ольский, Арманский и Хетинский прогибы ОЧВП – структурно-петрологические аналоги БСНП меньших размеров. Отмечается сходство петрографического состава вулканогенных образований ольской и хольчанской свит, слагающих эти прогибы, с шороховской свитой БСНП, в т.ч. по петрохимическому составу (лавы, туфы, игнимбриты риолитов, риодациты повышенной калиевой щелочности).

Крупнейшим металлогеническим поясом Северо-Востока является Иньяли-Дебинский синклиний, представленный на изучаемой территории двумя южными ответвлениями. Он отличается высокой насыщенностью уникальными золотоносными россыпями (Чай-Юрьинская и др.), а также большим количеством золоторудных месторождений и проявлений, совместно образующих в этом поясе крупные рудно-россыпные узлы и районы (рис.1). В значительном количестве они размещены в западной части Балыгычанского поднятия. В месторождениях преобладает золото-кварцевый тип минерализации.

БСНП – уникальная металлогеническая зона, контролирующая размещение значительного количества месторождений золото-серебряной, оловорудной и серебро-полиметаллической формаций и их рудопроявлений. Это месторождения серебра и золота – Дукат, Арылах, Лунное; серебра и полиметаллов – Тидид, Мечта, Тэутэрэнджекское, Гольцовое, Напористое (рис.1); олова, золота, серебра и кобальта – Галимовское (с промышленно интересными содержаниями Au, Ag, Co) и др. В Малтано-Ольском вулканогенном грабенообразном прогибе размещаются золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен (рис. 1), сереборудные месторождения Ущельное и Финиш, в чем проявляется определенное металлогеническое сходство с Балыгычано-Сугойским прогибом.

Многие месторождения находятся в зонах влияния разломов. Карамкенская рудоносная палеокальдера размещается в зоне Челомджа-Ямского разлома. Серебро-золоторудное месторождение Арылахское приурочено к зоне Булурского разлома в БСНП. На многих объектах рудные столбы в зонах пересечения мелких разрывов содержат основное количество металла. В зоне влияния глубинных разломов мантийного заложения, выявленных ГСЗ в полосе

профиля 3-ДВ, находится основная масса золоторудных месторождений и золоторудно-россыпных районов и узлов.

Магматизм Приколымья проявился на больших площадях. По данным Госгеолкарты [2] устанавливается шесть основных его этапов: поздняя пермь – ранний триас, поздняя юра, поздняя юра - неоком, конец раннего – начало позднего мела, поздний мел, миоцен. Пермско-триасовые интрузии представлены дайками субщелочных габбро-долеритов чебукулахского комплекса. В отложениях верхоянского комплекса (пермь-триас), залегающего в основании ОЧВП, известны проявления золото-кварцевой формации [2]. Миоценовые экструзивные купола оливиновых меланефелинитов – наиболее поздние щелочно-базальтоидные магматические образования юго-востока Приколымья. Собранные нами данные по возрасту золотого, золото-редкометалльного (Чепак) и золото-серебряного оруденения указывают на три главные эпохи благороднометалльного оруденения в юго-восточной части Приколымского региона: позднеюрско-раннемеловую, раннемеловую и позднемеловую.

Магматический контроль благороднометалльного оруденения прослеживается на примере ряда месторождений. Например, месторождение Агатовское сформировано в окварцованных андезитах и долеритах момолтыкичской свиты, прорванной верхнемеловыми дайками риолитов; Карамкен - в поле развития верхнемеловых андезибазальтов, на контакте с дайками гранитоидов. Магаданские геологи отмечают, что к зонам контактов риолит-дацитовых штоков с андезитами жерловой фации тяготеет наиболее продуктивное оруденение [2]. Месторождение Громада размещено в самой интрузии, в зоне дробления и сульфидизации прожилково-жильного типа, трассирующей массив быстринских гранодиоритов. Среднеканская Дайка, Утинское и Штурмовское месторождения - это крупные протяженные золотоносные дайки.

Тектонические блоки Верхнего Приколымья играют важную роль крупных металлогенических дифференциатов благороднометалльного оруденения. Золоторудные объекты контролируются Иньяли-Дебинским синклиниорием и западным блоком Балыгычанского поднятия; золото-серебряные - Малтано-Ольским, Нявленгинским, Иваньинским грабенообразными прогибами ОЧВП, серебро-золоторудные с оловом и полиметаллами - Балыгычано-Сугойским наложенным прогибом. Объясняются данные факты разным составом терригенных пород и внедренных в них магматических тел. Важную роль в формировании благороднометалльного оруденения сыграли глубинные разломы мантийного происхождения, выделенные по новейшим данным в связи с текущими работами по сейсмическому профилю 3-ДВ. Магматические факторы контроля золотоносной минерализации подтверждаются приуроченностью ее к позднеюрским и раннемеловым интрузиям, дайкам и штокам малых интрузий, зонам контактов интрузий с вмещающими породами. Золото-серебряные месторождения, как правило, сформированы в позднемеловых вулканоструктурах, сложенных андезит-дацитами и трахириодацитами нормальной и повышенной калиевой щелочности. Сереброрудные объекты формировались предположительно в наиболее поздних вулканоструктурах преимущественно кислого состава повышенной калиевой щелочности.

Литература

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист Р-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 271 с.
3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости // Тихоокеанская геология. 1983. №3. С. 3-22.
4. Политов В.К. Тектоническое развитие Балыгычано-Сугойского прогиба // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука. 1972. С. 56-72.
5. Шаталов Е.Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края. Мат. по изучению Охотско-Колымского края. Сер.1. Геология и геоморфология. Вып. 8.ОНТИ, 1937.

К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ СУТАРСКОГО И ПРИАМУРСКОГО ЗОЛОТОРОССЫПНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО С ПОЗИЦИЙ ОТКРЫТОСТИ–ЗАКРЫТОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Н.С. Остапенко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Рассматриваемая территория располагается в отрогах хребта Малого Хингана на территории Еврейской автономной области между Транссибом и долиной р. Амур. В геологическом отношении она представляет собой выступ метаморфических пород раннего протерозоя юго-восточной части Буреинского срединного массива с наложенными на них терригенно-карбонатными комплексами рифея – кембрия, дислоцированными в складки субмеридианального простираия. Эти комплексы пород прорваны крупными массивами гранитоидов раннего палеозоя (диориты, гранодиориты, плагиограниты) – Сутарским и Приамурским той же субмеридианально-северовосточной ориентировки. Гранитоидно-метаморфический блок был активизирован в среднем палеозое (внедрились тела двуслюдяных турмалиновых гранитов калиевой серии) и в меловое время. Тектоно-магматическая активизация этого времени проявилась вдоль глубинного разлома, контролировавшего внедрение тел раннепалеозойского гранитоидного комплекса.

Несмотря на доступность этой территории по причине её слабой обнажённости и значительной перекрытости рыхлыми отложениями кайнозоя, она пока ещё геологически слабо изучена и опоискована. Тем не менее, здесь известны промышленные оловорудные месторождения (севернее), месторождения железных и марганцевых руд, графита и брусита. Ещё в XIX веке здесь было выявлено значительное число богатых россыпей золота, которые были выработаны в прошлом веке. В общей сложности за всё время отработок было добыто около 10 т россыпного золота. В районе известно лишь одно рудопроявление – Гора Лысая, представленное маломощными жилами и прожилками кварца с сульфидами и золотом, и ряд рудных точек. Россыпи и шлиховые ореолы золота сосредоточены компактно в двух районах – в бассейне р. Сутара и южнее рек Старикова и Помпеевка. Россыпи размещаются, в основном, в границах крупных интрузивных гранитоидных тел раннепалеозойского возраста и по их периферии. Это послужило основанием для некоторых исследователей считать таковым (т.е. палеозойским) и возраст коренных источников для россыпей [2,5,6,7] и даже более древним [1], по причине обнаружения золота в рудах Fe (железистых кварцитах).

Исследователи [5,6,7], по общегеологическим и поисковым данным, считают этот район перспективным на обнаружение палеозойских золоторудных месторождений золото-кварцевой, золото-платино-черносланцевой, золото-сульфидной формации. Но, при этом, конкретные границы локальных перспективных площадей на рудное золото ими не обоснованы.

На основе анализа имеющихся геологических, геофизических и поисковых материалов, мы попытались приблизиться если не к локальному, то к среднемасштабному прогнозу этой территории на рудное золото. Наш подход к прогнозированию состоит в следующем. Во-первых, оценивался наиболее вероятный возраст золотого оруденения. Затем оценивалось в каких структурах (по степени открытости–закрытости рудолокализирующих систем) могло формироваться оруденение; место локализации оруденения в геологическом разрезе; возможная глубина распространения; степень эродированности.

Большинство известных крупных месторождений золота Мира, и Приамурья в том числе, формировались в положительных структурах под экранами толщ слабо проницаемых пород [3]. Не является исключением и рассматриваемый район. Исходя из его геологического строения и предполагаемого нами мелового возраста оруденения, роль вмещающих пород и особенно роль экранов могли выполнять сланцевые и карбонатные толщи кембрия, рифея и протерозоя. То, что доминирующая часть россыпей приурочена к выходам крупных тел раннепалеозойских гранитоидов, позволяет считать их тоже рудовмещающими. Рудоконтролирующими для этого

района мы считаем гранитоидные купола, сформировавшиеся под вмещающими их дислоцированными метаморфическими толщами кембрия – рифея – протерозоя. Раннепалеозойские гранитоидные массивы сформировались в зоне глубинного разлома субмеридианального-северо-восточного простирания. Последующая высокая динамичность развития этого района в период среднепалеозойской активизации (внедрение двуслюдяных калиевых турмалиновых гранитов PZ_{1-2}) и позднемезозойской (поля даек и малые интрузии мелового возраста) придали раннепалеозойским гранитоидам повышенную деформированность и проницаемость.

Наличие на современной поверхности серии полей даек мелового возраста в контурах гранитоидных массивов позволяет предполагать наличие на глубине магматических камер этого времени. Пространственная ассоциация ареалов россыпей золота с полями даек (рис. 1) свидетельствует о генерации этими очагами дифференциатов (дайки, штоки) и рудоносных флюидов. Это свидетельствует о наиболее вероятном меловом возрасте золотого оруденения в этом районе. Подчеркнём, что на прилегающей с запада и юга территории Китая, с аналогичным геологическим строением и комплексами пород, известны многочисленные месторождения золота жильного и порфирового типов, связанные именно с телами меловых магматитов [4]. Дайковые поля рассматриваются нами как индикаторы каналов повышенной проницаемости флюидов от магматических очагов и, по аналогии с месторождением Токур, как индикаторы приэкранных уровней магматогенно-гидротермальных систем.

С позиций мелового возраста золотого оруденения района все более древние породы являлись для них рудовмещающими. Мезозойское золотое оруденение могло сформироваться в надочаговом пространстве в связи с глубинными разломами среди деформированных гранитоидов в купольных частях массивов, и среди вмещающих их дислоцированных пород осадочно-метаморфических комплексов в широком интервале глубин от гипабиссальных до малоглубинных. В случае отсутствия такового чехла (вследствие его эродированности ко времени рудоформирования), оно могло сформироваться среди слабо нарушенных гранитоидах в выклинивающихся к поверхности крутозалегающих и пологих трещинах в виде жильных тел и прожилково-вкрапленных зон. В куполах гранитоидных массивов под экранами метаморфических сланцев и карбонатных пачек и в контактовых зонах вполне могла сформироваться аналогичная минерализация. В экранирующих пачках контрастного переслаивания в антиформах терригенно-карбонатных толщ вполне могли сформироваться стратиформные тела с прожилково-вкрапленной минерализацией. Сульфидная и кварцевая минерализация с золотом этого времени могла наложиться на любые породы, в том числе на железистые кварциты. Наиболее перспективны участки незэродированные и мало эродированные в послемеловое время, однако, без детальных исследований выявить такие участки весьма сложно.

То, что из россыпей рассматриваемых золотоносных узлов добыто около 10 т учтённого золота (возможно, было добыто больше), не сравнимо, например, с Дамбукинским районом (добыто около 200 т). Но и там, и здесь существенных рудных объектов пока не выявлено. Приведённые данные можно воспринимать как аргумент малой значимости рудной минерализации в этом районе, а можно считать их показателем малой эродированности потенциальных рудных объектов в послемеловое время (несмотря на наличие палеогеновой поверхности выравнивания и кор выветривания [7]) и, соответственно, показателем перспективности территории на рудное золото.

С вышеизложенных позиций наиболее перспективными мы считаем три площади:

1 – левобережье р. Сутары в междуречьи рек Русская и Сутара; 2 – водораздел в истоках трёх речных систем – правых истоков р. Сутара, реки Старикова и р. Л. Биджан; 3 – участок Южный в истоках рек Манчжурка и Берёзовая (рис. 1).

Судить определённо об уровне эрозионного среза территории и ее участков как к моменту рудообразования в меловое время, так и в послерудный период, весьма сложно. По некоторым геологическим признакам можно дать лишь их сравнительную оценку эродированности.

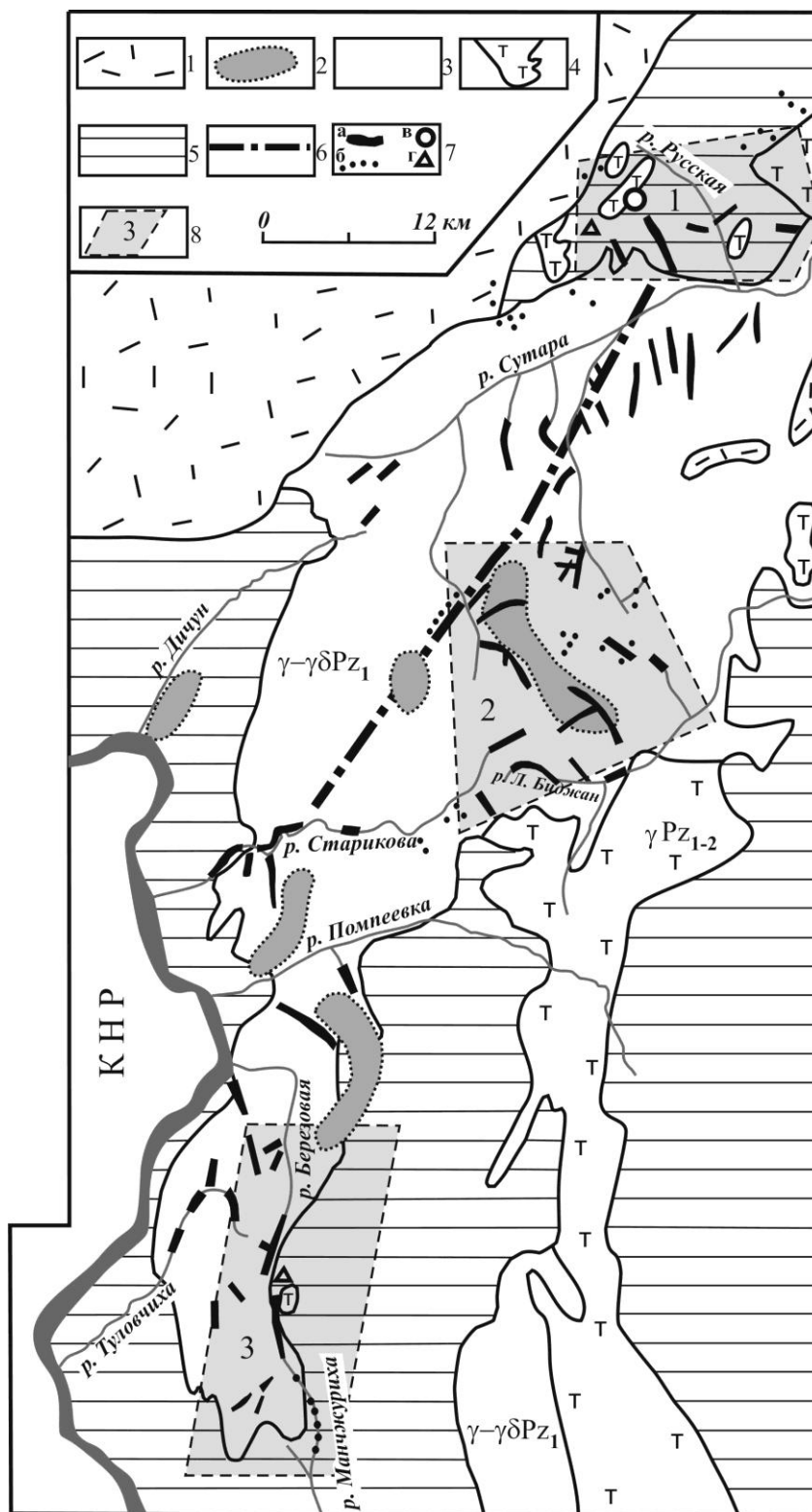


Рис. 1. Схема геологического строения и золотоносности Малого Хингана (по материалам [4])

1 – вулканы Хингано-Олонойской ВТС; 2 – поля порфировых даек мелового возраста; 3 – раннепалеозойские гранитоиды ($\gamma\text{-}\gamma\delta\text{Pz}_1$); 4 – двуслюдяные турмалиновые граниты (γPz_{1-2}); 5 – метаморфические комплексы раннего протерозоя-рифей-кембрия амурской и хинганской серий; 6 – осевая линия гравитационного минимума; 7 – проявления золота: россыпи (а), шлиховые потоки (б), рудопоявление Гора Лысая (в), прочие рудопоявления (г); 8 – перспективные, наименее эродированные, участки на рудное золото: 1 – Сутарский, 2 – Водораздельный, 3 – Южный.

Приамурский гранитоидный массив от поверхности до глубины 3 км по геофизическим данным [6] наклонён на ЮВ. Следовательно, оруденение, породившее россыпи р.Манчжурка и р.Берёзовой, следует искать в относительно узкой меридианальной полосе гранитоидов висячего бока этого массива под экраном метаморфики, а также в прилегающих к нему карбонатно-сланцевых отложениях рифея-кембрия.

Другим наименее эродированным участком является Сутарский. Здесь, в зоне погружения северного контакта тела раннепалеозойских гранитоидов, деформированных при внедрении среднепалеозойских турмалиновых гранитов, сохранилась экранирующая толща пород рифея-нижнего кембрия, представленная углеродистыми песчано-глинистыми породами и мраморами союзненской свиты. Возможно, на эту территорию распространялось и поле меловых вулканитов, остатки которого известны на правом борту долины р. Сутара (рис. 1). Золотое оруденение здесь формировалось, предположительно, на двух уровнях – субвулканическом и малоглубинном (под экраном терригенно-карбонатной толщи и непосредственно в ней). В этом смысле рудопроявление Гора Лысая и прилегающие к ней территории являются малоэродированными, весьма перспективными на выявление жильного и жильно-прожилкового оруденения золото-кварцевой и стратиформного оруденения золото-черносланцевой формаций.

Участок Водораздельный сравнительно более эродирован, т.к. экран метаморфических пород, в основном, уничтожен эрозией. Имеются лишь мелкие фрагменты метаморфических пород. Здесь может быть выявлено золото-кварцевое оруденение в гранитоидах малоглубинно-гипабиссального уровня, тесно ассоциирующиеся с порфировыми дайками мела. Средний и малый послерудный уровень эрозии золотоносных территорий прогнозируется по распространённости порфировых даек мелового комплекса, парагенного золотому оруденению.

Для всех трёх участков характерно присутствие в россыпях неокатанного золота, а на Сутарском встречены его самородки. Эти участки заслуживают детального опробования и проведения оценочных работ.

Литература

1. Жирнов А.М., Горошко М.В., Моисеенко Н.В. Южно-Хинганский золото-железрудный гигант в протерозойском грабене Буреинского кратона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2012, № 2. С. 2-10.
2. Жирнов А.М., Мельников В.Д. Металлогения золота Малого Хингана // Геология и геофизика. 1998. Т.39. № 4. С. 445-456.
3. Остапенко Н.С. Открытые и закрытые гидротермальные системы и их рудный потенциал (сравнительный анализ) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии (сборник докладов). Вторая Всероссийская научная конференция 15-16 октября 2012 г., г.Благовещенск. Благовещенск, 2012. С. 124-127.
4. Хомич В.Г. и др. Благоприятное оруденение сопредельных территорий Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 8. С. 104-112.
5. Эйриш Л.В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 94-96.
6. Эйриш Л.В., Саксин Б.Г. Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 114-122.
7. Эйриш Л.В., Сорокин А.П. Коренные источники золотоносных россыпей Дальнего Востока России, степень их эродированности // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 62-75.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКЦИИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА НАД ВНЕДРИВШИМСЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНУЮ СИСТЕМУ МАГМАТИЧЕСКИМ СИЛЛОМ (СИТУАЦИЯ С-В ФЛАНГА ПОКРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода, С.И. Бородавкин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

При изучении Покровского золоторудного месторождения Приамурья геологами-разведчиками и исследователями (Н.И. Бараков, Н.Г. Власов, А.И. Дементенко, Ю.В. Кошков, Л.О. Сахьянов, В.Г. Хомич и др.) было подмечено, что его промышленные тела, размещающиеся выше силла дацита, тяготеют к периферии его основного гребневидного поднятия. Поэтому ими был сделан вывод о рудоконтролирующей роли этого магматического тела в качестве нижнего экрана флюидов. Проведенный нами анализ геологической обстановки и факторов рудолокализации на месторождении [1] позволил сделать предположение о активной рудоформирующей роли силла [2], вследствие продолжительного дополнительного теплового воздействия на гидротермальную систему от момента его внедрения до закристаллизации и остывания. Для проверки этого предположения в 2012-2014 годах нами была проведена серия экспериментов на физических моделях фрагментов и силла в целом, по изучению теплового эффекта от внедрения магматического тела в действующую экранированную гидротермальную систему.

В 2012 и 2013 годах нами было проведено экспериментальное изучение конвективной динамики рудообразующих гидротерм над внедрившимся силлом дацита для геологической обстановки на Центральном участке Покровского месторождения [3,4]. Здесь силл (лополит дацита) вытянут в северо-восточном направлении и имеет относительно симметричное строение. В поперечном сечении его гребень имеет повышенную мощность, а северо-западное и юго-восточное крылья имеют пониженную мощность. Крылья осложнены погружениями и поднятиями его поверхности. Максимальная мощность магматического тела (до 60 м) совмещена с его гребневой частью. Ситуация отмеченного совмещения позволила изучить конвекцию флюида в гидротермальной системе только в зависимости от морфологии поверхности силла на простой по конструкции установке. Для этого в модели влияние мощности тела было исключено (мощность модели силла была принята постоянной на всем его протяжении). В этих экспериментах для нагревания модели силла (изготовленной из медной пластины) применялась горячая вода, подаваемая в нижнюю часть сосуда (установки) в проточном режиме (для создания постоянной температуры пластины) или при разовом заливе (эксперименты с остывающим нагревателем, имитирующим кристаллизацию и последующее остывание магматического тела). Установка и результаты исследований описаны в работах [3,4].

Северо-восточный фланг Покровского месторождения относительно его центральной части отличается тем, что основной гребень и участок силла с максимальной мощностью значительно разобщены (рис. 1) и, следовательно, на его модели можно изучать влияние на размещение оруденения каждого фактора в отдельности. Решение этой задачи на прежней экспериментальной установке, в силу ее конструктивных особенностей, было невозможно. Поэтому была спроектирована и сконструирована новая установка с автономным электрическим нагревом трех изолированных фрагментов единой модели, имитирующих по форме и величине участки силла различной мощности. Экспериментальная установка детально описана в отдельной статье авторов в этом сборнике (Н.С. Остапенко, С.И. Бородавкин, В.В. Абрамов, А.В. Черных). Такая экспериментальная установка позволяет смоделировать возникновение конвекции и ее перестройку во времени над реальной поверхностью силла в цепи последовательных геологических событий и более аргументированно связать с ней (или отвергнуть) локализацию оруденения.

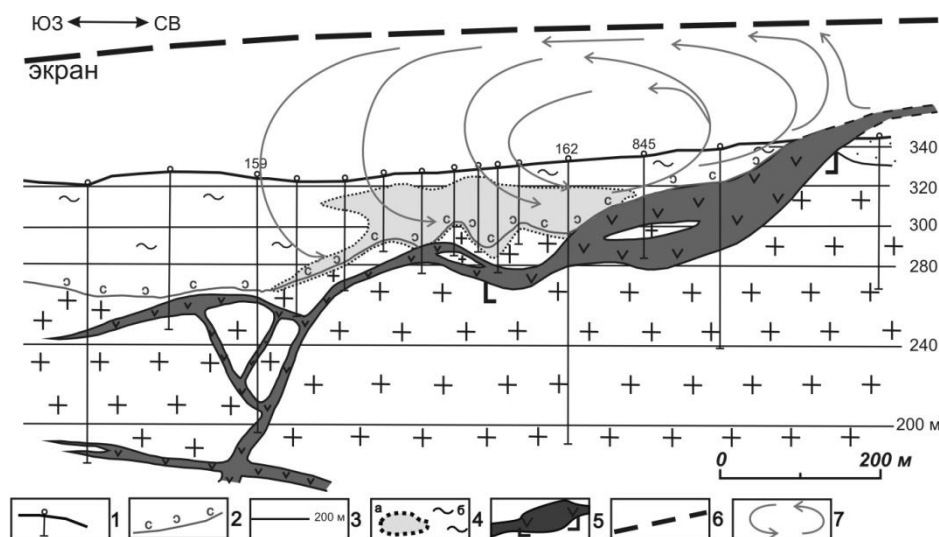


Рис. 1. Продольный разрез через северо-восточный фланг Покровского месторождения

1 – современная поверхность и вертикальные буровые скважины; 2 – подошва толщи вулканитов; 3 – горизонты месторождения с отметками (в м); 4 – контур рудной залежи Молодежная по данным разведки (а) и ореол рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации (б); 5 – силл дацитов, скобками выделен участок-2 его повышенной мощности.; 6 – условное положение породного экрана; 7 – конвекция флюида на этапе II после закристаллизации маломощных флангов силла по данным экспериментов.

Результаты экспериментальных исследований отражены на рисунке 2 в последовательности геологических событий I – IV.

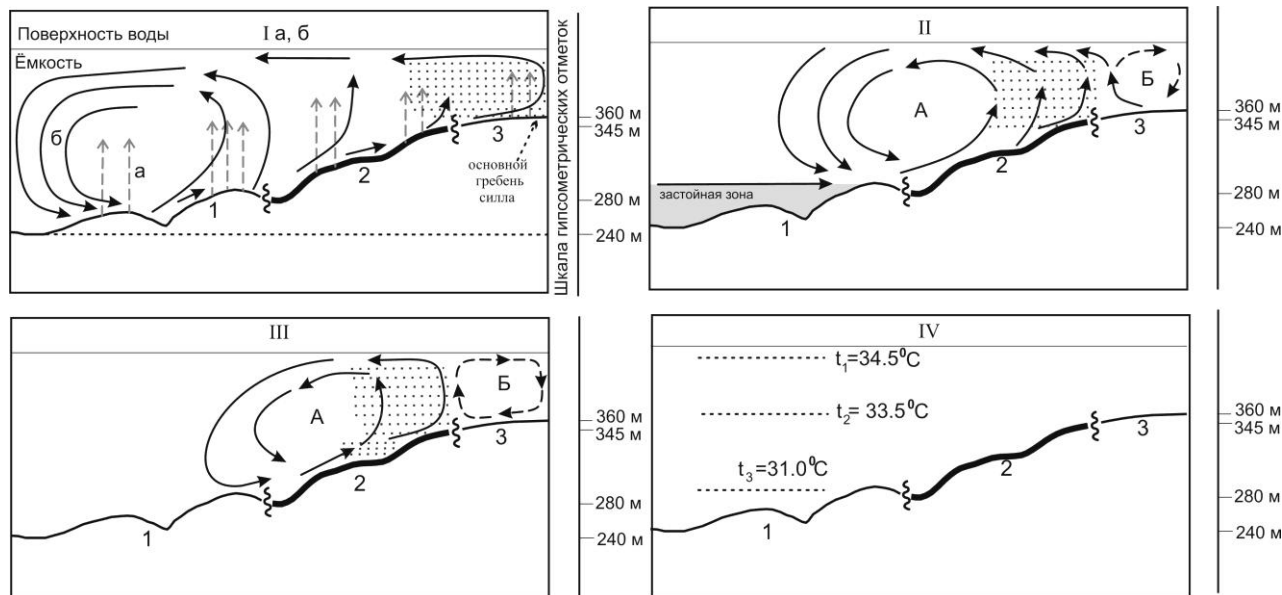


Рис. 2. Экспериментальное моделирование конвективной динамики флюида над поверхностью силла дацита Покровского месторождения золота

I этап: внедрение силла и последующее установление конвективной мегаячейки. Нагреваются все фрагменты модели силла до одинаковой температуры. Роль породного экрана выполняет поверхность воды. 1, 2, 3 – фрагменты силла различной мощности; а – пунктирные стрелки – направления потоков при внедрении силла; б – сплошные стрелки – направления потоков в сформировавшейся затем мегаячейке.

II этап: завершение закристаллизации маломощных флангов силла (отключение подогрева фрагментов 1 и 3). Происходит разделение мегаячейки на две конвективные ячейки (А и Б) и сужение поля конвекции к границам фрагментов 2 и 3 силла.

III этап: завершение закристаллизации мощного участка силла (отключение подогрева фрагмента 2) и его остывание. Конвективная система становится еще локальной, без изменения структуры. При остывании снижаются скорости конвекции и перемешивания.

IV этап: деградация конвективной системы после остывания силла. Расслоение подогретого модельного флюида ($t_1 > t_2 > t_3 > t_{исх}$).

Для этапов I-III крпом показаны поля максимальных температур в конвективных ячейках.

I этап иллюстрирует внедрение магматического силла дацитов в сложившуюся к этому времени в вулканоструктуре экранированную гидротермальную систему. Тепловой импульс от расплава к флюиду в трещинно-поровом породном пространстве несомненно имел место. Начальные условия эксперимента: емкость заполнена водой («флюидом») с исходной температурой 20°C. Подогрев всех фрагментов модели силла одинаков – до 30°C, то есть на 10° выше исходной температуры воды. Над фрагментами модели возникают восходящие водные потоки. Они быстро достигают верхней границы жидкости, где раздваиваются, и расходятся в стороны, образуя зачатки частных конвективных ячеек. Но эта система в таком виде существует недолго. Она быстро перестраивается, так как в движение над нагретым сложной формы телом включается вся масса воды. Восходящие струи приобретают наклон вправо, в сторону общего подъема поверхности силла. Все ячейки объединяются в одну устойчивую мегаячейку с вращением в направлении от главного гребня к пониженному флангу модели. Основной восходящий поток занимает крайнее правое положение, то есть контролируется самым высоким гребнем. По показаниям тепловизора этому участку мегаячейки соответствует и самая высокая температура «флюида». В эксперименте мегаячейка в таком виде существует только до полной закристаллизации маломощных флангов силла и начала их остывания. На завершающей стадии этапа возникает разница теплоотдачи между остывающими флангами и «внутренней» более мощной ещё не закристаллизованной частью силла. За счет деградации фланговых теплоток система перестраивается – над фрагментом-3 модели зарождается своя ячейка с вращением потока в противоположную сторону (на рисунке 2-I она не показана).

II этап – после завершение кристаллизации маломощных флангов силла и их остывания до температуры окружающих недр в гидротермальной системе, центральный его участок повышенной мощности (30-40 м, показанный на рис. 2 толстой линией) продолжает кристаллизоваться. В эксперименте после отключения нагревателей первого и третьего фрагментов модели силла, но при продолжающемся нагреве фрагмента 2, сложившаяся конвективная система флюида продолжает функционировать. В ней появляются следующие изменения¹. В крайней левой части водного пространства замедляется, а затем прекращается движение жидкости. Поток вдоль наклонной поверхности модели силла над верхним окончанием фрагмента-2 резко разворачивается вверх в районе стыка. При этом над фрагментом-3 возникает вторая конвективная ячейка **Б** с противоположным течением. Она меньше по размерам, а скорость потока в несколько раз меньше. Система приобретает на большом отрезке времени постоянные черты. Конвективная ячейка **А** несколько шире, чем размеры фрагмента-2 модели. Скорость потока в этой части системы повышена по сравнению с флангами. Восходящая ветвь начинается с середины фрагмента-2.

III этап – завершение кристаллизации и остывание мощной части силла. Моделируется путем отключения подогрева фрагмента-2. Некоторое время ячейка **А** функционирует в прежнем объеме, затем постепенно сужается, скорость потока снижается.

1 В специальном эксперименте, моделирующем этап II, уже в самом его начале в нижней левой части пространства обособляется застойная зона неперемешивающейся жидкости.

IV этап. Через некоторое время перемешивание сменяется расслоением «флюида» по плотности. Верхний слой воды имеет максимальную температуру (34,5°C), а нижний – минимальную (31,0°C).

Если сравнить структуру конвективной динамики «флюида» над моделью силла в целом и размещение промышленного оруденения в разрезе над реальным силлом (рис. 1), заметна некоторая преемственность. Промышленное оруденение в разведанных контурах сконцентрировано над силлом в зоне перехода от нижнего участка малой мощности к его среднему участку с большой мощностью, распространяясь ограниченно в обе стороны..

На основании приведенного сопоставления (рис. 1 и 2) можно утверждать, что связь между тепловой (плотностной) конвекцией флюида и размещением промышленного оруденения определенно имеется. Контур промышленного оруденения совмещен с нижним отрезком конвективной ячейки А на этапе II, точнее с его левой частью, где происходил основной подток и смешивание опускающегося несколько охлажденного флюида с более нагретым. Эта часть ячейки существовала без перестройки, длительно – от момента внедрения силла до его полной кристаллизации, что благоприятно сказалось на накоплении (телескопировании) оруденения.

Выводы: 1. Результаты экспериментов показывают, что силл дацита на Покровском месторождении несомненно являлся рудоформирующим. Промышленное оруденение под его дополнительным тепловым воздействием формировалось в конвектирующей гидротермальной системе на отрезке времени от его внедрения, до полной закристаллизации и остывания (как это предполагалось нами в [2].

2. Промышленное оруденение на северо-восточном фланге месторождения сформировалось над отрезком силла, представляющим зону перехода от малой его мощности – к высокой (соответственно 1-10 м и 30-40 м). Здесь над силлом находилась основная зона смешивания опускающихся относительно охлажденных с умеренно нагретыми флюидами. Для этой зоны характерны повышенная мобильность флюидов и широкие вариации их Р-Т-параметров. Положение и функциональное значение этой зоны сохранялось на всех этапах становления силла (Iб, II и III).

3. Участки Покровского месторождения над основными гребнями силла безрудны, так как флюиды здесь имели максимально высокие температуры (восходящие ветви конвекции), и это не благоприятствовало отложению золота.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-183.

Литература

1. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Сафронов П.П. Геологические условия, факторы формирования и особенности минералогии руд Покровского золото-серебряного месторождения (Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2013. Т. 32. № 5. С. 19-34.
2. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. К обоснованию рудоформирующей роли силла дацита на Покровском золоторудном месторождении // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Вторая Всероссийская научная конференция 15-16 октября 2012 г. Благовещенск: [сб. докл.]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С.117-120.
3. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Беспалов В.В. Экспериментальное моделирование конвекции флюида над поверхностью внедрившегося в экранированную рудообразующую гидротермальную систему силлообразного магматического тела // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии.: IV Всероссийская научно-практическая конференция 26-31 августа 2013 г., Улан-Удэ: [материалы.]. Улан-Удэ: ГИН СО РАН. 2013. С. 270-273.
4. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование отложения золота в рудных телах Покровского месторождения // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии: Юшкинские чтения-2013, 19-22 мая 2013 г., Сыктывкар [материалы]. Сыктывкар: ИГ КОМИ НЦ УрО РАН. 2013. С. 401-403.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В РУДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КИРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)

Н.С. Остапенко, А.В. Черных, О.Н. Нерода

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Введение. Кировское месторождение относится к умеренносulfидной золото-кварцевой формации. Выявлено в 1900 году, разведывалось в 1912-1914 и 30-50-х годах, старательские отработки жил начались в 20-х годах. За годы отработки с 1934 по 1961 гг добыто 9,41 т учтенного золота. В 1961-1962 годы месторождение законсервировано. В последующие годы на отдельных территориях рудного поля эпизодически производились поиски, оценочные, тематические работы и, частично, отработка отвалов. Месторождение по особенностям минералогического состава руд и условиям локализации для региона неординарно, слабо разведано, и поэтому представляет определенный интерес для изучения и получения дополнительной генетической информации. Это месторождение и одноименное рудное поле были объектами наших неоднократных полевых исследований в 70-80-х годах и позднее, при проведении разноплановых научных исследований в западной части Амурской области и в зоне строящейся БАМ. Дополнительное изучение собранных коллекций образцов руд и материалов с целью оценки роли различных геологических факторов в локализации этого месторождения [1], позволили получить дополнительные сведения о процессе рудоформирования и о месте золота в рудном процессе. Их изложение и является целью этой публикации.

Размещение и геологическое строение месторождения. Месторождение расположено в Тындинском районе Амурской области, в 45 км к северу от ст. Большой Невер Транссиба, в Соловьевском золотоносном узле. Локализовано оно в зоне Северо-Тукурингского разлома в связи с Джалиндинским массивом гранитоидов раннего мела, прорывающим гнейсы, амфиболиты и интрузивные тела докембрия и верхнеюрские терригенные отложения приразломной Стрелкинской впадины. Жильные тела месторождения залегают, в основном, в северном крыле указанного разлома в зоне влияния пересекающего его субмеридионального Янканского разлома. Жилы размещаются в эндо- и экзоконтактовых зонах Джалиндинского гранитоидного массива и часто контролируются разнообразными дайками, являющимися дифференциатами единого магматического очага. Простираются жилы северо-восточное, с падением под углами 60-80° на северо-запад и широтное.

На месторождении известно около 500 жильных тел. Из них разведано 70, а отработывалось 30. Жилы имеют контрастные границы с вмещающими породами, небольшую мощность (0,2-0,4 м), крайне неравномерные содержания золота. Околорудные вмещающие породы, еще на преджильном этапе, в зоне от нескольких сантиметров иногда до 2-х метров были калишпатизированы, окварцованы и березитизированы (гранитоиды, гнейсы), окварцованы и карбонатизированы (терригенные породы). Все типы метасоматитов содержат рассеянную вкрапленность и иногда просечки пирита, и являются слабозолотоносными (таблица).

Методика исследований. Для выяснения состава и соотношений последовательных минеральных ассоциаций в рудах образцы распиливались в перпендикулярной ориентировке к зальбандам жил или их зональности. Это позволяло одновременно наблюдать текстуры и структуры руд, выделять устойчивые минеральные ассоциации и наблюдать соотношения с ними видимых выделений золота, легко обнаруживаемых на срезах. Видимое золото весьма характерно для руд этого месторождения, и это обстоятельство благоприятствует решению вопроса – на каком же временном интервале рудного процесса отлагалась основная его масса. Минеральный состав ассоциаций определялся визуально и уточнялся в процессе микроскопических наблюдений. Степень золотоносности минеральных ассоциаций оценивалась также и пробирными анализами (таблица).

Таблица. Содержания золота в минеральных ассоциациях руд Кировского месторождения

№ п/п	Число проб	Минеральные ассоциации	Содержания золота*, г/т
1	3	Кварц-полевошпатовый метасоматит	0,14; 0,83; 2,8
2	3	Золото-кварц-висмутовая	41,9; 72,27; 108,6
3	1	Кварц-халькопиритовая	19,39
4	3	То же с обломками предыдущей ассоциации	18,36; 29,62; 45,4
5	1	Анкерит-халцедоновая	не обнаружено
6	2	То же с включением обломков предыдущей ассоциации	3,33; 3,48
7	1	Кварц-пирит-арсенопиритовая (85% сульфидов)	2,68
8	1	То же с обломками халькопирита	4,13

*Пробирные анализы выполнены в АНЦ ДВО РАН, аналитики Л.А. Чурсина, С.Б. Турмара

Результаты исследований: соотношения минеральных ассоциаций и самородного золота. Минералогия руд изучалась геологами в процессе разведки и отработки месторождения, позже детально исследовалась Л.П. Гуровым [2]. В последние годы проведены электронно-микроскопические исследования руд [3]. Л.П. Гуровым были выделены 6 последовательных ассоциаций (5 из них непосредственно в рудах Кировского месторождения), намечены элементы латеральной зональности месторождения, изучены генерации золота, в том числе и дисперсное. Исследование срезов коллекции образцов из жильных тел этого месторождения позволило нам уточнить некоторые ранее сделанные выводы о формировании жил, уточнить место выделения золота в рудном процессе, подметить высокую динамичность этого процесса. Минеральный состав жил переменчив и варьирует от убогосульфидных до умеренносульфидных, редко встречаются массивные сульфидные руды.

Наиболее ранняя слабозолотоносная *кварц-турмалин-магнетитовая* ассоциация с редкой вкрапленностью пирита была установлена Л.П. Гуровым в прожилках на западном фланге месторождения [2]. В жилах центральной части месторождения, по нашим данным, наиболее ранней минеральной ассоциацией является *существенно кварцевая с тем или иным количеством висмутина* (от знаков до 1% и иногда даже до 3-5%). Именно в составе этой ассоциации наиболее часто наблюдаются видимые золотины размером 0,1 – 1,5-2,0 мм. В большей части срезов образцов площадью 20-50 см² встречены 1-6 золотины, и все они размещаются в границах этой ассоциации. Золото наблюдается в мелкозернистом кварце как в сростках с висмутином, так и обособленно, причем как вблизи, так иногда и на значительном удалении (5-10 мм) от зерен висмутина, а также при его полном отсутствии в сечении.

Во многих образцах золотины установлены вблизи (в 2-4 мм) от зальбандов жил (рисунок 1). И если для висмутина характерна приуроченность его гнезд и линейных просечек к участкам наложенных на кварц деформаций, то для золота чаще характерно интерстициальное размещение между кристаллами кварца в ненарушенных участках (рисунки 1 и 2).

Таким образом, имеются свои особенности выделения золота и висмутина в составе этой ассоциации, в том числе и явные признаки более раннего начала выделения золотины, нежели зерен висмутина (рисунок 2). Это может свидетельствовать о высоких пересыщениях гидротерм золотом при раскрытии полостей на этой стадии минералообразования. Наличие же сростков золота с висмутином (рисунок 2) свидетельствует о продолжающемся совместном отложении золота с висмутином при последующих внутрирудных деформациях на этой стадии рудного процесса.

Кварц-халькопиритовая ассоциация от предыдущей отделена межрудной деформацией. Неоднократно наблюдались пересечения или цементация брекчий ранней ассоциации халькопиритом. В последнем случае халькопирит образует крупные выделения (до нескольких сантиметров), а содержания его составляют 10-15%, иногда выше. Из просмотренных срезов образцов с этой ассоциацией золото наблюдалось лишь в одном (рисунок 3), а именно в одном из обломков брекчий раннего мелкозернистого белого безсульфидного кварца. Это дает основание считать это золото более ранним. В брекчиевых халькопиритовых рудах висмутин также ассоциирует с ранним кварцем. В парагенезисе с халькопиритом встречаются единичные крупные кристаллы пирита (до 1 см). Л.П. Гуров [2] отмечал в этой ассоциации также и пирротин. По его данным, халькопирит содержит дисперсное золото (около 19 г/т). Установленные нами широкие вариации содержаний золота в этой ассоциации (см. таблицу) можно объяснить отмеченным неравномерным присутствием в ней обломков предыдущей высокопродуктивной минеральной ассоциации. Наличие внутрирудного дробления и брекчирование жильной массы перед отложением халькопирита позволяют выделить эту ассоциацию в качестве самостоятельной (в отличие от выделяемой Л.П. Гуровым [2] единой висмутин-халькопиритовой ассоциации).

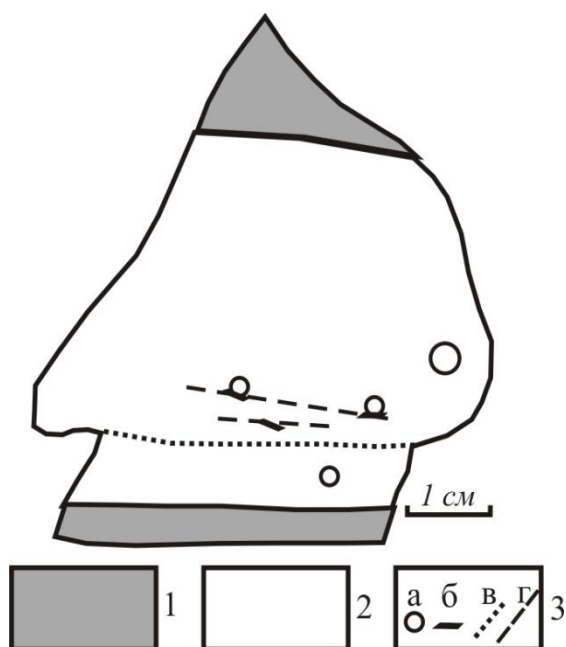


Рисунок 1. Золото-висмутин-кварцевая жила в кварц-полевошпатовом метасоматите с вкрапленностью пирита
1 – жила; 2 – метасоматит; 3 – а – пирит, б – висмутин, в – золото. Золото выделилось в зальбандах жилы обособленно от висмутина.

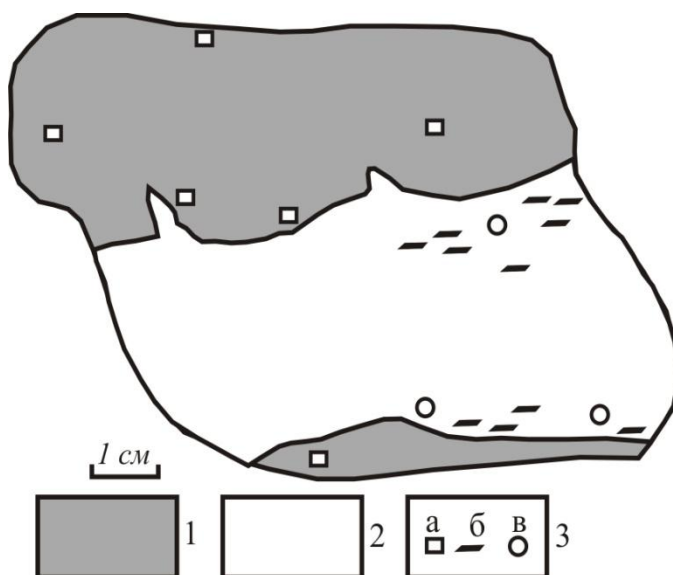


Рисунок 2. Золото-висмутин-кварцевая жила в кварц-полевошпатовом метасоматите.
1 – жила; 2 – метасоматит; 3 – а – золото, б – висмутин, в – граница смены тонкозернистого кварца (нижний зальбанд) мелкозернистым, г – внутристадийные деформации. Золотины (0,2-1,2 мм) обособленные и в сростках с висмутином

Кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация наиболее распространена в широтных жилах южной части месторождения [2]. Им приведен факт пересечения северо-восточных жил, сложенных вышеотмеченными ассоциациями (жила Восточная-2) субширотной жилой Разбитой, сложенной данной ассоциацией. В распилах образцов кварц-пирит-арсенопиритовых высокосульфидных иногда почти массивных руд (сульфидов около 85%) золотины визуальны и под микроскопом не обнаружены. Пробирный анализ показал содержания золота 2,68 г/т (таблица), что исключает наличие видимого золота. Это находится в полном соответствии с данными [2] о невысоких содержаниях золота в пиритах и арсенопиритах (в среднем, соответственно, 10,6 и 21,6 г/т).

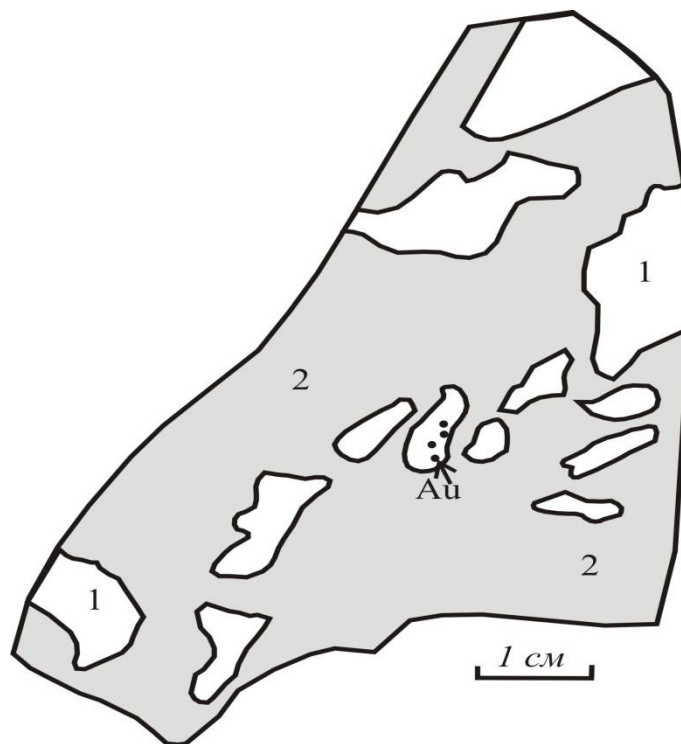


Рисунок 3. Брекчия раннего кварца (1) с четырьмя золоти́нами в одном из обломков сцементирована кварц-халькопиритовым агрегатом (2)

Кварц-карбонат-полиметаллическая ассоциация. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные образцы менее распространенной более поздней полиметаллической ассоциации так же не содержат видимого золота в срезах. Преобладающий сфалерит слабозолотоносен (около 4 г/т по [2])

Халцедон-анкеритовая ассоциация является наиболее поздней и встречается спорадически. Халцедоновидный кварц зеленоватого цвета сечет более ранние минеральные ассоциации или цементирует обломки ранних ассоциаций. Халцедоновидный кварц по трещинам отрыва пересекается невыдержанными по мощности и залеганию прожилками анкерита. Сама по себе в «чистом виде» эта ассоциация безрудная или содержит вкрапления позднего пирита. Но присутствие в ней обломков ранних минеральных ассоциаций может придать таким брекчиям на отдельных участках определенную геохимическую специализацию и даже некоторую продуктивность на золото (таблица).

Выводы. Таким образом, формирование руд месторождения Кировское было длительным и динамичным, свидетельством чего являются разнообразие минеральных ассоциаций, межстадийные и внутростадийные подвижки, приводящие к их брекчированию и телескопированию. Наибольшее количество золота было отложено на промежуточной стадии рудного процесса – при формировании главной продуктивной золото-кварц-висмутиновой минеральной ассоциации. Причем, золото в этой ассоциации в некоторых жилах начинало выделяться уже в начале ее формирования совместно с тонкозернистым кварцем в призальбандовых зонах жил (см. рисунок 2). Это могло быть результатом резких пересыщений гидротерм золотом при раскрытии полостей. Отлагалось золото на этой стадии и в дальнейшем, после внутрирудной деформации отложенного кварца, но уже совместно с висмутином, образуя с ним сростки в мелких трещинах. В осевых же частях жил, сложенных этой ассоциацией, даже при наличии висмутина выделения золота не встречены, возможно вследствие обеднения растворов золотом.

В срезах минеральных ассоциаций последующих стадий видимые золотины не встречены. Для них характерно дисперсное золото в сульфидах (в основном, в пиритах, арсенопиритах и халькопиритах). Следует отметить, что в некоторых случаях при микроскопических и электронно-микроскопических исследованиях были встречены редкие золотины размерами до 10-40 мкм в пирит-арсенопиритовой [3] и полиметаллической ассоциациях [2].

Литература

1. Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота (на примере месторождений Приамурья). Автореф. докт. дисс. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2007. 48 с.
2. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные месторождения Дальнего Востока. – М.: «Наука», 1969. С. 74-92.
3. Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Вах А.С., Федосеев Д.Г., Семеняк Б.И. Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2013. Т. 32, № 6. С. 40-51.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ГРАФИТИЗАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ МЕТОДОМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОМЕТРИЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР - АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Пономарчук¹, Т.Н. Мороз¹, А.Н. Пыряев¹, В.А. Пономарчук^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, ponomar@igm.nsc.ru

При исследовании рудообразующих процессов и построении генетической модели рудных месторождений температура является ключевым параметром. В настоящее время она определяется термобарометрическим методом по включениям из минерал, ассоциирующимся с минерализацией. В связи с развитием волновой аналитической техники для определения температуры в последнее время успешно применяется метод Рамановской спектроскопии, продемонстрировавший свои возможности при исследовании углерода в метаморфических образований в широком диапазоне температур от 100 до 700°C [1, 2 и др.]. Носителем информации в данном случае является модифицированное органическое вещество, которое при температурном воздействии графитизируется, причем, с повышением температуры степень упорядоченности в графитоподобных образованиях возрастает.

Вероятно, объектами исследования этим методом могут быть и рудные месторождения, в которых графитизированный материал присутствует в составе черносланцевых толщ или во включениях, но публикации на эту тему не известны авторам. В настоящем сообщении на примере золоторудных месторождений черносланцевой формации Маломыр рассматривается возможность определения температуры при формировании углеродизированных толщ, вмещающих золоторудные месторождения. Метод основан на количественной оценке характерных для углерода пиков в спектрах комбинационного рассеяния (КР, Рамановских), которые проявляются в волновой области в интервале от 1000 до 1800 см⁻¹ [3, 4 и др.]. В рамановских спектрах монокристаллического графита, который принадлежит к пространственной группе (пр.гр.) D_{6h}4 (z=4) и имеет 9 оптических колебательных мод с k = 0, активны две моды симметрии E_{2g} (1580, 42 см⁻¹) [3]. Наиболее интенсивная мода наблюдается около 1580 см⁻¹ (обычно обозначается как G). В кристаллах ограниченного размера релаксация приводит к появлению дефектных полос (рис.1) первого порядка около 1355 см⁻¹ (D1), около 1620 см⁻¹ (D2) и около 1510 см⁻¹ (D3). Формы этих пиков, представленных на рис.1, хорошо описываются функцией Войгта. Информативными для оценки степени упорядоченности углерода являются площадь, интенсивность, ширина на полувысоте пика. Оценка степени упорядочения представляется двумя отношениями R₁ = D1/G по интенсивности полос и R₂ = D1/(G+D1+D2) по площади соответствующих полос. Отношение R₁ коррелирует со степенью углеродизации органического материала R_{max}(%). Для низких температур (100°C и выше) предложена [1] универсальная формула расчета температур в диапазоне 100–5000C : $T0C = 737.3 + 320.9 * R1 - 1067 * R2 - 80.638 * (R1)^2$.

Рамановские спектры углеродистых образцов из черносланцевых толщ месторождения Маломыр имеют сложный характер (рис. 2), тем не менее, на них четко выделяется G-пик около 1580 см⁻¹ и D1 около 1355 см⁻¹, обработка которых программным обеспечением не представляет особого труда. Температура, зафиксированная рамановской спектроскопией по углеродизированному вмещающему месторождению Маломыр оказалась в интервале 400-425°C, взятого для сравнения месторождения Суздаль (правая часть рис.2) – 280-380°C. Спектры сняты на приборе T6400 фирмы Jobin Ivon, оснащенный оптическим микроскопом, с возбуждением в ультрафиолетовой области линией 325 нм HeCd лазера, наиболее чувствительной к sp² гибридизации углерода. Регистрация проводилась с помощью многоканального детектора в геометрии обратного рассеяния, ориентировка образца произвольная. Необходимо принимать во внимание и сложности в проведении съемки спектра,

которые связаны с обеспечением определенной поляризации световой волны, произвольностью ориентировки, приводящие в конечном счете к дополнительным ошибкам.

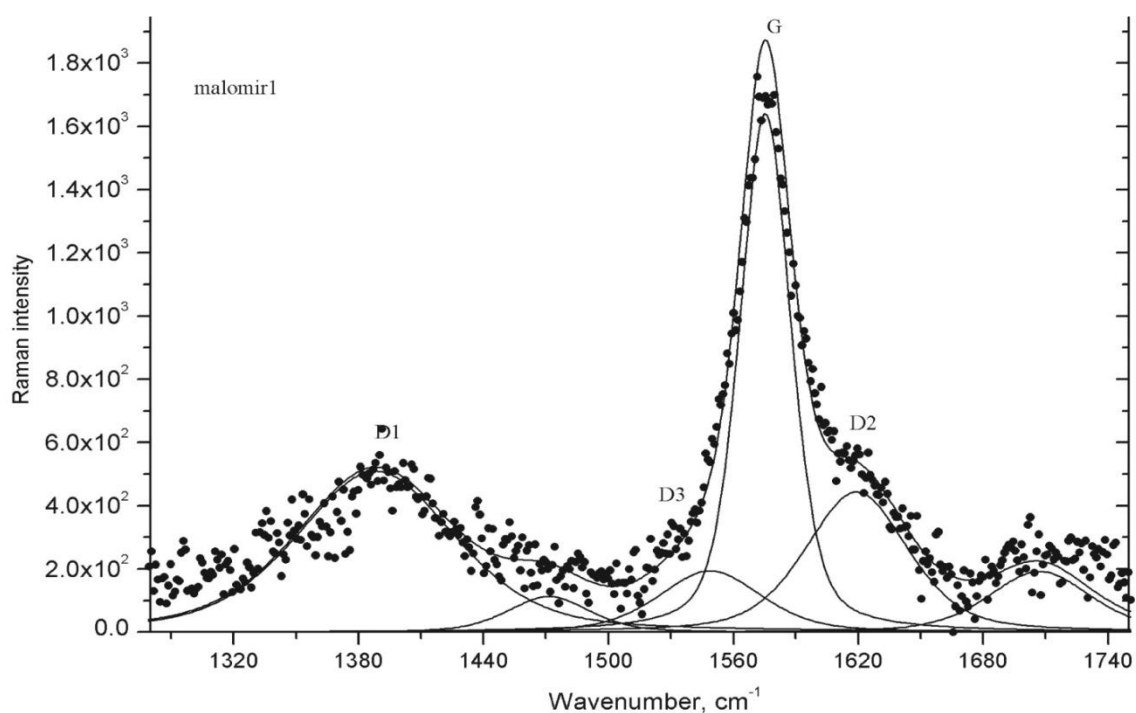


Рис. 1. Фрагмент КР спектра в области 1200-1800 cm^{-1}

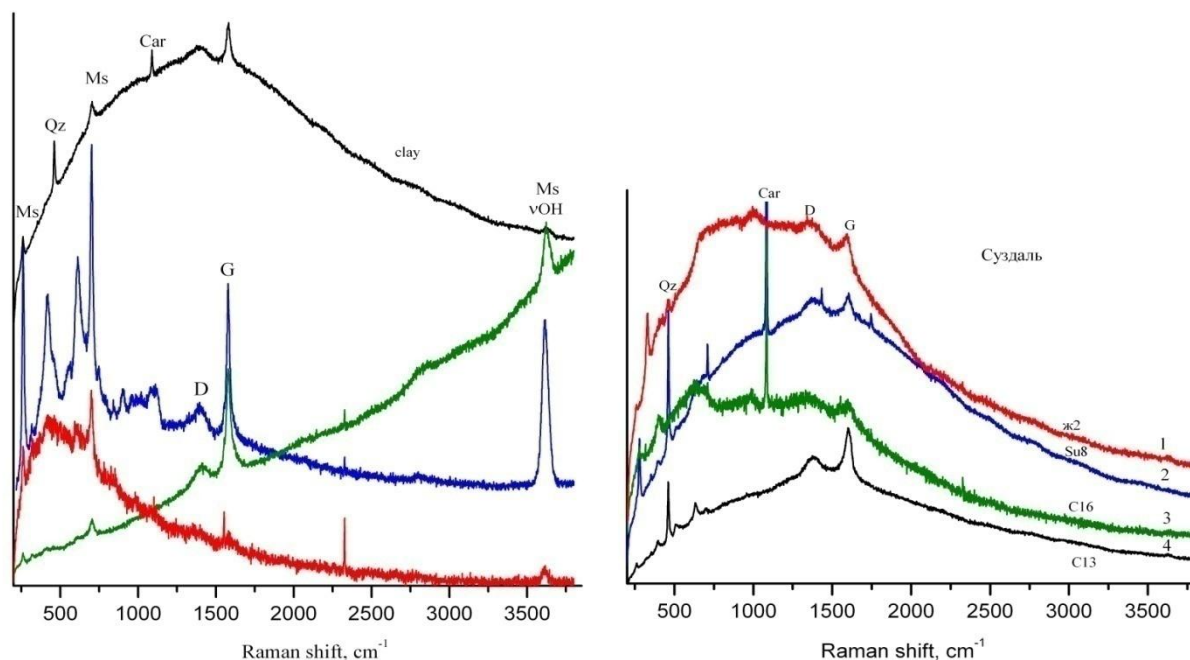


Рис.2. Рамановские спектры образцов месторождения Маломыр (левая часть) и Суздаль (правая часть)

В связи с этим было предложено проводить определение температуры по положению пика G, менее подверженного методическим трудностям [5]. Проведенное нами сравнение параметров этой полосы с температурой метаморфизма, определенной независимыми методами по литературным данным [1, 6, 7, 8] подтвердили, что температура преобразования углеводородного в графитизированное вещество в Маломырских образцах выше, чем Суздальских. (рис. 3)

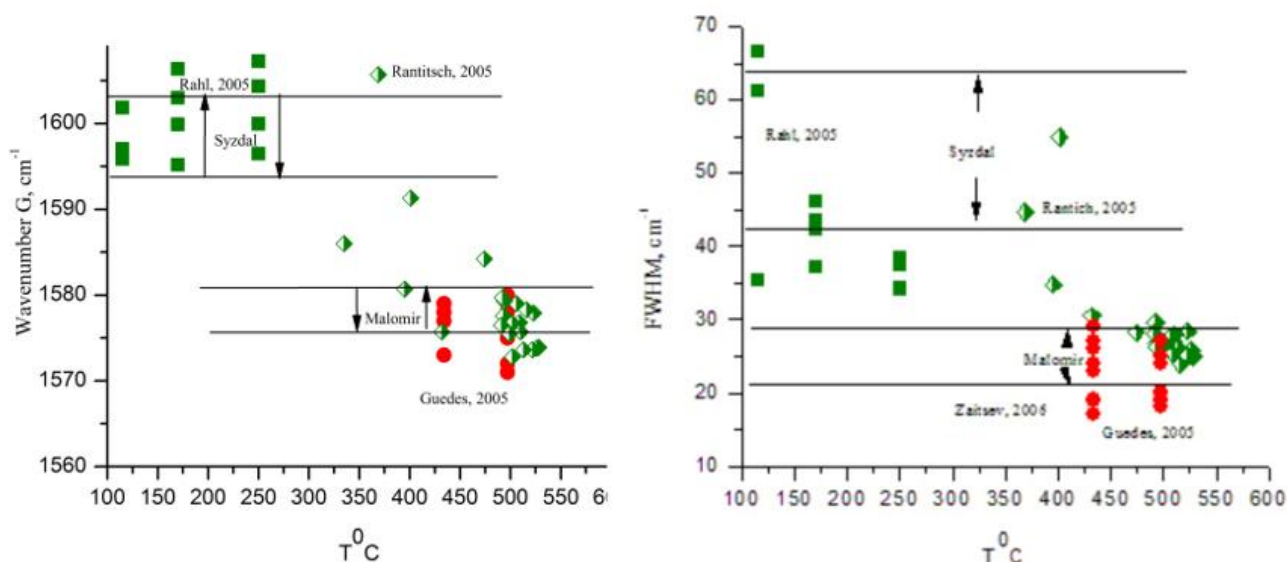


Рис. 3. Соотношение между температурой и положением волновых чисел полосы G (левая часть рисунка) и шириной пика на полувысоте (правая часть рисунка)

Следует отметить, что температура, установленная Рамановской спектроскопией, соответствует максимальному температурному воздействию на углеродистый образец и остается неизменной в случае повторного воздействия с более низкой температурой. Таким образом, она является важным дополнительным параметром к данным термобарометрии, особенно при расшифровке последовательности рудообразующих процессов на месторождении. Информативность, простота и экспрессность методики определения температуры Рамановской спектроскопией по углеродизированному веществу является весомым аргументом для широкого применения метода в практике исследования рудных месторождений черносланцевой формации.

Литература

1. Rahl J. M., Anderson K.M., Brandon M.T., Fassoulas C. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of
2. low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece // *Earth and Planetary Science Letters* 240 (2005) 339–354.
3. Beyssac O., B. Goffe, C Chopin, J. N. Rouzaud .Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // *J. metamorphic Geol.*, 2002, 20, 859-871.
4. Tuinstra, F. & Koenig, J.L. 1970. Raman spectra of graphite. *J. Chem. Phys.* 53: 1126 – 1130.
5. Moroz T., Fedorova E., Zhmodik S., Mironov A.G., Rilov G.M., Ragozin A.L., Afanasiev A.D., Zaikovskii V.I.. Investigation of various carbon modifications by means of Raman spectroscopy // *Chemistry for sustainable development*, 8 (2000) 43-47.
6. Ferrari, A. Raman spectroscopy of graphene and graphite: Disorder, electron-phonon coupling, doping and nonadiabatic effects // *Solid State Communications* 143 (2007) 47-57.
7. Guedes A. Noronha F., Prieto C. Characterisation of dispersed organic matter from lower Palaeozoic metasedimentary rocks by organic petrography, X-ray diffraction and micro-Raman spectroscopy analyses // *International Journal of Coal Geology*. 2005. V. 62. P. 237-249.
8. Rantitsch G., Sachsenhofer R.F., Hasenhu" C., Russegger B., Rainer T. Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling: Graz Paleozoic Nappe Complex (Eastern Alps) // *Tectonophysics*. 2005. V. 411. P. 57–72.
9. Rantitsch, G., Grogger, W., Teichert, Ch., Ebner, F., Hofer, Ch., Maurer, E.-M., Schaffer, B., Toth, M., 2004. Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps // *International Journal of Earth Sciences* 93, P. 959–973. 16-19.

АРГОН-АРГОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР

В.А. Пономарчук^{1,2}, А.А. Сорокин³, И.В. Бучко³, А.В. Пономарчук¹, Т.Н. Мороз¹, А.Н. Пыряев¹

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

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, ponomar@igm.nsc.ru

³Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Золото-сульфидное месторождение Маломыр расположено в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, в пределах Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны. В пределах этой же зоны находится около 15 золоторудных месторождений и рудопроявлений, причем, частично отработанные. Вместе с тем они продолжают привлекать внимание специалистов, о чем свидетельствуют продолжающиеся исследования [1-9 и др.).

Вмещающие Маломырское рудное поле толщи представлены комплексом континентально-осадочных метаморфизованных отложений, который отнесен к златоустовской свите среднего карбона. При этом образования последней представлены сланцами различного состава: кварц-полевошпат-слюдистыми полевошпат-кварц-слюдистыми, хлорит-полевошпат-кварцевыми, с редкими прослоями кварцитов, а также кварц-полевошпат-слюдисто-карбонатными и эпидот-хлорит-полевошпат-карбонат-кварцевыми. В ряде горизонтов отмечается присутствие углеродистого вещества. Все породы как осадочного, так и магматического происхождения зонально-метаморфизованы в условиях филлитовой и зеленосланцевой фаций и интенсивно окварцованы и серицитизированы – до серицит-кварцевых и кварцевых метасоматитов. Породы осадочной толщи дислоцированы, местами интенсивно перемяты и передроблены. Среди тектонических структур выделяется пересекающий месторождение разлом Диагональный, к которому тяготеют рудовмещающие структуры, особенно на участках Центральный и Ожидаемый [2]. Третий золоторудный участок на месторождении Маломыр - Кварцитовый - расположен северо-западнее относительно участков Центральный и Ожидаемый. К перечисленным факторам, характеризующих облик месторождения Маломыр, следует добавить выявленные на глубине пострудных даек андезитов, дацитов и щелочных базальтов.

Сочетание осадконакопления, метаморфических, магматических, тектонических процессов обычно рассматриваются в качестве важных предпосылок рудообразования. В связи с этим для расшифровки специфики процесса рудообразования большое значение имеет установление последовательности процессов не только по геологическим, но и геохронологическим данным. Ранее полученные аргон-аргоновые данные [5,7] показали, что 1) возраст основной массы из пост-рудной дайки щелочного базальта (обр. М-6-4) участка Кварцитовый составляет 104+/- 1 млн. лет; 2) возраст серицита из кварц-серицитового рудного метасоматита участка Кварцитовый составляет 133+/-2 млн. лет; 3) возраст серицита из кварц-серицитовых рудных метасоматита участка Маломыр составляет 132+/-2 млн. лет. Аналогичный возраст имеет адуляр из кварц-серицит-адулярового метасоматита. Эти свидетельства о том, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Маломыр (участки Кварцитовый и Маломыр) может быть оценен ~ 133-132 млн. лет. Выше отмечалась приуроченность двух участков месторождения Маломыр к Диагональному разлому, являющимся надвигом северо-восточного простираения с падением на северо-запад, пересекающем всю площадь месторождения. В плане рудные тела, согласно [2,3,4], формируют структуру «конского хвоста» с постепенным затуханием оруденения с востока на запад (от Диагонального надвига). Эти обстоятельства подводят к предположению, что время образования Диаганального разлома и сопровождающих его структур второго порядка может быть оценено как и время формирования золото- рудной минерализации, то есть около 133-132 млн. лет.

Наряду с масштабными структурами на месторождении широко представлены интенсивно деформированные углеродсодержащие микрослоистые и листоватые сланцы. На поверхности углеродизированных слойков видны директивные бороздки и местами проявляется блеск, напоминающий зеркало скольжения. Иногда блеск обусловлен присутствием слюдястого материала, который коллинеарен с плоскостью графитизированных слойков. Возникает вопрос, какова геохронологическая позиция деформации этого типа в ряду последовательности процессов на месторождении Маломыр и как соотносится она с временем образования Диагонального разлома. Сложности определения возраста изотопными методами в деформационных структурах обусловлены, прежде всего, смешением реликтовых и вновь образованных минералов, частичной нарушенностью изотопных систем в них, сложностью отбора минералов-геохронометров из-за малых размеров. В связи с этим потребовались дополнительные исследования образцов физическими методами для оценки возможности их датирования. В данном случае использовались методы рентгеновской порошковой дифрактометрии, колебательной (инфракрасной - ИК и комбинационного рассеяния света - КР) спектроскопии были исследованы образцы месторождений Маломыр. Сочетание этих методов позволяет более полно охарактеризовать входящие в образцы минералы, так как они дают информацию о ближнем (ИК) среднем и дальнем (КР) и дальнем (дифрактометрия) порядке организации структуры в веществах. Данные дифрактометрии показывают (рис.1), что в минеральном составе образцов месторождения Маломыр присутствует слюда фенгитового типа (диоктаэдрический мусковит 2М с параметрами $a=5.212$, $b=9.043$, $c=19.99$, $\beta=96.017$, $V=937.04$), которая является традиционным минералом-геохронометром. ИК спектр этого же образца подтверждает присутствие мусковита, а также кварца, небольшого количества полевого шпата и анкерита. Кальций в анкерите является существенной помехой в аргон-аргоновом методе датирования, в связи с чем была проведена химическая и доочистка образцов.

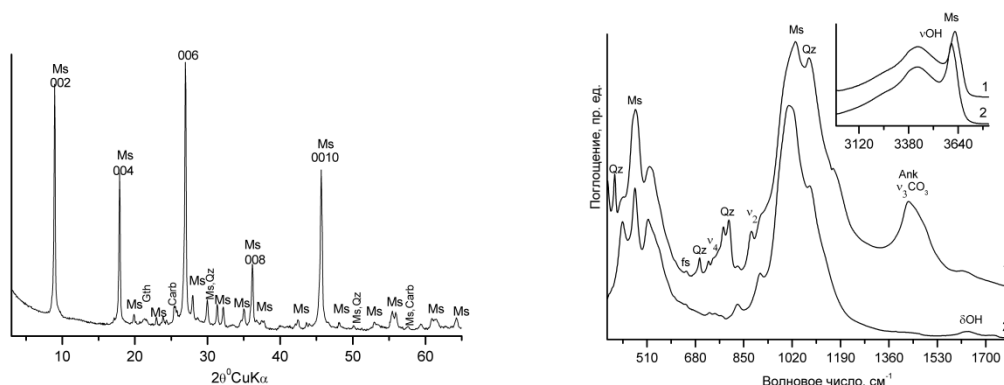


Рис. 1. Слева приведена дифрактограмма графитизированного сланца, справа – ИК спектра графитизированного сланца(1) и дайки (2). На вставке – область валентных колебаний ОН- связей. Обозначения: Qz - кварц, Ms – мусковит, fs – п.ш., Ank –анкерит.

Аргонограмма для мусковита из тектонически деформированного углеродсодержащего сланца (обр. М-8-5) участка Центральный представляет собой тип спектра «ступеньки вверх», на которых отчетливо проявлена ступень с возрастом около 98 млн лет, ~ 128 млн. лет (13% выделенного аргона), а также группа ступеней с возрастaми в интервале 144 – 150 млн. лета (81% выделенного аргона) (рис. 2). Подобные спектры подробно обсуждались еще на этапе становления $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ метода [10] и интерпретировались в терминах потерь радиогенного аргона в результате более позднего термического воздействия на домены минерала и диффузии радиогенного аргона. В нашем случае разброс размеров лейст мусковита довольно широк (от долей до десятков микрон) и диффузионные потери радиогенного аргона под воздействием более поздних термических процессов существенны.

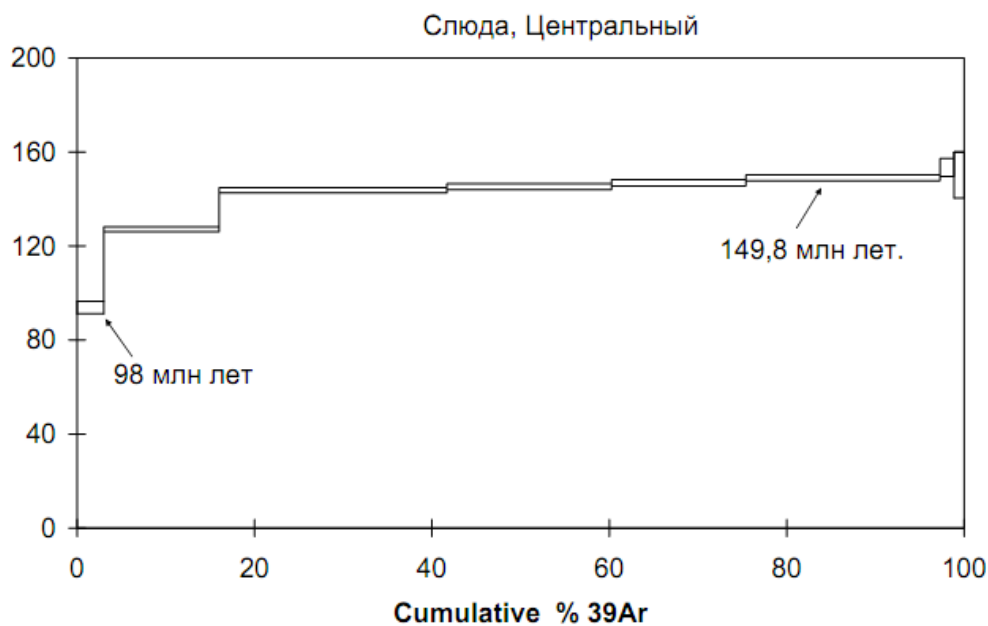


Рис. 2. Температурный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр углеродизированного слюдяка.

В соответствии с концепцией пороговых температур [11] импульсы теплового воздействия (~131, ~121 млн лет), влияют прежде всего на мелкие лейсты, занижая их исходный возраст низкотемпературных ступенек. Судя по тренду от низко – к высокотемпературным ступенькам на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре, время образования слюды, распределенной вдоль плоскости скольжения, составляло около 150 млн. лет. Аналогичным видом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектра характеризуется также образец углеродизированного слюдяка, отобранного с участка Кварцитовый. Низкотемпературная ступень на рис. 2 отвечает времени (около 100 млн. лет) самого позднего теплового воздействия. На участке Центральный образцов с датировками около 100 млн лет не обнаружено. Однако такие образцы присутствуют рядом, на участке Кварцитовый. В частности, по двум образцам риолита светлой и темной разновидности получены датировки $105,4 \pm 2$ млн лет и $104,4 \pm 2$ млн лет. По двум высокотемпературным ступеням возраст составляет $97,7 \pm 2$ млн лет; по всем ступеням – $103,4 \pm 2$ млн. лет. Сравнение приведенных выше групп датировок с участков Центральный и Кварцитовый показывает, что при общности деформационного процесса около 150 млн. лет, время проявления поздних процессов на участке Центральный существенно древнее, чем на участке Кварцевый. Примечательно, что проведенные Rb-Sr-методом исследования также выявили различие между этими участками по значениям первичного отношения изотопов стронция - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$: – соответственно $0,70787 \pm 10$ и $0,70651 \pm 10$. Повышенное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения изотопов стронция указывает на более активное участие корового субстрата при формировании магматитов.

Суммируя изложенное выше по Маломыру, отметим установленный возраст

(около 150 млн лет) деформации, которая рассматривается как рудоподготовительный этап, проявление дискретной эндогенной активности 132-131 млн лет, около 121 млн лет на Центральном участке, около 104 и 98 млн лет на участке Кварцитовый. По значениям первичного изотопного состава Sr магматиты участка Ожидаемый менее радиогенны ($0,70651 \pm 10$), чем Центрального ($0,70787 \pm 10$), что, если учитывать соотношение

запасов золота (соответственно около 5% и 92%), возможно, свидетельствует о более значимой роли корового вещества на участке Центральный. Приведенные данные показывают полихронность эндогенных процессов на золоторудном месторождении Маломыр, которые принимали участие не только в формировании благороднометальной минерализации, но и на рудоподготовительном этапе. Следует отметить, что изучение интрузивных образований, установленных в районе месторождения Маломыр [12], позволили ранее выделить три этапа

интенсивной магматической активности пермо-триасовый (210-260 млн. лет), юрский (135-170 млн. лет) и меловой (120-90 млн. лет). Каких либо аргон-аргоновых свидетельств проявления пермо-триасового этапа магматической активности на месторождении Маломир пока не обнаружено.

Литература

1. Остапенко Н. С., Чупряева Н. П., Рождествина В. И., Радомский С. М. Минеральные парагенезисы месторождения Албын // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии : вторая Всероссийская научная конференция, 15-16 окт. 2012г., Благовещенск:[сб. докладов]. Благовещенск, 2012. С.121-123.
2. Власов Н.Г., Орлова Н.И., Ожогин Д.О., Чистякова Н. И. Особенности локализации самородного золота в некоторых месторождениях Амурской области, влияющие на него факторы извлечения // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Под ред. д.г.-м.н. В.В.Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 90-97.
3. Ожогин Д.О. Наноминералогические особенности золото-сульфидных руд месторождения Маломир. Автореферат.- М.: РИС «ВИМС», 2009. 23с.
4. Lazarev A. B., Volkov A. V., Sidorov A.A. Ore-Bearing Duplexes at the Malomyr Orogenic Gold Deposit, Amur Region // *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, 2012. Vol. 54. No. 6. P. 513–522.
5. Бучко И. В., Пономарчук В. А., Травин А. В. Возраст золоторудных метасоматитов месторождения Маломир // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона : материалы Всероссийской научной конференции, 27-30 сентября 2011 г. - Якутск:[сб. докладов]. Якутск ИПК СВФУ, 2011. Т. 2. С. 30-35.
6. Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Сравнительный анализ типовых золотоносных районов, приуроченных к терригенно-сланцевым толщам южного обрамления северо-азиатского кратона (геодинамика формирования, особенности строения, металлогенический потенциал) // Вестник Томского университета. 2012. №359. С. 193-196.
7. Степанов В. А., Кузнецова И. В., Макеева Т. Б.. Геолого-структурные особенности и золотоносность Нижнеселенгинского узла Приамурской провинции // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 5. С. 658-662.
8. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
9. Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Пономарчук В.А., Бучко И.В., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст золоторудного и пост-рудных даек месторождения Маломир (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Доклады Академии Наук (в печати).
10. Merrihue C.M., Turner G. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons // *J. Geophys. Res.* 1966. № 71. P. 2852-2857.
11. 1973 Dodson M.H. Closure temperature in geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973 №40. P. 259–274.
12. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Маломир – первое крупное золоторудное месторождение суходожского типа в Приамурье. Благовещенск-Хабаровск. 2000. 145 с.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛЁГКИХ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ РУТЕНИЯ, РОДИЯ, ПАЛЛАДИЯ С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

В.И. Радомская, С.М. Радомский

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Сорбционные методы основаны на поглощении растворённых веществ твёрдыми, заряженными полиионами. Процесс может протекать по разнообразным механизмам: адсорбции, абсорбции, хемосорбции, капиллярной конденсации. На практике они, как правило, сочетаются друг с другом. Физическая адсорбция обычно легко обратима. Сорбция, сопровождающаяся химическим взаимодействием сорбента с поглощаемым веществом, называется хемосорбцией. Активированная адсорбция, или хемосорбция, обусловлена проявлением химических, валентных сил между адсорбированными молекулами и атомами поверхности твердого тела. Хемосорбция необратима и сопровождается большими тепловыми эффектами, достигающими до 400 кДж/моль и более. С увеличением температуры физическая адсорбция и хемосорбция в соответствии с принципом подвижного равновесия уменьшаются, так как адсорбция сопровождается выделением тепла. Способностью к хемосорбции обладают молекулы с высоким запасом энергии. Хемосорбированные молекулы на поверхности твёрдого тела представляют собой поверхностные химические соединения, которые по свойствам сильно отличаются от аналогичных химических соединений [1]. Было обнаружено два типа сорбции на кремнезёмной поверхности: обратимая хемосорбция и сопровождающаяся восстановлением комплексов БМ до свободного атомарного состояния. Степень проявления каждого из этих типов зависит от природы кремнезёма.

В общем виде, процесс сорбции сводится к трём стадиям: диффузия через двойной электрический поверхностный слой раствора, окружающий зерно сорбента, диффузия в зерне, химический обмен. Наиболее медленная из этих стадий определяет скорость процесса в целом. Растворитель оказывает влияние на процесс сорбции через сольватацию, как основного, так и переходного состояний. Реакции протекают быстрее в наименее сольватированных состояниях. Так в первоначальный момент протекания сорбции скорость процесса будет лимитироваться диффузией ионов через двойной электрический слой, окружающий активные центры [1].

Механизм сорбции комплексов благородных металлов может быть представлен с учетом донорно-акцепторного взаимодействия их с поверхностными гидроксильными группами кремнезёмов и соответствует электрофильному замещению у центрального атома. Реализация других возможных механизмов сорбции катионный обмен или электростатическое взаимодействие с поверхностью кремнезёмов маловероятны из-за наличия отрицательного заряда в комплексах благородных металлов с одной стороны и одноименно заряженной поверхности SiO_2 с другой. Согласно этому механизму, замещение у центральных атомов сопровождается образованием промежуточных активных комплексов, стимулирующих формирование поверхностных соединений преимущественно следующего типа $\equiv\text{Si}-\text{O}-\text{Me}(\text{Cl}_{n-1})$, где n – координационное число [2].

Нами была изучена сорбция рутения, родия и палладия из модельных растворов с концентрациями: 1–1000 мкг/мл. Сорбцию благородных металлов изучали в статическом варианте. Для этого в колбу с навеской сорбента 0.02 г приливали модельные растворы благородных металлов при соотношении фаз сорбент-раствор 1:100. Сорбцию проводили при $T=293$ К и нормальном атмосферном давлении, при периодическом перемешивании через интервалы времени 0.02 часа. По окончании заданного значения времени (0.2 ч и 1.0 ч), процесс прекращался простым разделением фаз – фильтрованием раствора через бумажный фильтр. В растворах измерялась концентрация благородных металлов атомно-абсорбционным методом на дуолучевом спектрофотометре (ААС «Hitachi» 180-50). По экспериментальным данным концентраций после сорбции находим степень извлечения по формуле: $R=(C - C_1)/C$,

где R – степень извлечения (%); C – концентрация раствора до сорбирования мг/л; C_1 – концентрация раствора после сорбирования мг/л.

Удельная поверхность была получена экспериментально и соответствовала для оксида кремния 246.48 м²/г, для гидратированного оксида кремния 584.60 м²/г.

В таблице 1 приведены данные по максимальной ёмкости изученных сорбентов. Для удобства сравнения данные были разбиты на две группы. Одна группа – ёмкость, для палладия рассчитанная при максимальной концентрации 50 мг/мл, вторая для рутения, родия при концентрации 1000 мкг/мл. Сорбции находятся в ряду $Ru > Rh > Pd$ (при моментальной сорбции) и $Ru > Rh > Pd$ (время контакта 1 час). При сравнении значений, приведенных в таблице 1, видно, что с ростом концентрации сорбируемого металла возрастает и сорбционная ёмкость.

Таблица 1.

Сорбционная ёмкость гидратированной и сухой форм кремнезёмов для рутения, родия, палладия.

Элемент	Сорбент	Время сорбции, ч	Сорбционная ёмкость, мг/м ² *10 ⁻³
Рутений	SiO ₂	0.12	101.43
		1	202.86
	SiO ₂ ·n H ₂ O	0.12	34.21
		1	85.53
Родий	SiO ₂	0.12	81.14
		1	184.60
	SiO ₂ ·n H ₂ O	0.12	25.66
		1	85.53
Палладий	SiO ₂	0.12	6.23
		1	3.31
	SiO ₂ ·n H ₂ O	0.12	3.52
		1	3.40

Рутений

На рис. 1 (а, б) изображена сорбция рутения на гидратированном и сухом оксиде кремния.

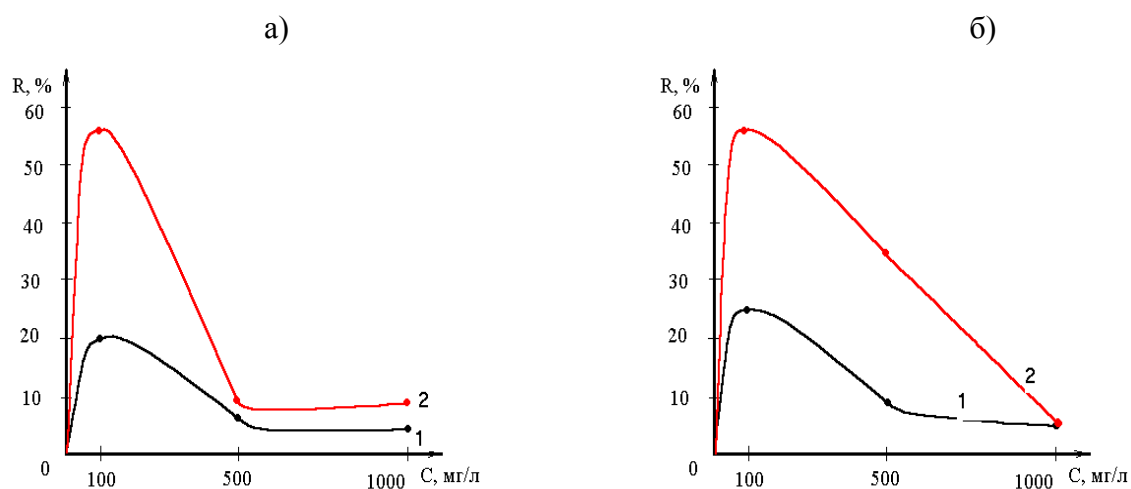


Рис. 1. Изотерма адсорбции рутения из раствора 2М HCl кремнезёмом:

- а) гидратированная форма SiO₂·n H₂O, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.
 б) сухая форма SiO₂, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Сорбция рутения при малом времени контакта небольшая, максимум степени извлечения 20% достигается при концентрации 100 мг/мл и далее наблюдается монотонное убывание функции. Изотерма адсорбции равновесной сорбции имеет перегиб при 56% и 100 мг/мл.

Родий

На рис. 2 (а, б) изображена сорбция родия на гидратированном и сухом оксиде кремния.

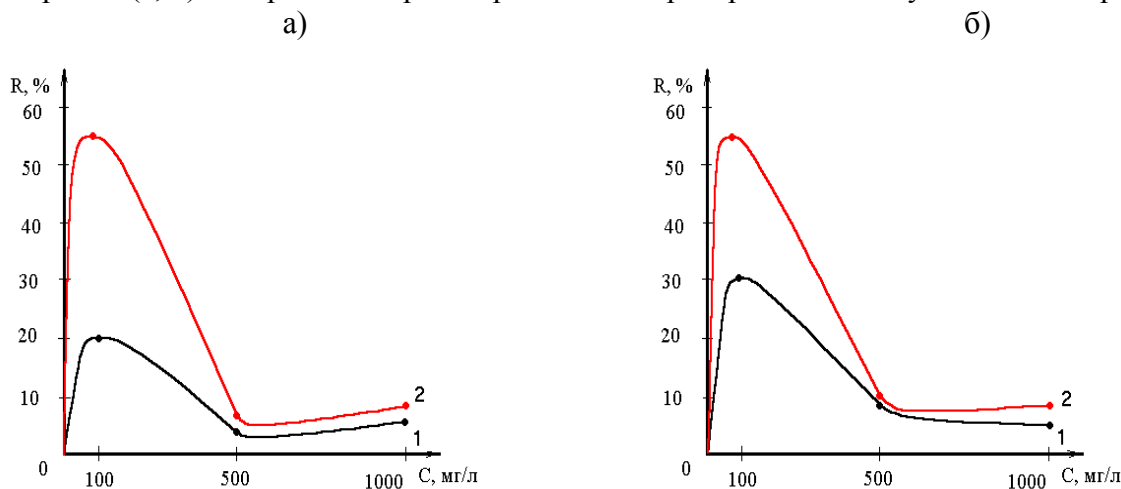


Рис. 2. Изотерма адсорбции родия из раствора 2М НСl кремнезёмом:

а) гидратированная форма $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Кривые моментальной и равновесной адсорбции на двух типах сорбентов идентичны. Изотермы сорбции имеют максимум в области концентраций 100 мг/мл, причем степень извлечения родия при равновесной сорбции больше.

Палладий

На рис. 3 (а, б) изображена сорбция палладия с концентрациями 1–50 мг/л на гидратированной и сухой форме оксида кремния в модельном растворе 2М НСl.

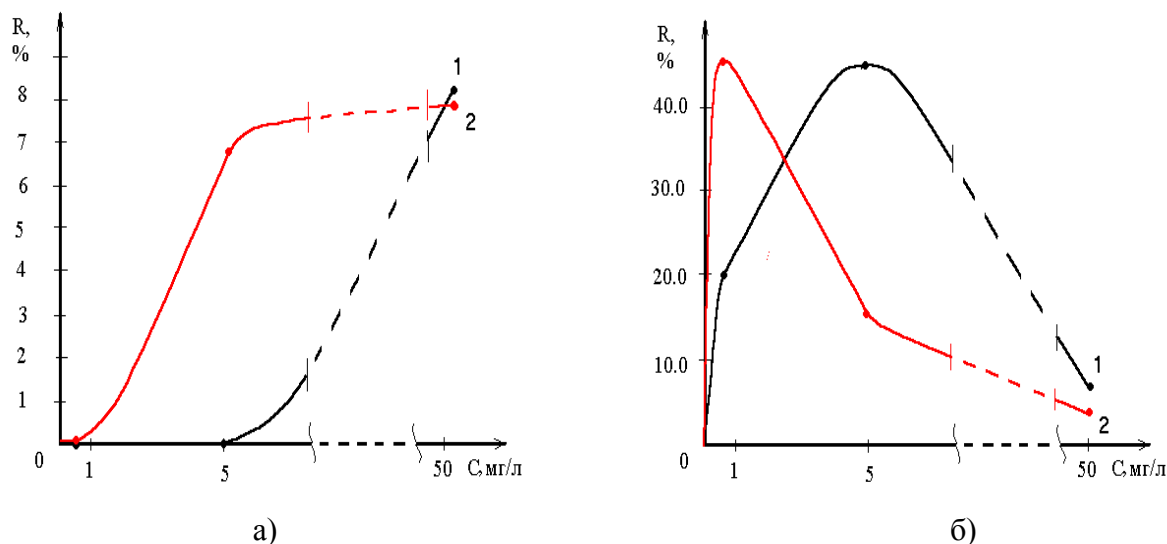


Рис. 3. Изотерма адсорбции палладия из раствора 2М НСl кремнезёмом:

а) гидратированная форма $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Изотерма адсорбции при моментальной сорбции имеет несколько необычный ход кривой: в области малых концентраций от 0 до 5 мг/л степень извлечения равна 0, то есть сорбция при небольших концентрациях палладия не происходит. Увеличение массовой доли палладия в модельном растворе до 50 мг/л приводит к его незначительной сорбции, которая не превышает

10%. При увеличении времени контакта до 1 часа уменьшается нижняя граница концентрации палладия до 0.5 мг/л, при которой наблюдается сорбция, однако величина сорбции практически не меняется. Изотерма адсорбции равновесной сорбции при времени контакта 1 ч имеет классический Ленгмюровский вид. Интересная картина отмечалась при изучении сорбции палладия на оксиде кремния (рис. 1 б). Изотерма адсорбции моментальной сорбции, со временем контакта 0.12 ч, имеет не классический вид: с увеличением содержания палладия в исходном растворе до 5 мг/л возрастает и степень адсорбции, достигая 44.0%. При дальнейшем увеличении концентрации до 50 мг/л сорбция падает и имеет величину того же порядка (6.1%), что и сорбция на гидратированном оксиде кремния. Такое резкое снижение степени извлечения в зависимости от концентрации говорит о том, что именно в области малых концентраций происходит наиболее лучшее сорбирование данного металла. При увеличении времени контакта сдвигается точка максимума поглощения палладия в область еще меньших концентраций. Изотерма адсорбции равновесной сорбции при времени контакта 1 ч имеет точку максимума степени извлечения 46.0% в области 0.5 мг/л, далее происходит резкое убывание функции до 3.26%. Все это свидетельствует о том, что палладий лучше всего сорбируется из сильно разбавленных растворов.

На основании экспериментальных данных была рассчитана сорбционная ёмкость по формуле: $\Gamma = (C_{\text{исх}} - C_{\text{кон}}) \cdot V_{\text{раст}} / m_{\text{сорб}} \cdot S_{\text{уд}}$; где $C_{\text{исх}}$ и $C_{\text{кон}}$ – концентрации сорбируемого элемента в начальный и конечный момент времени соответственно; $V_{\text{раст}}$ – объем раствора, равный 10 мл; $m_{\text{сорб}}$ – масса навески сорбента – 0.02 г; $S_{\text{уд}}$ – удельная поверхность сорбента, м²/г [3]. Оценку удельной поверхности производили по изменению концентрации толуола в его смеси с изооктаном, в результате контакта с навеской адсорбента. Измерения производили с помощью рефрактометра. Изотерма адсорбции толуола в изооктане проходит через максимум при концентрации 40% [3]. На основании выше приведенных экспериментальных результатов можно заключить, что сорбция благородных металлов оксидами кремния является сложным процессом. Так как накладывается влияние молекул растворителя – воды и соляной кислоты. На образцах сорбентов установлен вид изотермы адсорбции, на котором наблюдается максимум в области малых концентраций. Максимум (перегиб) на классической изотерме адсорбции имеют Ru^{6+} , Rh^{3+} , Pd^{2+} на образцах SiO_2 и сорбция Ru^{6+} , Rh^{3+} на $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Выводы:

Установлено, что сорбция Ru, Rh, Pd на двух типах синтетических кремнезёмах не является селективной и не носит количественного характера.

Максимальная степень извлечения благородных металлов на кристаллической и гидратированной формах оксида кремния характерна преимущественно при малых их концентрациях в модельных растворах.

Механизм сорбции благородных металлов на двух формах оксида кремния, вероятно, обусловлен электрофильным замещением у центрального атома с образованием поверхностных соединений следующего типа: $\equiv \text{Si} - \text{O} - \text{Me} \cdot (\text{Cl}_{n-1})$, где n – координационное число.

Изотермы адсорбции Ru^{6+} , Rh^{3+} , Pd^{2+} , на изученных образцах гидратированных силикатов имеют Ленгмюровский вид. Если все центры адсорбции равноценны, то кривая Ленгмюра имеет классический вид. Классический ленгмюровский вид имеет сорбция Pd^{2+} на $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Литература

1. Стромберг А.Г., Семченко Д.П. Физическая химия. – Москва.: Высшая школа, 1973. – 479 с.
2. Реми Г. Курс неорганической химии. – М.: Мир, 1972. – 798 с.
3. Крешков А. П. Основы аналитической химии. – М.: Химия, 1977. – 487 с.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЯЖЁЛЫХ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ ОСМИЯ, ИРИДИЯ, ПЛАТИНЫ С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

С.М. Радомский, В.И. Радомская

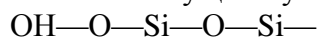
Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В последние десятилетия возрастает получение и промышленное использование в современных технологиях группы благородных металлов. Сорбционные процессы играют в них исключительную роль, широко они распространены и в природе при различных взаимодействиях химических элементов [1]. Также известно, что рудная минерализация благородных металлов часто приурочена к кварцевым жилам, халцедоновидному или мелкозернистому кварцу. Количество кварца на таких месторождениях, как правило, составляет более 70% общего объёма рудной массы.

Диоксид кремния SiO_2 встречается в природе в трех различных сухих кристаллических формах, термодинамически устойчивых в определенных температурных интервалах: в виде кварца, тридимита и кристобалита. Влагосодержащие формы существуют в виде опала и кизельгура. Диоксид кремния представляет собой пространственный гетероцепный полимер Si_nO_{2n} , построенный на основе силоксановой связи: —O—Si—O— . Каждый атом кремния находится в центре правильного тетраэдра, в вершинах которого координированы атомы кислорода [2].

Кварц. Очень часто встречается свободная двуокись кремния. В форме кварца она образует постоянную составную часть гранита и других широкораспространённых горных пород. При их выветривании кварц в форме зёрен и комков попадает в реки и моря, откуда вымывается в виде песка снова на сушу. Кварцевая посуда и детали аппаратуры отличаются исключительной огнеупорностью и кислотоупорностью.

Двуокись кремния – наиболее распространенное химическое соединение: земная кора более чем наполовину состоит из SiO_2 . В природе очень распространены силикаты главным образом сильно электроположительных металлов. В общем, земная кора, включая моря и воздушную оболочку, состоит приблизительно на 1/4 своего веса из кремния и на 1/8 из кислорода. Количество кремния в доступной нам части земной коры равно по весу общему количеству всех остальных элементов минус количество кислорода [2]. Гель кремниевой кислоты – это по существу полимер следующего строения:



Водород гидроксильной группы на поверхности кремниевой кислоты сильно протонизирован и имеет более кислотный характер, чем в гидроксильной группе воды. Адсорбенты такого типа специфически адсорбируют молекулы, обладающие связями или звеньями с локально сосредоточенной на их периферии электронной плотностью (π -связи и атомы со свободными электронными парами). На предельно гидроксильной поверхности находятся свободные гидроксилы и взаимосвязанные водородной связью гидроксилы (около 40% всего количества). При нагревании до 400 °С удаляются взаимно связанные гидроксилы, а свыше 400 °С – свободные. Специфическая адсорбция происходит на свободных гидроксилах. Участие же связанных гидроксильных групп в адсорбции незначительно. Дегидратация поверхности резко снижает адсорбцию веществ, способных к специфическому взаимодействию с гидроксильными группами и слабо влияет на неспецифическую адсорбцию, обусловленную вандерваальсовым взаимодействием. Удельная поверхность дегидратированных кремнегелей колеблется в пределах 100–1000 м²/г [1]. Адсорбционные свойства регулируются варьированием его пористой структуры и изменением химической природы поверхности, расширением узких пор между глобулами, являющимися причиной геометрической неоднородности и изменением химической природы поверхности адсорбента путем присоединения к ней различных химических соединений. Установлено, что величина сорбции на кремнезёмах определяется значением рН

раствора, природой комплексообразователя, структурными особенностями кремнезема и его удельной поверхностью.

Осмий

Данные по сорбции осмия на гидратированном и сухом диоксиде кремния приведены на рис. 1 (а, б). Условия проведения эксперимента для данной серии опытов были стандартные. Концентрация осмия в растворе составляла 10–1000 мг/мл.

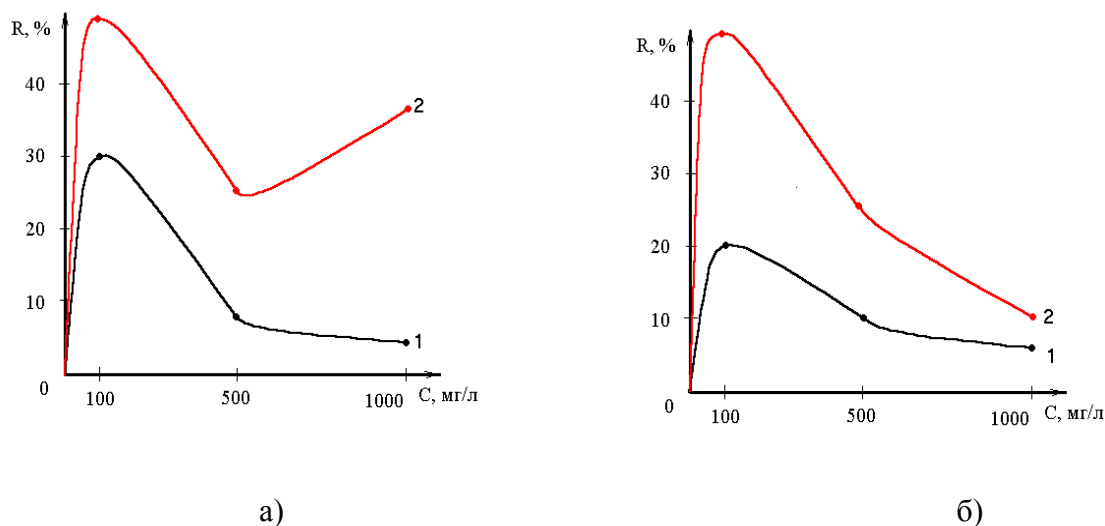


Рис. 1. Изотерма адсорбции осмия из раствора 2М НСl кремнезёмом:

а) гидратированная форма $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Кривые моментальной и равновесной адсорбции на гидратированном оксиде кремния имеют перегибы при степенях извлечения 30% и 50% в области концентраций 100 мг/мл. Причём степень адсорбции осмия при большем времени контакта на гидратированном оксиде кремния при всех используемых концентрациях осмия на 20–30 % выше, т.е. величина сорбции является функцией от времени. Аналогичная зависимость наблюдается и при использовании оксида кремния (рис. 1 б). Максимальная степень извлечения осмия оксидом кремния отмечалась из его растворов с концентрациями находящимися в окрестностях значений 100 мг/л.

Иридий

Данные по сорбции иридия приведены на рисунках 2 (а, б).

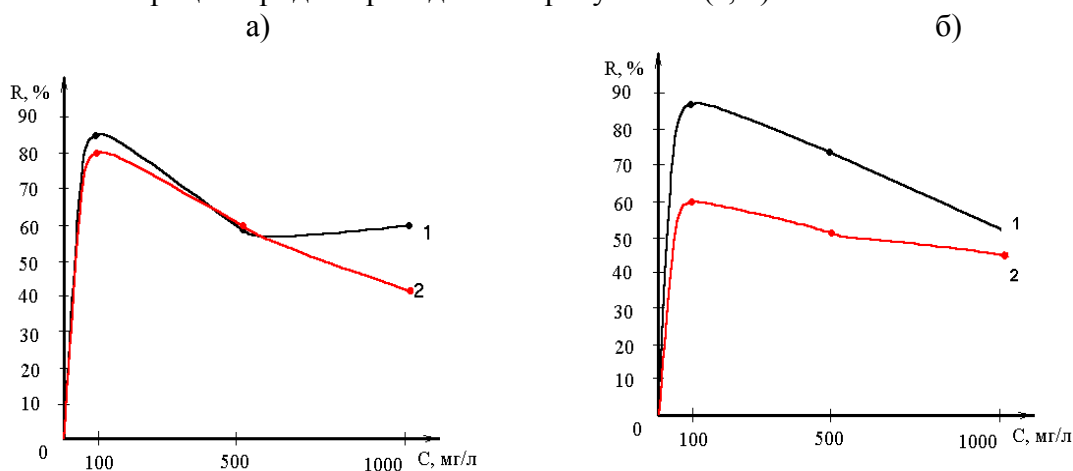


Рис. 2. Изотерма адсорбции иридия из раствора 2М НСl кремнезёмом:

а) гидратированная форма $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Анализ экспериментальных данных показал, что наиболее высокая степень поглощения 80–85% (рис. 2) характерна для сорбции иридия из растворов с массовой долей 100 мг/мл на гидратированном оксиде кремния. С увеличением концентрации иридия наблюдается убывание функции $f(R)$ от концентрации (C) до насыщения. Изотерма адсорбции иридия на сухом оксиде кремния при малом времени контакта, идентичная кривой сорбции на гидратированном оксиде кремния, также имеет характерный максимум поглощения 87% в области концентрации 100 мг/мл (рис. 2). Изотерма адсорбции иридия при равновесной сорбции приближается к классическому Ленгмюровскому типу. Степень поглощения для всего интервала концентраций колеблется в районе 46–60%.

Платина

Данные по сорбции платины приведены на рис. 3 (а, б).

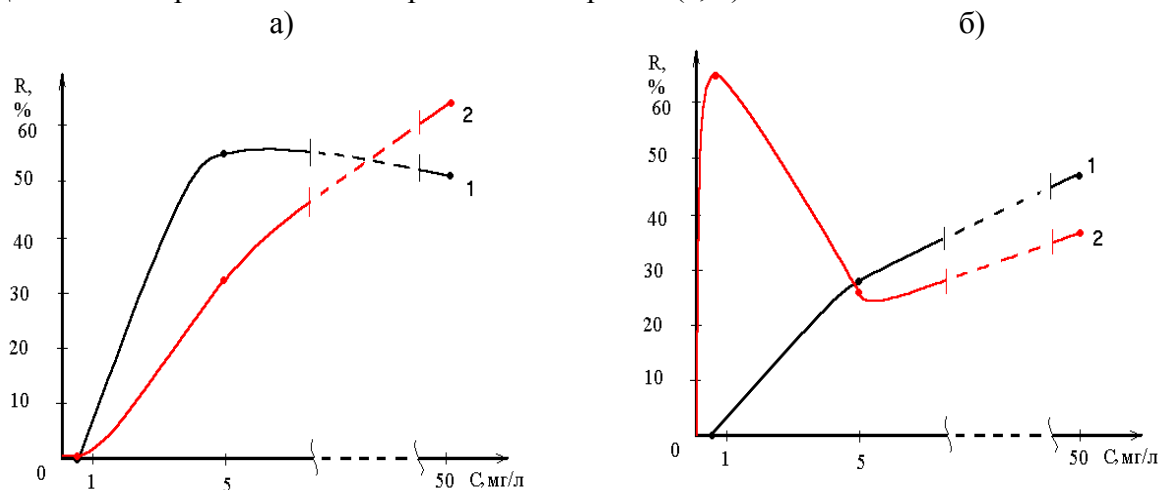


Рис. 3. Изотерма адсорбции платины из раствора 2М НСl кремнезёмом:

а) гидратированная форма $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

Экспериментальные данные представлены на рисунках 3 (а, б). Изотерма адсорбции платины на гидратированном оксиде кремния (рис. 3 а) при малом времени контакта имеет Ленгмюровский вид, максимальная степень поглощения составляет 55%. При низких концентрациях платины (0.5 мг/л), поглощения не наблюдается. С увеличением времени контакта до 1 часа кривая сорбции при выбранных концентрациях имеет более пологий вид, с точкой насыщения 64.6% в области 50 мг/л, при отсутствии процесса поглощения, так же как и для моментальной сорбции, в области малых концентраций. На интервале концентраций от 5 мг/л до 50 мг/л степень поглощения сухого кварца падала и колебалась в районе 30–50%.

К числу неорганических сорбентов относятся оксиды и гидроксиды металлов. Механизм их действия может быть различным, но наиболее часто имеют место ионный обмен и комплексообразование. Достоинства таких сорбентов – устойчивость по отношению к нагреванию, ионизирующим излучениям, органическим растворителям, подчас высокая избирательность. В числе их недостатков – не всегда достаточно высокая ёмкость, невоспроизводимость сорбционных свойств. Существенное влияние на величину сорбции оказывает размер поверхности сорбента. При минимальном размере поверхности сорбента наблюдается максимальная величина сорбции и наоборот. Исходя из рассчитанной величины сорбции благородных металлов на м^2 кремнезёмной поверхности, можно оценить степень заполнения поверхности сорбционным монослоем металла для каждого из образцов. Так значения максимальной ёмкости силикатов отмечаются для оксида осмия при сорбции в течение 1 часа. Наименьшая ёмкость оксидов кремния наблюдалась для платины табл. 1.

На основании экспериментальных данных была рассчитана сорбционная ёмкость по формуле: $\Gamma = (C_{\text{исх}} - C_{\text{кон}}) \cdot V_{\text{раст}} / m_{\text{сорб}} \cdot S_{\text{уд}}$; где $C_{\text{исх}}$ и $C_{\text{кон}}$ – концентрации сорбируемого элемента в начальный и конечный момент времени соответственно; $V_{\text{раст}}$ – объём раствора,

равный 10 мл; $m_{\text{сорб}}$ – масса навески сорбента – 0.02 г; $S_{\text{уд}}$ – удельная поверхность сорбента, $\text{м}^2/\text{г}$ [3].

Удельная поверхность была получена экспериментально и соответствовала для оксида кремния 246.48 $\text{м}^2/\text{г}$, для гидратированного оксида кремния 584.60 $\text{м}^2/\text{г}$.

Таблица 1.

Сорбционная ёмкость гидратированной и сухой форм кремнезёмов для осмия, иридия и платины.

Элемент	Сорбент	Время сорбции, ч	Сорбционная ёмкость, $\text{мг}/\text{м}^2 \cdot 10^{-3}$
Осмий	SiO_2	0.12	121.71
		1	1267.85
	$\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	0.12	34.21
		1	320.73
Иридий	SiO_2	0.12	1075.14
		1	933.14
	$\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	0.12	514.88
		1	359.22
Платина	SiO_2	0.12	49.60
		1	34.69
	$\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	0.12	21.89
		1	27.63

Оценку удельной поверхности производили по изменению концентрации толуола в его смеси с изооктаном, в результате контакта с навеской адсорбента. Измерения производили с помощью рефрактометра. Изотерма адсорбции толуола в изооктане проходит через максимум при концентрации 40% [3].

Выводы:

Установлено, что сорбция Os, Ir, Pt на двух типах синтетических кремнезёмов не является селективной и не носит количественного характера.

Максимальная степень извлечения Os, Ir, Pt на сухой и гидратированной формах оксида кремния характерна преимущественно при малых концентрациях модельных растворов.

Максимальная степень поглощения наблюдалась для иридия (IV), которая равняется 87%. Изотермы адсорбции Os^{2+} , Ir^{4+} , Pt^{4+} на изученных образцах силикатов имеют Ленгмюровский вид, а при равноценности всех центров адсорбции – классический вид, для сорбции Pt^{4+} на $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

На образцах сорбентов установлен вид изотермы адсорбции, на котором наблюдается максимум в области малых концентраций. Максимум (перегиб) на классической изотерме адсорбции имеют Os^{2+} , Ir^{4+} , Pt^{4+} , на образцах SiO_2 и сорбция Os^{2+} , Ir^{4+} на $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Наличие максимума поглощения связывается с заполнением активных центров $[-\text{O}]^-$.

Литература

1. Стромберг А.Г., Семченко Д.П. Физическая химия. – М.: Высшая школа, 1973. – 479 с.
2. Реми Г. Курс неорганической химии. – М.: Мир, 1972. – 798 с.
3. Крешков А. П. Основы аналитической химии. – М.: Химия, 1977. – 487 с.

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И СТРУКТУРНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ)

М.С. Рафаилович, В.Л. Лось

Институт природных ресурсов ЮГГЕО, г. Алматы, Казахстан

Замечательная прогнозно-поисковая черта многих рудных месторождений – зонально-волновая упорядоченность метасоматитов и структурированность аномалий рудных и петрогенных элементов. Самоорганизационные метасоматические и геохимические поля (с квантованием концентраций, взаимоувязанными областями мобилизации, транзита и отложения полезных компонентов) многими специалистами рассматриваются в качестве эффективного критерия прогноза и оценки различных типов оруденения (Г.Я. Абрамсон, И.С. Гольдберг, С.А. Григоров, А.Ф. Коробейников, В.Л. Лось, Е.В. Плюшев, В.Н. Сазонов, С.В. Соколов и др.). В практике металлогенического анализа и геологоразведочных работ генетически родственные понятия «промышленный тип оруденения», «метасоматическая формация» и «геохимическая специализация руд» однако часто обсуждаются и используются изолированно друг от друга, без учета их единства и взаимосвязи. В настоящем докладе сделана попытка частично осветить данную проблему на примере некоторых золоторудных и золотосодержащих месторождений Центральной Азии.

Гигантский золото-кварцевый штокверк Мурунтау – крупнообъемный объект мирового класса, залегающий в углеродистых отложениях нижнего палеозоя [2]. Для слагающих ее осадков характерны: слабовыраженная гранулометрическая сортировка и низкая окатанность обломков; зерна фельзитов, спилитов, андезитов; осадочно-диагенетический, кластогенный пирит (от 0,1 до 3,0 %, в отдельных прослоях до 15-20 %) с микровключениями самородного Au, арсенопирита, сфалерита, блеклых руд; керит-антраксолит-шунгит-битумоиды (до 3-5 %, в тонкообломочных породах до 8-10 %), зеленосланцевая фация метаморфизма; повышенный фон Au десятки мг/т, W 7-10 г/т и более, Mo 8-10 г/т, As 40-50 г/т.

Мурунтау – мезотермальный рудный объект надинтрузивной зоны. Магматические образования верхнепалеозойского возраста представлены дайками сиенито-диоритовых порфиритов мурунтауского комплекса, Мурунтауским скрытым интрузивом лейкогранитов и сопровождающими его дайками пегматитов, аплитов и лейкогранитов. Интрузивные породы специализированы на Au, Ag, As, W, Bi, Mo, Sn и др. Гидротермальные изменения: додайковые биотит-полевошпат-кварцевые и последайковые кварц-хлорит-альбитовые, кварц-серицитовые, углеродистые и аргиллизитовые. Мегаштокверк Мурунтау – комбинация стержневых и оперяющих кварцевых жил, рудных столбов, прожилково-вкрапленных и вкрапленных минерализованных зон. Общая площадь штокверка на поверхности около 3 кв. км. Среднее содержание золота в карьере 3,72 г/т. Рудные пересечения с содержаниями Au от 2,0 до 15,2 г/т отмечены до глубины почти 4000 м (скважина СГ-10).

Месторождение Мурунтау имеет отчетливое объемно-концентрическое строение. Внутренняя (ядерная) зона мегаштокверка, сложенная калишпат-кварцевыми метасоматитами, трассируется дифференцированными полями W и Mo (высокопродуктивная ранняя ассоциация). Содержания W и Mo возрастают с глубиной. Повышенные концентрации As и Sb (индикаторов поздних и заключительных стадий с кварц-хлорит-альбитовыми и кварц-серицитовыми изменениями пород) тяготеют к средним и верхним горизонтам и апикальным частям рудных залежей. Хром, петрогенный когерентный элемент, концентрируется по периферии рудного штокверка, в области биотит-двуполевошпат-кварцевых гидротермалитов [1, 2].

Васильковский золоторудный район со штокверковым месторождением золота Васильковское (Северный Казахстан). Объект расположен в Северном Казахстане на территории Кокшетауского срединного массива – крупного блока метаморфических пород

докембрия, подвергнутого в фанерозое интенсивной аккреции и гранитизации. Основной структурный элемент – Северо-Кокшетауская эллипсовидная купольно-кольцевая структура размером 55х30 км, осложненная куполами второго порядка. Значительная часть Васильковского района сложена вытянутым в северо-западном направлении Северо-Кокшетауским верхнеордовикским интрузивом зерендинского комплекса (габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, монзониты) [3, 5, 7]. В интрузиве развиты обширные поля региональной (площадной) калишпатизации и березитизации. В обрамлении интрузивного плутона, сложенного метаморфитами докембрия и осадками ордовикского, девонского и каменноугольного возрастов, преобладающим развитием пользуется пропилитовый тип гидротермалитов. Васильковский рудный район занимает закономерное положение в региональных полях концентраций золота [6, 9]. Статистическое и пространственное распределение благородного металла характеризуется значительной неоднородностью. Выделяются пять популяций проб со следующими уровнями концентраций: A_1 – с существенным дефицитом металла (Au менее 0,5 мг/т); A_2 – с умеренным дефицитом Au 0,5-2,0 мг/т; В – популяция, соответствующая местному «фону» Au 2,0-5,0 мг/т; C_1 – популяция повышенных концентраций Au 5,0-25,0 мг/т; C_2 – популяция высоких концентраций Au от 25,0 мг/т до сотен мг/т. Вышеперечисленные уровни отделяются друг от друга «естественными» границами 0,5 мг/т, 2,0 мг/т, 5,0 мг/т, 25,0 мг/т. Васильковский район пространственно совпадает с областью развития концентраций уровня C_2 (Au более 25,0 мг/т). С запада, юго-запада и юга к этой области примыкает ареал уровня A_1 с резким дефицитом Au (менее 0,5 мг/т) площадью около 10 тыс. км². Области дефицита Au (уровни A_1 и A_2 в полях пропилитов) интерпретируются как зоны выноса, а области повышенных концентраций C_1 и C_2 , контролируемые полями калишпатитов и березитов, – как зоны ступенчатого накопления элементов и концентрированного рудообразования.

Золото-сульфидно-кварцевое жильно-штокверковое месторождение Зармитан локализовано на территории Южного Тянь-Шаня в зоне северного контакта Караулхана-Зармитанской зоны смятия (Узбекистан). Важнейший элемент геологического строения месторождения – Кошрабадский интрузив габбросиенит-сиенитов, граносиенитов и гранитов с дайками щелочного и кислого состава (верхний палеозой). Вмещающие породы Кошрабадского интрузива – силурийские отложения аспидной формации: филлиты, углеродистые сланцы, пелитоморфные карбонатные породы. Отложения ороговикованы, метаморфизованы до зеленосланцевой серицит-хлоритовой фации, дислоцированы с образованием изоклинальных складок, будинажа и кливажа. В зонах динамометаморфизма и межслоевых полостях отмечаются переотложенное углеродистое вещество, метаморфогенный кварц, пирит, сфалерит, галенит [3, 10]. Рудные тела – жилы (преобладают), линейные штокверки и плитообразные минерализованные залежи. Жилы и жильные зоны в интрузивных породах отличаются выдержанностью параметров (средняя длина 1,2 км, мощность до 1-3 м, содержание Au около 10 г/т), повышенной ролью шеелита и пониженной сульфидных минералов. По падению кварцевые жилы переходят в многоярусные линейные штокверки мощностью десятки метров с концентрациями Au первые г/т. В дислоцированных терригенных пород восточного экзоконтакта Кошрабадского интрузива рудные штокверки образуют ансамбли крутопадающих линзовидных кварцевых жил с изменчивыми по форме кварц-сульфидными прожилками и зонами минерализации. Здесь увеличиваются параметры оруденения и содержания сульфидов при снижении концентраций W. Самородное Au четырех генераций, размерность выделений от первых мкм до 3,0 мм, пробность от 310‰ до 950‰. Формы выделения золота – комковая, дендритовидная, пластинчатая.

Полярную структуру геохимического поля Зармитана выразительно подчеркивают два компонента: Au и Ni. Золото – центростремительный элемент, никель – центробежный. По Г.Я. Абрамсону [4], первичное геохимическое поле золота включает промышленные рудные тела и сопровождающие их ореолы повышенных («положительных») концентраций благородного металла шириной около 100 м. Это поле содержит три уровня содержаний Au, мг/т: более 10 (экзоконтакты рудных тел), 3-10 и 2-3 (промежуточная и периферийная зоны).

«Положительные» ореолы золота перемежаются с ореолами пониженных и низких концентраций (менее 2 мг/т). Распределение никеля противоположно таковому золота: центральная часть рудной зоны фиксируется низкими содержаниями Ni (территория выноса с концентрацией менее 3,5 г/т), периферия – повышенными (более 5,5 г/т). «Положительные» ореолы Au (область привноса) сопровождаются калишпатизацией, березитизацией и окварцеванием вмещающих пород. Область повышенных содержаний Ni приурочена к внешней альбит-хлоритовой части метасоматического ореола.

Потенциальное *золоторудное жильно-прожилковое месторождение Тригопункт* находится в Центральном Казахстане, Шуи́лийском рудном поясе, в Майкабат-Алтынсайском районе. Площадь его сложена терригенными осадками верхнего ордовика и малыми интрузивами диорит-гранодиоритов девонского возраста. Объект приурочен к сочленению березитов и пропилитов. Центральное золотопродуктивное березитовое ядро имеет эллипсовидную форму сечением в плане 1,3х0,3 км; оно характеризуется высоко- и умеренно контрастными элементами привноса Au до первых г/т, As до 0,1-0,3 %, Bi и Mo до 10 г/т, Pb 0,0n %, W 0,00n %. Периферийная оторочка пропилитов шириной десятки-первые сотни метров, сплюснутым кольцом обрамляющая продуктивную зону березитов, концентрирует Co до 40-60 г/т, Ni до 100-150 г/т, Mn до 0,2-0,5 %, Ti до 0,5-1,0 %, Cr 0,02-0,1 %, Ba до 0,1-0,5 %; в самих березитах отмечается резкий дефицит фемических компонентов и бария [8].

Золото-медно-порфировое месторождение Нурказган располагается в Центрально-Казахстанском девонском вулcano-плутоническом поясе, в Тюлькулинской очаговой вулканоструктуре (М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко, В.И. Жуковский). Площадь месторождения сложена породами терригенно-вулканогенной шешенкаринской свиты нижнего девона (агломератовые туфы и вулканомиктовые конгломераты андезибазальтового состава, вулканомиктовые алевролиты, граувакки, песчаники, субвулканические тела андезибазальт-порфиринов), прорванными рудоносным Тюлькулинским плутоном девонского возраста. Интрузив, ориентированный в меридиональном направлении, имеет протяженность 5 км при ширине от первых сотен метров на северном и южном флангах до 2 км в центральной части. В нем развиты кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, монцониты, кварцевые монцониты, граносиениты с дайками диабазов, кварцевых диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов, плагиогранит-порфиринов.

Оруденение Нурказгана концентрируется в телах эксплозивных брекчий округлой, трубообразной, неправильной форм размерами 500-900х250-300 м. Брекчии прорывают гранитоиды карамендинского комплекса в зонах разломов северо-восточного направления. Центральная и Восточная эксплозивные трубки размерами 500-900х250-300 м склоняются соответственно на запад и восток под углами 60-65°, образуя структуру «опрокинутой чаши». Ширина Центральной трубки на глубинах 400-600 м достигает 500 м. Рудные штокверки имеют вкрапленную, прожилковую, гнездово-сгустковую, брекчиевидную текстуры. Средние содержания Cu в них 1,0-1,4 %, Au 0,55 г/т, Mo 0,01 %, Ag 2,4 г/т.

Метасоматический ореол содержит филлизитовую (пирит, кварц, хлорит, серицит), серицит-хлорит-калишпатовую и существенно калишпатовую зоны (глубины от поверхности до 1200 м) [11]. Кварцевое ядро предположительно залегает на глубинах 1,5-2,0 км. Геохимическая модель Нурказгана хорошо согласуется с его рудно-метасоматическим строением [7, 12]. Рудоносный контур суммарной площадью около 3,0 кв. км, слагающий ядерную часть рудно-метасоматической конструкции, отмечается Cu-Au-Mo-Ag-W-Sn ассоциацией рудной стадии. Поле этой ассоциации совпадает с областью каолинитсодержащих пирит-хлорит-серицитовых метасоматитов. Петрогенную ассоциацию образуют Cr, Ni, Co, Ba и Be – элементы, «перемещенные» из рудной зоны в породы обрамления в результате пневмато-гидротермальных процессов. Комплексный ореол Cr-Ni-Co-Ba-Be образует подковообразную дугу длиной до 6-7 км и шириной до 0,8-1,2 км, окаймляющую рудную зону с запада, севера и востока. Данный ореол фиксируется глинисто-серицитовыми изменениями пород. На большей части рудоносной зоны содержания петрогенных элементов ниже фона.

Примеры подобных соотношений геохимических аномалий и зон метасоматических изменений пород можно было бы продолжить. Несомненно одно, совместный анализ разнородной геохимической информации и данных по гидротермалитам – путь к открытию новых рудных объектов, реальная возможность воспроизводства фонда недропользования. Приоритетной проблемой в рассматриваемой области следует считать составление по единому принципу баз данных структурной организации известных (эталонных) рудно-метасоматических и геохимических полей и разработку на их основе рекомендаций прикладного плана.

Литература

1. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Атлас // Отв. ред. Н.К. Курбанов. – М.: ЦНИГРИ, 1993. – 37 с.
2. Золоторудное месторождение Мурунтау. – Ташкент: ФАН, 1998. – 540 с.
3. Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. – М.: ЦНИГРИ, 1986. – 287 с.
4. Комплексная переработка минерального сырья Казахстана. Состояние, проблемы, решения. Т.1а. Прогноз, поиски и моделирование рудных объектов / под ред. В.Л. Лося. – Алматы, 2008. – 466 с.
5. Крупномасштабное прогнозирование золотых и золотосодержащих месторождений в активизированных докембрийских блоках и срединных массивах Казахстана / М.С. Рафаилович, В.М. Абишев, Г.М. Козловский и др. – Алма-Ата: КазИМС, 1985. – 64 с.
6. Лось В.Л., Гольдберг И.С. Рудообразование как самоорганизационный процесс перераспределения металлов // Геология и минерагения Казахстана. Алматы, 2000. С. 116-129.
7. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. – Алматы, 2009. – 304 с.
8. Рафаилович М.С. Геология золота Центральной Азии: эволюция оруденения, метасоматические формации, взрывные брекчии. – Алматы. 2013. – 423 с.
9. Рафаилович М.С., Лось В.Л. Васильковское штокверковое месторождение золота: геологическая и структурная позиции, прогнозно-поисковая модель // Руды и металлы. 2007. № 4. С. 26-36.
10. Рудные месторождения Узбекистана. – Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. – 611 с.
11. Серых В.И., Евдокимов И.В. О геологической позиции медно-порфирового оруденения девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 2001. № 1. С. 41-58.
12. Солнцев С.С., Франковская Н.М., Покусаев А.В. Геохимические модели золото-медно-молибденового месторождения Самарское и его рудного поля как основа прогноза и поисков аналогичных объектов // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 2. С. 30-36.

ФОРМАЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ АРЦЕВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН)

Л.И. Рогулина, Е.Н. Воропаева, С.Г. Некрасова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Уже на рубеже XXI века металлогения является общепризнанной фундаментальной наукой о Земле. В настоящее время в её структуре выделяется ряд разделов: общая, эволюционная, региональная, специальная, прикладная и др. Региональная металлогения исследует закономерности пространственного размещения рудоносных площадей разного ранга в том числе и рудных районов. Задача науки за видимым разнообразием месторождений и рудопроявлений рудных районов определить системность подхода в видении общих и различных процессов. Цель наших исследований состоит в создании базовой модели Арцевской рудоносной структуры Дальнегогорского рудного района, основываясь на металлогенических принципах системности, аналогии и мобилизации рудных элементов.

Арцевская рудоносная структура, расположена в восточной части Дальнегогорской вулканотектонической депрессии. Рудоносная площадь приурочена к Лидовскому горсту и находится в зоне сочленения двух крупных тектонических структур: субмеридионального Мономаховского сдвига и СЗ Смысловской ослабленной зоны. На площади широко развиты разломы, отражающие структурный рисунок зоны пересечения глубинной тектоники. В её пределах разведано 3 месторождения: Майминоовское, Красногорское, Черёмуховое и около 20 рудопроявлений.

Нами впервые детально изучены Pb-Zn руды с Au-Ag минерализацией **Майминоовского** месторождения и **Трёхреченского** рудопроявления – новых объектов Дальнегогорского рудного района [7, 9]. Краткая геологическая и минералого-геохимическая характеристика исследуемых рудных объектов приведена в таблице.

Вещественный состав руд изучался макроскопически в поверхностных и подземных горных выработках. Микроскопические исследования проводились: атомно-абсорбционным (Hitachi-180-50) и оптико-минералогическим (МБС-10, ПОЛАМ-P211, Аxioplan-2) методами. Микровключения исследовались электронно-микроскопическими методами с использованием JSM-6390LV JEOL с EDX INKA Energy-350; сканирующего электронного микроскопа EVO-50XVP, с EDX INKA Energy-350. MS-46 «Cameca»; Camebax SX-50; «Суперпроб-733»; Cam Scan 4D с ЭДС Link (системы ISIS). Рентгенофазовый анализ выполнялся камерой РКД.

Установлено, что рудный процесс на Майминоовском и Трёхреченском объектах после выделения основных сульфидных минералов галенита, сфалерита, пирита завершается отложением сульфоантимонитов серебра, которые развиваются за фрейбергитом, затем выделяются акантит и самородные Au-Ag сплавы. Золотосеребряная минерализация проявлена в наклонно залегающем вулканическом покрове (Трёхреченское) и в подстилающих терригенных породах Таухинского террейна (Майминоовское).

Регионально-минералогические исследования, играющие важную роль в классификации, оценке рудоносных площадей и составляющие основу для решения задач эволюции минерального вещества, определены Н.П. Юшкиным (2011), как основные минералогические перспективы. Поэтому нами проведён топоминералогический анализ структуры с учётом исследованных, а также известных месторождений и рудопроявлений: Черёмуховое, Майминоовское, Красногорское, Трёхреченское, Сарафанное, Майское.

Редкий пример совмещённых рудных тел разных ярусов представлен на **Красногорском** месторождении, где отмечено 3 типа оруденения: Sn-Zn –порфиоровый (гнездово-вкрапленный в эруптивной брекчии); мелкие жильные тела Sn-Ag-Pb-Zn минерализации в приконтактовых частях риолитов завершающей фазы формирования жерла (66 ± 5 млн. лет); жильно-метасоматические зоны Ag-Pb-Zn минерализации в игнимбритах (55 ± 5 млн. лет) (K/Ar) [1, 5]. В мелких жильных телах появляются блёклые руды, которые прослеживаются в жильно-

метасоматических зонах. В центральной части месторождения (по данным бурения) вскрыто сложно построенное тело габбро-гранитоидного состава.

Таблица 1. – Краткая характеристика исследуемых рудных объектов

Рудные объекты	Особенности геологического строения	Рудные минералы и ассоциации	Рудно-геохимический тип
Майминовское	Сочетание кварц-сульфидных жил гнездово-прожилковой минерализации с оруденелыми зонами дробления; метасоматическими рудными телами по зальбандам рудных жил и метасоматическими зонами. Рудные тела (30) эшелонированные СЗ реже СВ и субширотного направлений в терригенной флишеидной толще (K_1). На севере экструзия риолитов (K_2) среди вулканитов (K_2). Вмещающие породы прорываются дайками андезибазальтов (K_2 - P_1).	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, марказит, арсенопирит, аргентотетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, полибазит, стефанит, акантит, Ag, Au. Ассоциации: 1) пирит-арсенопиритовая, 2) галенит-сфалеритовая, 3) пираргирит-акантит-фрейбергитовая	Серебро-свинцово-цинковый с золотом
Трёхреченское	Сочетание кварц-сульфидных жил гнездово - прожилковой минерализации с оруденелыми зонами дробления; метасоматическими рудными телами по зальбандам рудных жил и метасоматическими зонами. Рудные тела (11) эшелонированные СЗ реже СВ и субширотного направлений в вулканогенной толще риодацитов, андезитов, (K_2). Толща прорывается дайками андезибазальтов (K_2 - P_1).	Пирит сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, аргентотетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, прустит, акантит, ковеллин, Ag, Au. Ассоциации: 1) пирит-кварцевая, 2) галенит-сфалерит-пиритовая-II с арсенопиритом 3) прустит-пираргирит-акантит-фрейбергитовая.	Серебро-свинцово-цинковый с золотом

Черёмуховое (Синанчинское) Sn-Pb-Zn месторождение (7,0 км к СЗ от Майминовского) является аналогом боливийского типа (порфировый). Рудное поле сложено туфами и игнимбритами риолитов, прорванными серией даек андезитов и андезибазальтов. Рудные жилы прослеживаются по контакту даек диабазовых и диоритовых порфиров СЗ простирания, с падением на СВ (55-75°). Среднее содержание Sn – 0,67%; Pb – 5,12%; Zn – 5,89%; Ag – 154г/т. Рудная минерализация представлена сульфидами: пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тиллитом, станнином и оксидами – касситеритом, магнетитом. В распределении Sn отмечена вертикальная зональность: тиллит ($PbSnS_2$)→станнин (Cu_2FeSnS_4)→касситерит (SnO_2) [3].

Майское Au-Ag месторождение расположено в ЮВ части Дальнегорской вулканотектонической депрессии на стыке с Мономаховским субмеридианальном разломом. Рудная зона СЗ направления приурочена к контакту покрова вулканитов с вулканогенно-осадочными породами. Рудные минералы (3-5 %) образуют агрегаты взаимного прорастания кюстелита,

электрума, самородного золота с пираргиритом, аргентитом, кварцем, адуляром, а также акантитом и кераргиритом. Обнаружены единичные кристаллы платиноидов: гексагональные пластины осмистого иридия и додекаэдры сперрилита [2, 6].

Таёжное Au-Ag месторождение расположено в породах Кемского островодужного террейна к северу от исследуемой структуры и является наиболее изученным в ряду перспективных площадей на серебро центральной части Тернейского рудного района: Пихтовое, Кумирное, Кабанье, Кишмышовое, Таратай и др. Оно приурочено к мощной (2 км) зоне меридионального Таёжного глубинного разлома вблизи его пересечения с северо-восточным Геологическим. Рудные тела, образуют субпараллельную серию меридианальных жил и метасоматических зон. По минеральному составу среди руд месторождения выделяются 2 основных типа: собственно серебряные и серебро-полиметалльные. Носителями серебра в рудах являются: сульфосоли группы пираргирита, сульфиды Ag, серебросодержащая блёкляя руда, сульфосоли группы фрейеслебениита и самородное серебро. Нами впервые обнаружено самородное Au и единичные знаки платиноидов бреггита, сперрилита, осмистого иридия [8].

Анализ топоминералогии, сопоставление возраста оруденения различных рудно-геохимических типов, их геологических условий локализации на Арцевской рудоносной площади позволил предположить следующую модель многоярусного строения рудно-магматической системы

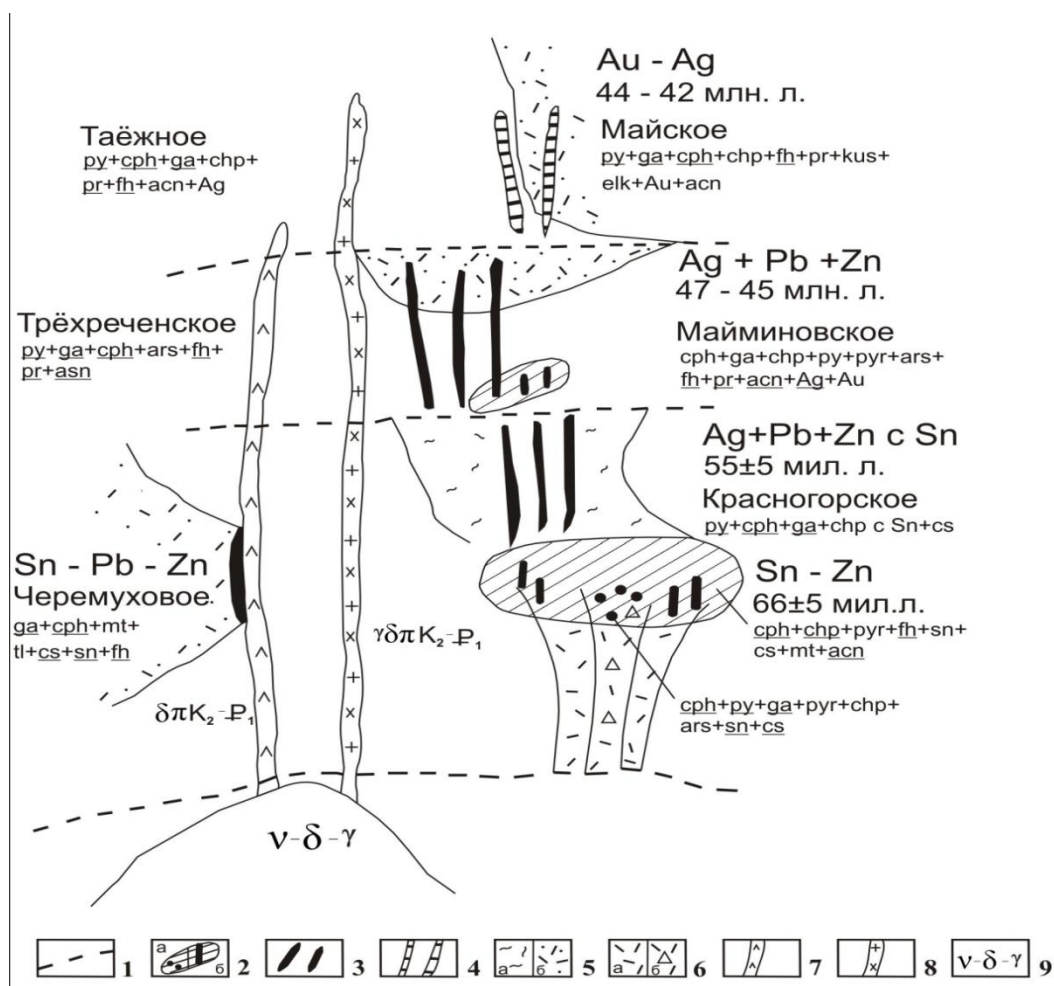


Рис. 1. Модель ярусного строения рудно-магматической системы Арцевской структуры.

1 – границы ярусов; оруденение: 2 – Sn-Zn прожилково-вкрапленное порфировое, 3 – Ag-Pb-Zn жильное и в зонах метасоматоза, 4 – Au-Ag жильное; 5 – а) игнимбриты, б) туфы риолитов; 6 – а) риолиты, б) брекчия риолитов жерловой фации; 7 – дайки базитов; 8 – дайки гранодиорит-порфиров; 9 – интрузия габбро-диорит-гранитов

Изотопный возраст свинца по галенитам скарновых и жильных месторождений Дальнегорского рудного района варьирует в интервалах от 109 мил. л. до 245 мил. л. [4, 10]. Причём на жильном Майминовском возраст свинца галенита близок к максимальному значению скарнового Николаевского месторождений соответственно 221 мил. л. и 239 мил. л. Полученный модельный возраст соответствует времени аккреции Таухинского террейна.

Таким образом, металлогенические исследования Арцевской рудоносной структуры указывают на функционирование единой рудно-гидротермально-магматической системы, отражающей пространственно-временные закономерности рудообразования Восточно-Сихотэ-Алинского орогена.

Литература

1. Добровольская М.Г., Балашова С.П., Заозерина О.Н., Голованова Т.И. Минеральные парагенезисы и стадии рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях Дальнегорского рудного района (Южное Приморье) // Геология рудных месторождений, 1993. Т.35, №6. С.493-519.
2. Пискунов Ю.Г., Рогулина Л.И., Юшманов Ю.П., Катрук А.А. Минералогия руд Майского золото-серебряного месторождения (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2006. том 25, №1, С.74-80
3. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья – М: Академия наук СССР. 1962 – 128 с.
4. Рассказов С.В., Иванов В.В., чл.корр.РАН Ханчук А.И., Чашин А.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья // Доклады Академии наук, 2002. Т.387, № 5. С.685-689.
5. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Кузнецов Д.Н., Король Р.В. Олово-цинковое оруденение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геология рудных месторождений, 1990. № 2.С.68-77.
6. Рогулина Л.И., Макеева Т.Б., Пискунов Ю.Г., Свешникова О.Л. Первая находка платиноидов в рудах Майского золото-серебряного месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Вестник ДВО РАН. 2004. №5. С.94-98
7. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометальная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки Российского минералогического общества. Москва, 2010. Ч. 138. Вып. 5. С.29-40.
8. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Варламов Д.А. Минеральный состав и строение руд эпитепмального серебряного месторождения Таёжное в Приморье. // Разведка и охрана недр. 2012. №6. С. 32-39.
9. Рогулина Л.И., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н., Теребило В.И. Минералогические особенности рудопроявления Трехреченского – нового объекта Арцевской рудоносной структуры в Приморье // Разведка и охрана недр, 2013. №6. С.8-15.
10. Ростовский Ф.И. Об изотопных отношениях Pb в галенитах рудных месторождений Востока Азии // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24, № 2. С.33-45.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛБЫН (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Л.И. Рогулина, С.М. Радомский, В.В. Беспалов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Развитие минералогии как компонента металлогении предопределило наиболее актуальные проблемы минералогической науки. Одной из которых является исследование минералов как генетических индикаторов геологического прошлого. Минералогия по определению Н.П. Юшкина (2011) стала сложной многофункциональной наукой, в которой выделяется более ста ведущих направлений. Цель наших исследований – минеральные ассоциации метасоматического процесса рудообразования в зеленосланцевых метаморфитах месторождения Албын.

Месторождение Албын расположено в Харгинском рудном узле Верхнеселемджинского рудного района. По материалам фондов известно, что оруденение приурочено к субширотной структуре выраженной интенсивной трещиноватостью, смятием и хлорит-слюдисто-альбит-кварцевым метасоматозом вмещающих пород. Минерализованная зона локализована в подошве надвига, осложняющего северное крыло куполовидной антиклинали, сложенной углеродсодержащими слюдисто-кварцевыми метаморфическими сланцами афанасьевской свиты, которые инъецированы многочисленными послойными телами метабазитов (PZ₁). Рудоносная структура прослежена на 5 км, она характеризуется чередованием пластов, прослоев и линз альбитовых и хлоритовых метасоматитов с малоизмененными метабазитами и сланцами. Рудные тела локализованы на разных гипсометрических уровнях метасоматически измененных пород. Выделено шесть обособленных золоторудных тел, границы которых определяются только опробованием. Протяженность рудных тел: по простиранию до 1850 м, по падению до глубины 300 м, при средней мощности от 3,1 до 17,3 м и среднем содержании золота 2,09 – 4,06 г/т.

Нами исследовались образцы Албынской рудной зоны, отобранные в эксплуатационном карьере, химическим (Hitachi-180-50), петрографическим и минераграфическим (Axioplan-2) методами с применением электронноспектрографического метода анализа на микроскопе JSM-6390LV JEOL с EDX INKA Energy-350 в ДВГИ ДВО РАН.

Породы рудной зоны представлены метасоматически изменёнными полевошпат-слюдисто-кварцевыми сланцами параллельно слоистой и плейчатой текстуры фации зелёных сланцев (эпизона метаморфизма). Кроме того, отмечаются участки дробления с интенсивной гидротермальной проработкой и, как следствие, образование метасоматической брекчии. Преобладающие структуры: гранобластовая и параллельно-сланцеватая (рис.1).

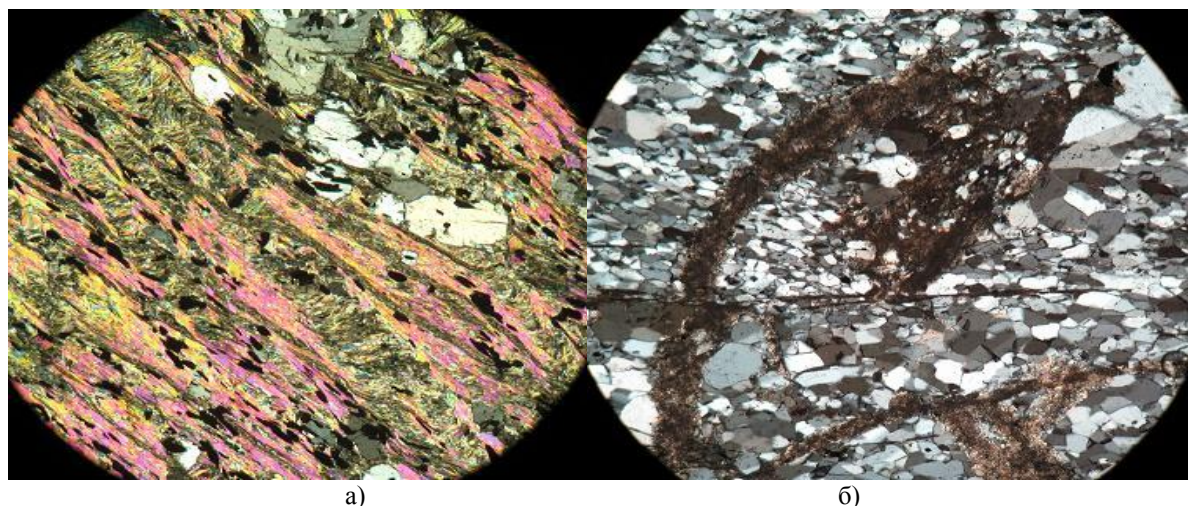


Рис. 1. Структуры рудовмещающего метасоматита: а) гранобластовая, б) сланцеватая (шлиф, николи X)

Преобладающий характер метасоматического изменения пород: карбонат-хлорит-К-Na-полевошпат-кварцевый. Выделяются следующие метасоматические ассоциации: хлорит-мусковит-эпидот-полевошпат-кварцевая; мусковит-К-Na-полевошпат-кварцевая и кварц-эпидот-мусковитовая. Ранний биотит интенсивно замещается хлоритом, мусковитом и лишь на отдельных участках сохраняются реликтовые пластинчатые зёрна и агрегаты биотита. Пелитоморфный эпидот развивается в хлоритовых, К-Na-полевошпат-кварцевых прослоях, кроме того образует лучистые скопления, вероятно, по амфиболу (глаукофану?). Карбонат (сидерит) один из поздних метасоматических минералов. Образует микропрожилки в кварце, К-Na полевых шпатах, хлорите, мусковите вдоль слоистости и поперёк, заполняет микротрещины и развивается по эпидоту. Карбонат тесно ассоциирует с пиритом, практически, все его выделения развиты в монокристаллах и скоплениях (гнездах, прожилках) карбонатов (рис. 2).

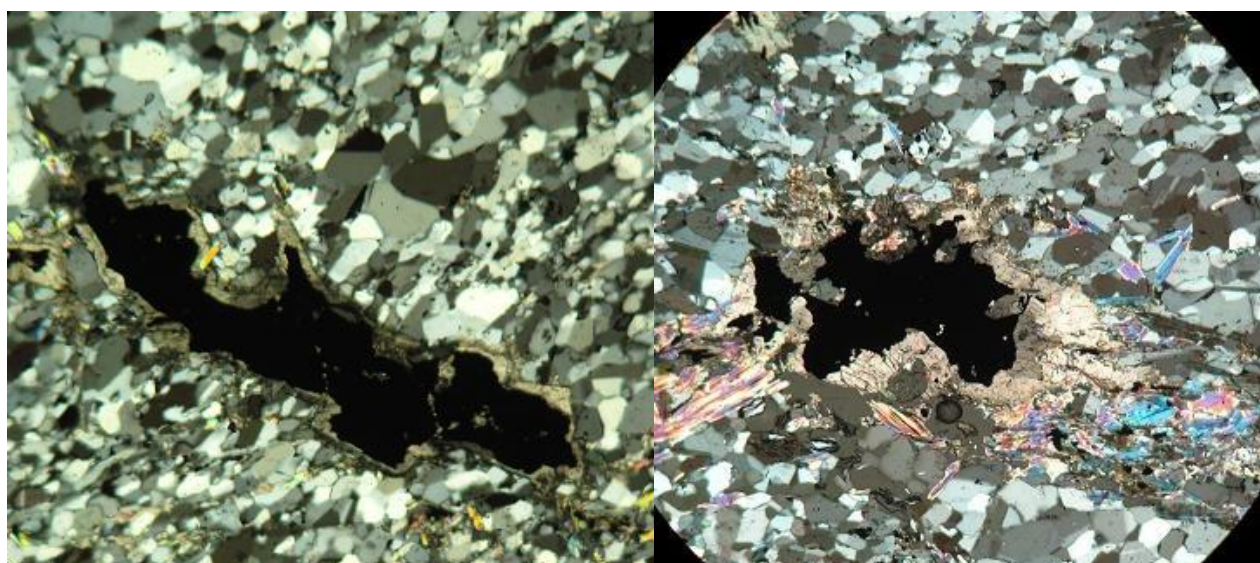


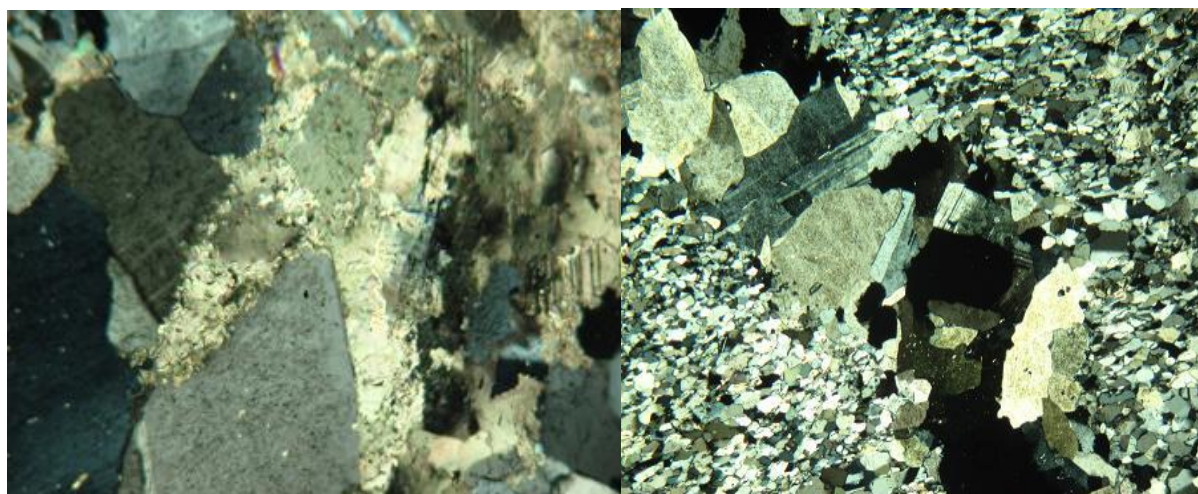
Рис. 2. Каёмки карбоната вокруг ксеноморфных выделений пирита (чёрное) в мусковит-полевошпат-кварцевом метасоматите (шлиф, николи X)

Одними из низкотемпературных околожильных изменений являются микропрожилки флюорит-ортоклазового и адуляр-карбонатного составов с редкими зёрнами шеелита в гранобластическом кварце (рис. 3).

Отмечена перегруппировка углеродистого вещества при метасоматическом замещении метаморфических сланцев. Она развивается в форме тонкой рассеянной вкрапленности в К-Na-полевошпате, кварце и по спайностям в новообразованном карбонате.

Рудная минерализация образует неравномерную вкрапленность в карбонат-К-Na-полевошпат-кварцевом метасоматите, а также в слюдистых мусковит-хлоритовых с эпидотом слоях. Рудные минералы составляют в среднем 3-5 %, с вариациями от единичных зёрен до 15 %. Преобладают пирит, арсенопирит в меньшей степени ильменит, реже марказит, пирротин, магнетит. Отмечаются знаки халькопирита, сфалерита и микровключения самородного золота. Ранние минералы пирит, арсенопирит интенсивно замещаются поздним кварцем с образованием скелетных реликтовых структур. Ксеноморфные и призматические формы пирита в основном отмечаются в гнездах и прожилках карбоната, реже в кварце, хлорите, мусковите, они также замещают лучистые агрегаты эпидота. Арсенопирит – один из распространённых рудных минералов, образует призматические, дипирамидальные и удлинённопризматические кристаллы в кварце, реже в ассоциации с пиритом. Кроме того, арсенопирит образует извилистые микропрожилки по границе слоёв слюд (мусковита, серицита) и К-Na- полевых шпатов пертитовой структуры. Ильменит призматической формы встречается в основном в

кварц-хлорит-мусковитовых агрегатах с реликтовым биотитом, совместно с ними повторяет слоистую и пльчатую текстуры; редко отмечается в кварцевых метасоматитах.



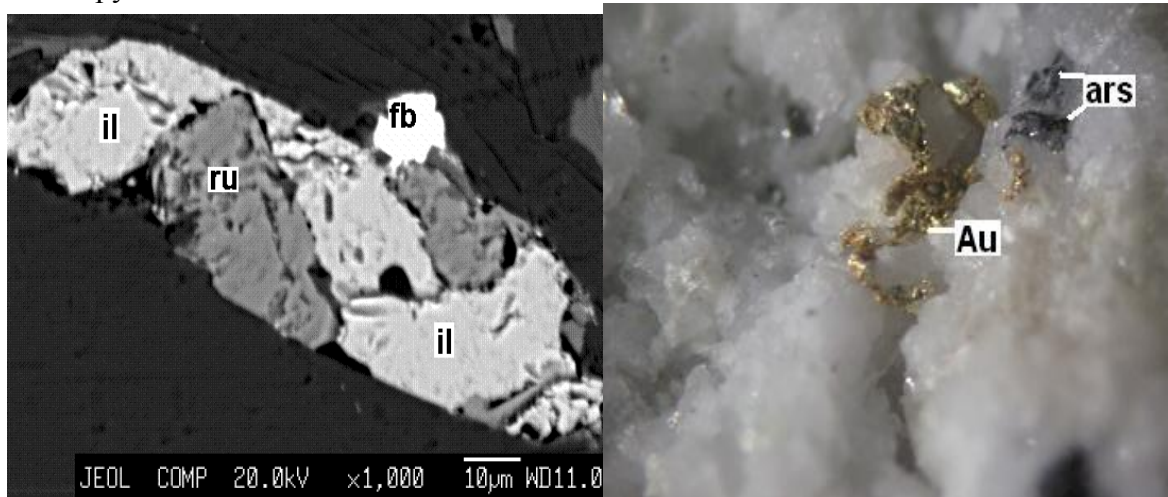
а)

б)

Рис. 3. Микропрожилки: а) ортоклаз (мутно-серое)-флюорита (черное); б) альбит (серое)-карбоната (светлое) в полевошпат-кварцевом метасоматите (шлиф, николи X)

Самородное золото ксеноморфной формы размером (0,44x0,96) мм отмечено в образце (макроскопическое) и микровключения в полированном шлифе при увеличении 1000 пластинчатой и округлой морфологии. Выделяется в межзерновом пространстве кварца, по трещинам, а также в магнетите, что указывает на существование 2х его генераций: ранней в оксидах Fe и более поздней в кварце (рис. 4 а).

Петрографическими исследованиями в хлорит-полевошпат-кварцевом метасоматите рудной зоны обнаружено гнездовое скопление зёрен колумбита $(\text{Fe,Mn})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$. Микрозондовый анализ подтвердил наличие колумбита в ассоциации с ильменитом, хлоритом, биотитом и рутилом.



а)

б)

Рис. 4. а) Морфология самородного золота (Au) в трещине, секущей кварц и арсенопирит (ars) (штуф, ув. 20); б) фторбритолит (fb) в ассоциации с ильменитом (il), рутилом (ru) и биотитом (чёрное) (микрозондовый анализ)

Впервые нами обнаружены редкоземельные минералы фторбритолит, фторбритолит-(Y) $(\text{Y,Ca,Ce,La,Nd})_5 [\text{SiO}_4]_3 \text{F}$ и алланит в аналогичном парагенезисе (рис. 4 б). Несколько ранее на месторождении в дорудных метасоматических породах в ассоциации с кальцитом отмечен и исследован сложный Sr, Ba, Y - содержащий карбонат доннейит-(Y) [3].

Выводы:

1. Впервые отмечены:

- широкое развитие низкотемпературного K-Na метасоматоза наряду с выявленным ранее натровым, карбонатно-кварцевым и слюдисто-хлоритовым;
- перегруппировка углеродистого вещества в новообразованных минералах при внутрирудном метасоматозе;
- тесная ассоциация карбоната с пиритом, аналогично изученной нами на Березитовом месторождении [2];
- редкоземельные минералы фторбритолит, фторбритолит-(Y) и алланит в ассоциации с ильменитом, хлоритом, биотитом и рутилом.

2. По генетической классификации, исходя из условий оруденения, месторождение Албын отнесено к метаморфогенной серии→метаморфической группе→зеленосланцевому классу→золото-кварцевому типу. Однако, присутствие фтора в кристаллографических формулах фторбритолита, фторбритолита-(Y) и флюорита в рудных, а доннейита (Y) в дорудных метасоматитах указывает на их гидротермальное происхождение с участием высокотемпературного флюида. Следовательно, метасоматизм проявившийся в зоне метаморфизма сопровождался привносом и перераспределением золота на стадии кислотного выщелачивания постмагматического процесса [1].

Литература

1. Коробейников А.Ф. Поведение золота при метаморфизме осадочно-вулканогенных пород. // Геохимия. 1991. С. 485-495.
2. Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Карабцов А.А. Теллуридно-никелевая минерализация Березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». 10-12 ноября [сб. докл.]. Улан-Удэ 2010. Улан-Удэ. 2010. С.144-147.
3. Соколов С.В., Чистякова Н.И., Орлова Н.И. Доннейит-(Y) из золоторудного месторождения Албын (Дальний Восток, Россия). // Геохимия. 2014. № 6. С. 569-576.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ АФРИКИ (МОЗАМБИК)

Т. С. Серебрянская

ООО «Коралайна Инжиниринг», г. Москва

Республика Мозамбик находится на юго-восточном побережье Африки и граничит на севере с Танзанией, на западе с Малави, Замбией, Зимбабве, на юго-западе и юге - со Свазилендом и ЮАР (рис.1).



Рис.1. Фрагмент политической карты мира[1].

Территория Мозамбика расположена в пределах Восточно-Африканского плоскогорья (на севере, г. Намули, 2419 м), ступенчато понижающегося с запада (уступ Матабеле, г. Бинго, 2436 м) на восток, и Мозамбикской заболоченной низменности (на юг и восток). Вдоль границы с ЮАР располагаются г. Лебомбо.

На большей части территории страны (северные провинции) развиты докембрийские образования фундамента Африканской платформы; меньшая часть (южные провинции) закрыта фанерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. С подвижными зонами (типа Лурио), выполненными метавулканогенно-осадочными образованиями, связаны полиметаллические, иногда золотые и медные оруденения, а со стабильными блоками - уникальные районы редкометальных пегматитов, иногда оловорудное оруденение. С основным и ультраосновным комплексами связаны месторождения асбеста, титана, хрома, никеля и железа [1,2].

Работы проводились в провинции Замбезия, севернее г. Келимане, в 5 км от п. Пебане. Площадь работ можно разделить на две части, отличающиеся типом разреза – северо-восточную «подклифовую» и юго-западную «мангровую». Условная граница между ними проходит поперек участка по линии резкого поворота склона клифа на северо-запад, перпендикулярно берегу.

Северо-восточный блок характеризуется трехчленным строением толщи, которая состоит из следующих пачек (снизу вверх):

- нижняя, представленная темно-серыми с зеленоватым оттенком мелкозернистыми слюдистыми песками с многочисленными обломками раковин мощностью от 2 м до 4 м;
- средняя, состоящая преимущественно из желто-серых и серых мелко-, среднезернистых песков с обломками раковин мощностью от 3 м до 7 м;
- верхняя, продуктивная, сложенная желто-серыми и серыми мелкозернистыми песками мощностью от 2 до 6 м.

Разрез подстилается пестроцветными глинами структурной коры выветривания. Глубина до плотика, по данным бурения, составляет от 6 до 15 м.

Юго-западный блок имеет более сложную структуру. В 150 метровой полосе вдоль мангровых зарослей на северо-западном ограничении блока, разрез имеет двучленное строение – средне- и крупнозернистые пески, подстилающиеся на глубине 5-6 м толщей черных мангровых глин.

Южнее разрез меняется и имеет четырехчленное строение. Слой черных мангровых глин расположен на глубинах 6-15 м перекрывается темно-серыми, с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми песками с многочисленными обломками раковин мощностью первые метры, на которых лежат желто-серые и серые мелко-, среднезернистые пески, также содержащие обломки раковин. Венчает разрез продуктивная пачка желто-серых и серых мелкозернистых песков мощностью от 1 до 6 м. Мощность песчаных пачек не выдержана. На некоторых участках отмечается отсутствие отдельных элементов разреза при увеличении мощностей остальных его членов. Кроме того, в пределах пачки серых среднезернистых песков, зафиксированы единичные прослои черных глин с обломками двустворок.

В результате проведения геологоразведочных работ установлено, что промышленные концентрации полезного компонента приурочены, в основном, к верхней пачке желто-серых и серых мелкозернистых песков.

Основными полезными минералами на участке Пебане являются ильменит, рутил, лейкоксен, циркон. Ильменит, рутил концентрируются в основном, в трех классах крупности: - 250+125, -125+80, -80+45 мкм, преобладают классы -250+125, -125+80 мкм. Циркон также распределяется по трем классам крупности: - 125+80, -80+45 и -45 мкм.

Степень окатанности зерен рассматривалась по 5-бальной шкале, где: 1-неокатанные; 2-слабо окатанные; 3- средняя степень окатанности; 4-хорошо окатанные; 5-совершенно окатанные. Ниже приводится краткое описание минералов [3].

Циркон образует в основном удлиненно-призматические прозрачные зерна розового и желтого цвета, реже наблюдаются бесцветные зерна. Блеск алмазный. Около 5-7 % зерен циркона вследствие метамиктности становятся мутными и непрозрачными. Преобладают зерна с окатанностью 1-3 балла, реже встречаются зерна с окатанностью 4-5 баллов.

Рутил представлен удлиненно-призматическими кристаллами, изометричными угловатыми зернами черного, красного, красновато-коричневого, желтого цвета. Окатанность зерен от 2 до 4 баллов, преобладает 2 балла.

Ильменит присутствует в виде таблитчатых кристаллов, обломков черного цвета. Окатанность зерен от 1 до 3 баллов, преобладает 1-2 балла, весьма редко встречаются хорошо окатанные зерна (в классе -500+250 мкм). Замещается в незначительной степени лейкоксеном, реже отмечаются полные псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту.

Лейкоксен присутствует в виде тонкозернистого агрегата светло-серого, светло-желтого цвета, частично или полностью образует псевдоморфозы по ильмениту.

На основании минералогических исследований был проведен корреляционный анализ, который позволил выявить зависимость между минералами. Наиболее значимая корреляционная связь (0,7-1,0) установлена:

1. Линия 18 – *рутила* со ставролитом, турмалином, гранатом и ильменитом; *циркона* с ксенотимом, монацитом; *ильменита* с рутилом, кианитом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, гранатом;

2. Линия 30 – *рутила* с цирконом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, эпидотом, ильменитом; *циркона* с рутилом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, ильменитом; *ильменита* с рутилом, цирконом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, эпидотом;

3. Линия 42 – *рутила* с цирконом, кианитом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, турмалином, ильменитом; *циркона* с рутилом, кианитом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, турмалином, ильменитом; *ильменита* с рутилом, цирконом, кианитом, ксенотимом, монацитом, ставролитом, турмалином.

Умеренно значимая корреляция (0,5-0,7) отмечается:

1. Линия 18: *рутила* с цирконом, кианитом, ксенотимом, монацитом, эпидотом; *циркона* с рутилом, турмалином, ильменитом; *ильменита* с цирконом, турмалином, эпидотом;

2. Линия 30: *рутила* с кианитом, турмалином, гранатом; *циркона* с турмалином; *ильменита* с кианитом, турмалином, гранатом;

3. Линия 42: *рутила* с эпидотом, пироксеном, амфиболом.

Отрицательная корреляция (-0,3-0) характерна для всех основных полезных минералов со слюдой.

В результате анализа данных по максимальным выходам тяжелых фракций и распределения полезных минералов по классам крупности можно выделить 3 генетических типа рудоносных песков, которые отличаются друг от друга, как по содержанию полезных минералов, так и по распределению их по классам крупности.

Первый тип (1) характеризуется максимальными выходами тяжелой фракции и высокими содержаниями полезных минералов. Отличительной особенностью данного типа является максимальное содержание полезных минералов в классе крупности -250+125, в подчиненном количестве присутствует класс -125+80.

Второй тип (2) характеризуется средними выходами тяжелой фракции и содержаниями, значительно уступающими первому типу. Отличительной чертой данного типа являются максимальное распространение полезных минералов в классе крупности -125+80, а класс крупности -250+125 присутствует в подчиненном количестве. Выход тяжелой фракции и содержания полезных минералов ниже, чем в первом типе.

Третий тип (3) представляет собой промежуточную разновидность вышеописанных типов и характеризуется небольшими выходами тяжелой фракции и невысокими содержаниями полезных компонентов. Полезные минералы присутствуют во всех классах крупности – нет четкого разделения по классам крупности, как это отмечалось в вышеописанных типах (рис. 2).

Выводы:

В результате минералогических исследований проб в количестве 136 штук по участку Пибане установлено:

1. Количество проб, выход тяжелой фракции в которых составляет более 2 % по линиям, распределилось следующим образом (шт.): 18 линия – 17 из 43; 30 линия – 25 из 36; 42 линия – 24 из 53. Максимальное количество проб с выходом тяжелой фракции более 2 % как по линии, так и % от общего количества, отмечается по линии 30.

2. Количество основных полезных минералов изменяется в следующих пределах, %: ильменита – от единичных зерен до 28,52, рутила – от единичных зерен до 0,88, циркона – от единичных зерен до 3,25.

3. Основные полезные минералы в основном распространены в двух классах крупности - 250+125 и -125+80 мкм, в остальных классах крупности циркон, рутил и ильменит находятся в подчиненных количествах;

4. В результате корреляционного анализа установлена по всем линиям наиболее значимая корреляционная зависимость рутила, циркона, ильменита с ксенотимом, монацитом, ставролитом. Для линии 30 также характерна наиболее значимая корреляция с эпидотом, а для линии 42 – с кианитом и турмалином. Отрицательная корреляция всех полезных минералов по всем линиям установлена со слюдой.

Выявленные закономерности распределения полезных минералов по классам крупности позволили выделить 3 генетических типа продуктивных песков, существенно различающихся как по содержанию, так и по распределению минералов по классам крупности. Наиболее продуктивным является 1 генетический тип песков. Вторым по продуктивности является 2 генетический тип. Третий тип не получил широкого распространения - характеризуется низкой продуктивностью и представляет собой промежуточную разновидность двух ранее описанных типов (рис. 2).

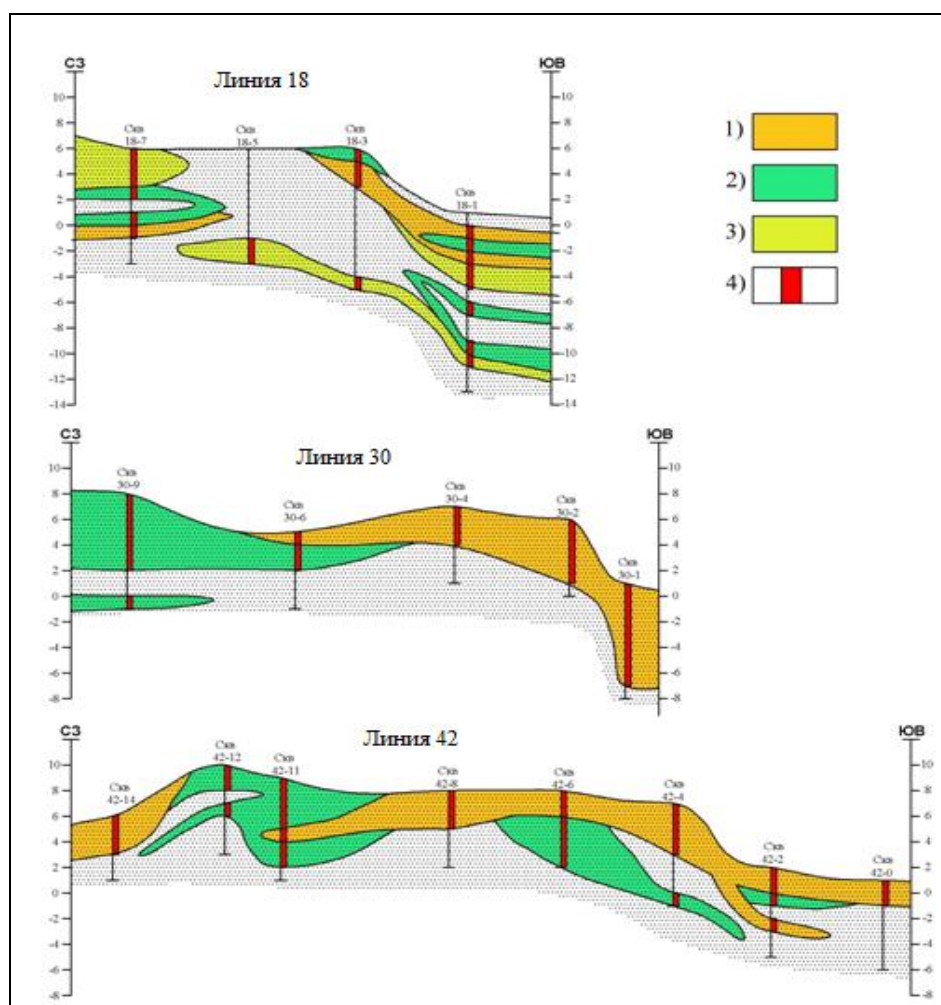


Рис. 2. Генетические типы песков, выделенные по данным минералогических исследований: 1- первый тип; 2-второй тип; 3- третий тип; 4- рудные интервалы с содержанием полезных компонентов свыше 1 %.

Наличие на месторождении разных генетических типов песков необходимо учитывать при разработке технологического процесса извлечения полезных компонентов в концентрат.

Литература

1. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. – М.: Недра, 1971. – 548с.
2. Бондаренко Н.Г. Образование, строение и разведка россыпей. – М.: Недра, 1975. – 56с.
3. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. – М. Гос. научно-техн. изд-во по геологии и охране недр, 1961. – 320с.

НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТА ЭЛЬГИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

В.И. Харитонов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Эльгинское рудопроявление расположено на востоке Амурской области в пределах Селемджинско-Кербинского террейна, восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. В металлогеническом плане площадь входит в состав Харгинского рудного узла, Верхнеселемджинского золоторудного района, Джагдинской золотоносной провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса. В геологическом строении рудопроявления участвуют палеозойские углеродистые терригенно-осадочные толщи каменноугольного возраста, талыминской, златоустовской свит, прорванные многочисленными малыми телами габброидов, диоритов и плагиогранитов. Оруденение локализовано в пермских гранитах Ингаглинского комплекса, а также породах нижнего-среднего карбона Талыминской и Златоустовской свит, представленных в основном кварц-полевошпат-слюдистыми, кварц-серицит-углеродсодистыми, и актинолит-эпидот-хлорит-альбитовыми сланцами. Осадочные толщи и прорывающие их интрузии сложены в складки преимущественно субширотного простирания и метаморфизованы. Контакты рудных тел с вмещающими породами довольно четкие, углы падения 25-35°, содержание золота варьирует от первых г/т до нескольких десятков г/т. Золоторудная минерализация связана с альбит-кварцевыми метасоматитами, местами с наложенным окварцеванием и вкрапленностью сульфидов: арсенопирита, пирита, редко галенита, сфалерита, халькопирита. Широко проявлены серицитизация, а также слабая хлоритизация (особенно по гранитоидам), редко встречаются маломощные прожилки карбонатов. Руды относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации и являются убогосульфидными [1]. Сульфиды представлены вкраплениями, прожилками преимущественно арсенопирита (70-80%) и пирита (20-30%). По данным минералогического анализа в первичных рудах основными минералами являются: кварц - 65-70%, полевые шпаты - 20%, сульфиды - 1-5%, гётит+гидрогётит - 1-5%, слюда - 5%, встречаются единичные зерна рутила, анатаза, эпидота, циркона, и др. В окисленных рудах, содержание окислов и гидроокислов железа возрастает до 10%, а содержание сульфидов заметно снижается и составляет <0,1%. Арсенопирит часто встречается в сростаниях с гидроокислами железа. Полевой шпат каолинизированный, лимонитизированный. Гидроокислы железа часто образуют пленки по кварцу и сульфидам.

Для первичных и менее измененных руд отмечается вкрапленность самородного золота (от сотен нм до первых мкм) в кварце и алюмосиликатной матрице часто содержащей слюдистые прослои, серицит и биотит. Помимо кварца и полевого шпата основными минералами-концентраторами золота являются сульфиды: пирит и арсенопирит. Содержание золота в пирите в среднем составляет 50-60 г/т, арсенопирите – от первых г/т до 50 г/т. При среднем содержании золота в руде 5-6 г/т, на долю сульфидов приходится 1,5-2 г/т, что составляет ~30% от общего содержания золота в руде.

Кроме того, что золото локализовано в сульфидах и кварц-алюмосиликатной матрице, оно тесно связано с гидроокислами железа, это обусловлено разрушением сульфидных минералов в зоне окисления и его перераспределением среди комплексов гидроокислов железа (табл.1, рис. 1).

Из проб окисленных руд были получены зерна самородного золота. Формы выделения зерен преимущественно комковатая и дендритовидная, средний размер составляет 100-150 мкм. Довольно часто встречаются зерна с включениями порообразующих минералов.

Таблица . Химический состав рудных минералов рудопроявления Эльгинское (масс.%)

	O	Mg	Si	P	Fe	As	Ag	Au	Сумма
Спектр 1	30,47	0,26	0,74	0,22	65,19	1,01			97,89
Спектр 2					2,86		14,88	83,89	101,63

Методом аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) в зерне самородного золота были обнаружены включения гидроокислов железа в тонких сращениях с алюмосиликатной породой. В этих включениях зафиксированы места скоплений сфероидальных наночастиц золота. Установлены частицы двух типов: первые - визуально не наблюдаемые, но регистрируемые спектрометром, размеры их меняются от первых нм до первых десятков нм, и вторые - более крупные от 100 нм до 800 нм (рис.2б). Агрегация наночастиц золота приводит к их постепенному укрупнению и слоистому росту вплоть до частиц размером 200 мкм (рис 2а) [2].



Рис.1 Выделение самородного золота в сульфидах и гидроокислах железа (x100)

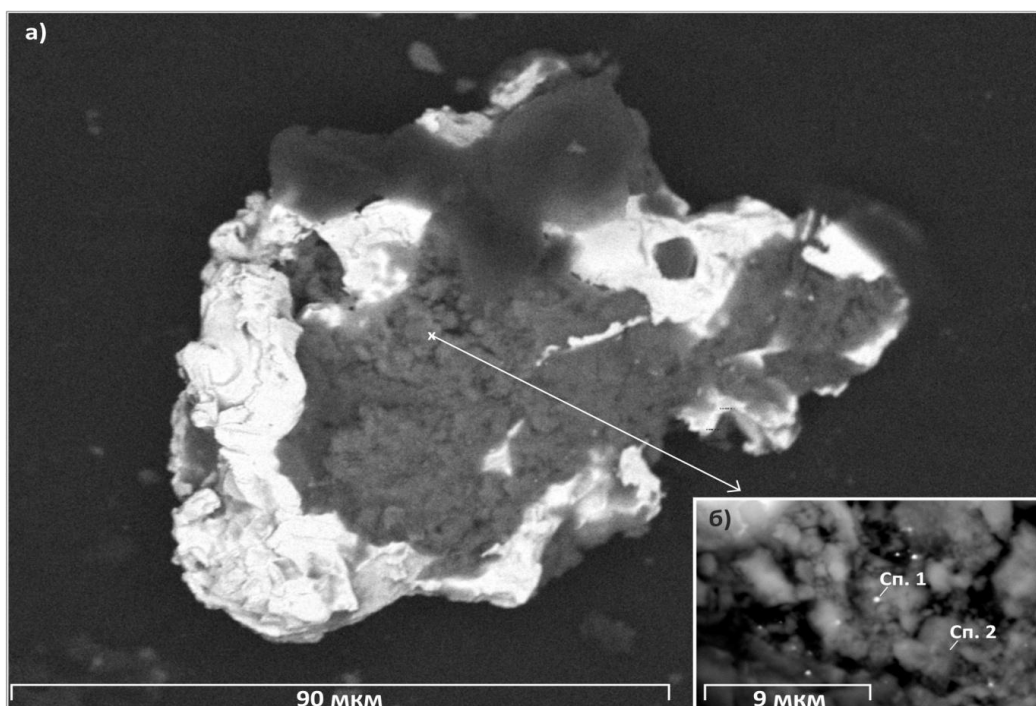


Рис 2. а) Зерно самородного золота с включением гидрооксидного Fe с алюмосиликатной породой. б) Наночастица золота с захватом матрицы (сп1), тонкая смесь гидроокислов железа с алюмосиликатной матрицей (сп2)

Работа выполнена при финансовой поддержке конкурсных проектов: ДВО РАН № 12-III-A-08-182 , РФФИ № 12-05-00738-а

Литература

1. Эйриш Л. В. Металлогения золота Приамурья. (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194с
2. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В. Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения // ДАН 2012, т. 444, №1, с. 73-74

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬДУГИЧИ В ГОНЖИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ ПРИАМУРЬЯ

А.И. Христенко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Ульдугичинское золото-серебряное рудопроявление выявлено в 1982-1983 гг. в междуречье Бол. Кудикунчик–Мал. Ульдугичи бассейна р. Буринда в западной части Амурской области. Оно размещается в их верхнем течении на южных отрогах хребта Становик в структурах юго-западного обрамления Гонжинского выступа метаморфических пород. Геологическая структура района характеризуется весьма напряженным блоковым строением, обусловленным широким развитием диагональных, ортогональных и дугообразно-кольцевых систем разломов, нередко взбросо-надвиговой кинематики.

Диагональная система долгоживущих северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений является главной в размещении на этой территории всех геологических структур, в том числе Гонжинского выступа метаморфических пород и Ульдугичинской вулканоструктуры. Время заложения диагональной сети разломов, предположительно, ранний протерозой–рифей.

Рудопроявление расположено в 70 км западнее Покровского месторождения в южной части площади Талали-Кутичинского перспективного рудного узла. Приурочено оно к юго-западной части Ульдугичинской вулcano-тектонической структуры (ВТС), линейно вытянутой в северо-восточном направлении. В 2000-2005 годах автор проводил детальные поиски на этом объекте и прилегающей территории (А.И. Христенко и др., 2005г).

Основные задачи исследований на этом объекте состояли в: 1) изучении факторов рудолокализации; 2) оценке перспективности объекта.

Слагающие Ульдугичинское рудное поле и вулканоструктуру геологические комплексы (рис. 1) относятся к двум структурным этажам. Нижний структурный этаж представлен дислоцированными терригенными породами средней-верхней юры. Они сложены алевро-песчаниковой известковой паралической и песчано-алевролитовой угленосной лимнической формациями усманковской, ускалинской, осежинской и толбузинской свит. Севернее рудного поля они прорваны гранитоидными телами K_1 этапа тектоно-магматической активизации.

Верхний перекрывающий этаж вулканогенный. В его основании залегают покровные вулканы талданского андезитового вулканического комплекса. Верхний ярус сложен туфами и лавами трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации галькинского трахибазальт-риолитового вулканического комплекса K_2 . В южной наиболее эродированной части вулканоструктуры картируются субвулканические тела.

Ульдугичинское рудопроявление локализовано [1] в прижерловой части одноименного палеовулкана и контролируется системой диагональных разломов северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 1). Этот блок пород, в отличие от прилегающих с запада и востока, дополнительно рассечен наиболее молодыми синвулканическими нарушениями близширотного и дугообразного (на юго-востоке) плана. Их активность в формировании минерализации неоспорима, так как в зоне их распространения проявлено интенсивное метасоматическое окварцевание и адуляризация пород, встречаются кварцевые жилы, прожилки и брекчии кварца с сульфидными минералами, в том числе на кварцевом же цементе.

Здесь сосредоточена основная часть выявленных вторичных аномалий золота, серебра, свинца, мышьяка, молибдена, цинка. На удалении от центральной части рудопроявления (и от жерла) интенсивность метасоматических преобразований пород резко ослабевает (параллельно с ослаблением трещиноватости пород) и становится фрагментарной. В терригенном комплексе на западном и восточном флангах рудного поля встречаются единичные разрозненные участки (точки минерализации) с прожилковой малосульфидной и убогосульфидной кварцевой минерализацией с низкими содержаниями золота, серебра, молибдена.

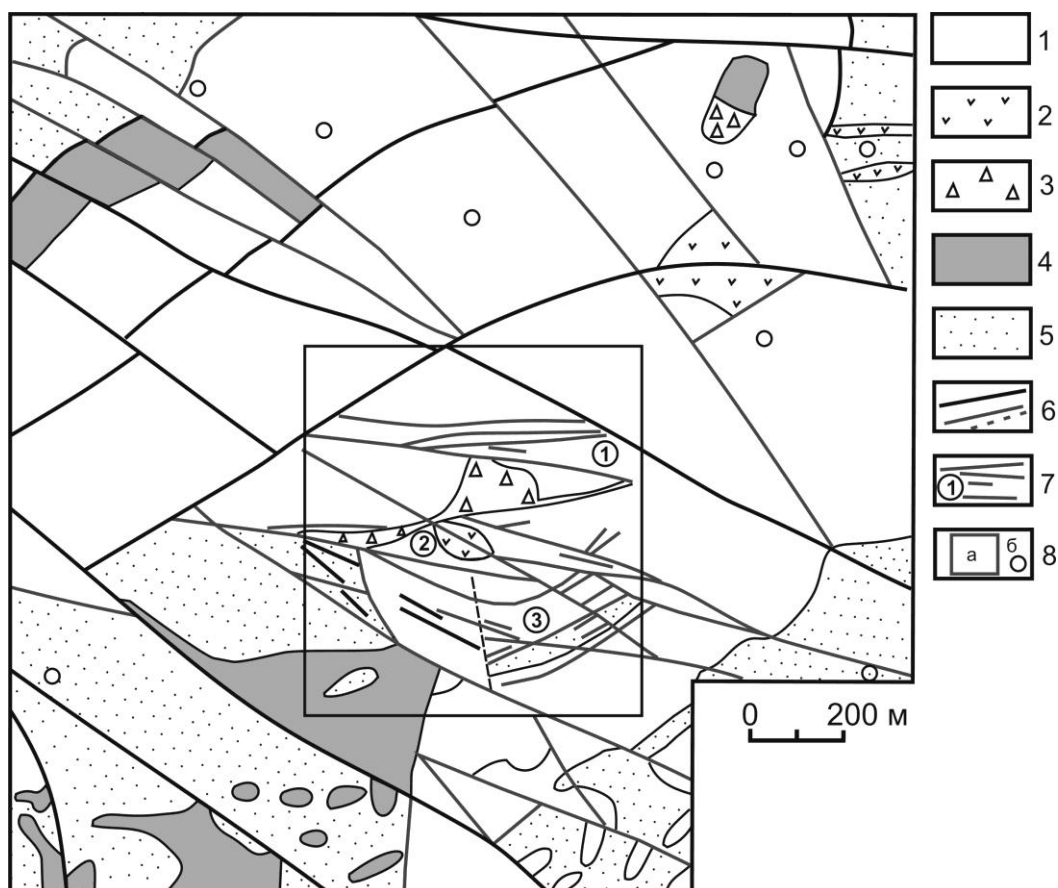


Рис. 1. Схема геологического строения Ульдугичинского рудного поля

1 – покровные трахириолиты, туфы галькинской свиты K_2 ; 2 – покровные андезиты талданской свиты K_1 ; 3 – жерловая фация палеовулкана; 4 – субвулканические тела трахириолитов K_2 ; 5- терригенные отложения J_2 - J_3 ; 6 – разломы; 7 – разломно-трещинные зоны минерализованные (цифры 1-3 в кружочках); 8 – контур Ульдугичинского рудопроявления (а) и обособленные пункты минерализации (б).

В терригенном комплексе пород блока, примыкающего к рудопроявлению с юга, имеются мелкие останцы покровных вулканитов и субвулканические тела трахириолитов. На этой территории также известна серия вторичных литохимических аномалий золота, серебра, мышьяка. Этот участок рудного поля горными выработками не вскрывался, но в ряде мест в обломках делювия установлена убогосульфидная жильная и прожилковая кварцевая минерализация.

Результаты полевых исследований территории и анализ материалов проведенных детальных поисков позволяют высказать следующие соображения об условиях формирования минерализации и факторах локализации рудопроявления Ульдугичи и о его перспективах.

Размещение вулканического поля несомненно предопределено высокой нарушенностью и, следовательно, магмо- и флюидопроницаемостью разломов северо-восточного простирания. Это следует из строгой общей северо-восточной ориентировки Ульдугичинской вулканоструктуры и тренда локализации жерловых и субвулканических фаций. Жерло палеовулкана возникло в одном из таких узлов пересечений диагональных разломов – в

наиболее проницаемом для магматических расплавов и флюидов канале. Золотое оруденение сформировалось позднее, ближе к заключительной фазе вулканизма после достаточного накопления вулканических продуктов, сыгравших роль слабопроницаемого экрана для поступающих флюидов и их взаимодействия с породами вулканогенного этажа и фундамента вулканоструктуры. В периферии жерла в вулканитах возникла дополнительная к существовавшим в фундаменте ВТС серия более коротких сближенных непротяженных на глубину нарушений (флюидоразрывов) и трещинных зон северо-западного, широтного и северо-восточного направлений. Эти экранированные верхней пачкой вулканитов вновь возникшие и подновленные нарушения и трещинные зоны явились вместилищем флюидов. Экран благоприятствовал длительному развитию процессов метасоматоза и минералоотложению в относительно «застойных» условиях ВТС.

Основная часть привнесенных металлов отложилась в экранированных верхней пачкой вулканитовтрещинных структурах вблизи жерла (главного флюидопроводника) на завершающей стадии становления палеовулкана. В этих условиях на рудопроявлении сформировались три рудоносные зоны (№ 1–3 на рис. 1), в составе которых по результатам опробования вскрывающих из канав выявлены 25 сближенных рудных тел мощностью 1–7 м, со средними содержаниями золота 0.7–5.1 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории Р₁ в этих телах оценены в 34 т, серебра – в 87 т [1]. На удалении от жерла в экранированных условиях около обособленных высокопроницаемых флюидопроводников (роль которых могли играть не только узлы пересечения разломов, но и крутозалегающие субвулканические тела – тепловые флюидопроводники по [2] в рудном поле могли возникнуть дополнительные рудоносные зоны. В большей мере это относится к примыкающему к рудопроявлению тектоническому блоку с юга (с литохимическими аномалиями золота, серебра и др. металлов), в котором экран и подэкранные вулканиты почти полностью эродированы. Следовательно, здесь значительно эродированы и предполагаемые крутозалегающие рудоносные зоны в терригенных породах фундамента этой ВТС. Это предположение должно быть обязательно проверено. Данные по локализованному в аналогичной геологической обстановке месторождению богатых золотом руд месторождения Хисикари (Япония, 300 т золота со средним содержанием 65 г/т, жильные тела в терригенных породах под вулканическим экраном) свидетельствуют о возможности концентрации значительных запасов золота в терригенных породах фундамента ВТС ниже экранирующих вулканитов [3]. Другим положительным примером является месторождение Пионер (Приамурье), промышленные рудные зоны которого сформировались на субвулканическом уровне в гранитоидах и в терригенных породах верхней юры. С учетом сделанных прогнозных «оценок» и изложенных дополнительных соображений в Ульдугичинском рудном поле вполне может быть выявлено среднее или промежуточное по запасам месторождение небогатых руд, рентабельное для открытой отработки.

Литература

1. Христенко А.И., Дементенко А.И. Структура и геохимическая зональность Ульдугичинского золото-серебряного рудопроявления (Амурская область) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Вторая Всерос. Науч. конф., Благовещенск, 15-16 октября 2012 г. Сб. докл. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2012. С. 152-154.
2. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и физика. 1963. №3. С. 18-39.
3. Остапенко Н.С. Нерода О.Н., Сафронов П.П. Геологические условия, факторы формирования и особенности минералогии руд Покровского золото-серебряного месторождения (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 19-34.

ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.С. Чечеткин¹, А.И. Трубачев²

¹Читинское отделение РосГеО, г. Чита

²Забайкальский государственный университет, г. Чита

Забайкалье – старейший горнорудный район России, из недр которого длительное время извлекались многие виды полезных ископаемых, и в первую очередь, цветные и благородные металлы – Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Cd, Bi, In, Ga, Co, Ni, металлы платиновой группы (МПП) и др. В настоящее время в Восточном Забайкалье известны 4 типа объектов рассматриваемого сырья [1,2,4,5,6,7].

1. *Уникальные и крупные месторождения.* Это Удоканское месторождение типа медистых песчаников с запасами меди 22 млн.т., серебра 12 тыс.т., золота – 22 т.; Чинейское комплексное месторождение типа меденосных габброидов с запасами меди 4,1 млн.т., никеля – 492 тыс.т., кобальта – 79 тыс.т., серебра – 2,1 тыс.т., золота – 44 т., МПП – 404 т; Бугдаинское золото-молибденовое с запасами молибдена – 401 тыс.т., вольфрама – 202 тыс. т., золота – 57 т., серебра – 1724 т., цинка – 650 тыс.т., свинца – 504 тыс. т.; Новоширокинское золото-сульфидно-полиметаллическое с запасами свинца 348 тыс.т., цинка – 166 тыс.т., меди – 27,7 тыс.т., кадмия – 807 т., золота – 31 т, серебра – 810 т; Нойон-Тологойское серебро-полиметаллическое с запасами свинца 920 тыс.т., цинка – 1091 тыс.т., серебра – 4 тыс. т.; Быстринское медно-порфировое скарновое с запасами меди 3,8 млн. т., золота – 132 т., серебра – 2624 т. Освоение этих месторождений требует огромных капитальных вложений, что посильно весьма крупным горнорудным кампаниям, а лучше всего нашему государству. Из перечисленных объектов эксплуатируются только два: Нойон-Тологойское (Китайская кампания) и Новоширокинское (Металлинвест).

2. *Разведанные средние и мелкие месторождения,* относящиеся к различным формационным типам и характеризующиеся разнообразием минерального состава руд и входящих в них полезных компонентов со своими содержаниями и промышленными запасами. Среди этой группы наибольший интерес представляют следующие месторождения: Ункурское и Правоингамакитское типа медистых песчаников; Итакинское золото-кварц-сурьмяное, Уконикское, Александровское и Среднеголготайское золото-кварц-сульфидные, Талатуйское золото-сульфидное, Уронайское сульфидно-золото-магнетит-скарновое.

Общие промышленные запасы полезных компонентов в средних и мелких месторождениях составляют: медь – 1,3 млн. т.; другие металлы (в тыс.т.) – серебро – 138, висмут – 6, кобальт – 1,43, золото – 150,4 т.; прогнозные ресурсы – медь – 943 тыс.т., кобальт – 4 тыс.т., висмут – 16,2 тыс.т., серебро – 3,13 тыс.т., золото – 124 т. Почти все названные месторождения (кроме Александровского) остаются за пределами освоения.

3. *Законсервированные месторождения.* К ним относятся: Ключевское золото-пирит-турмалиновое, Карийские золото-актинолит-магнетитовые, Дарасунское золото-сульфидное, Балейско-Тасеевское золото-серебро-кварцевое, Акатуевское, Воздвиженское, Екатериноблагодатское, Михайловское, Центральное, Кадаинское, Савинское, Покровское сульфидно-полиметаллические, Шерловогорское олово-полиметаллическое, Шахтаминское кварц-молибденовое. Общие запасы в законсервированных месторождениях составляют: (в тыс.т.) – цинк – 670, свинец – 585, олово – 343, окись бериллия – 5,2; (в т.) – молибден – 2413, серебро – 1563, кадмий – 1154, висмут – 786, золото – 214, индий – 59, медь – 15, галлий – 2,3.

4. *Горно-технологические отходы.* За многие годы эксплуатации различных месторождений Восточного Забайкалья скопилось огромное количество горно-технологических отходов (ГТО), представленных разнообразными видами: вскрышные горные породы, бедные и забалансовые руды, хвосты обогащения, металлургические шлаки, продукты химической переработки. Общая масса ГТО на территории Восточного Забайкалья составляет около 2.9

млрд. т., занимающих площадь свыше 4000 га [4]. Наиболее весомая роль в этих ГТО принадлежит вскрышным породам (91,05%), затем хвостам обогащения (4,66%), продуктам химпереработки и бедным (забалансовым) рудам (1,7%).

В них в общей совокупности подсчитаны довольно значительные запасы многих видов полезных компонентов [по 4] в тыс.т.: медь – 7,4; свинец – 133,5; цинк – 192,3; молибден – 24; олово – 74,3; золото – 149 т.; серебро – 925 т.; висмут – 690 т.; окись бериллия – 13.5 тыс.т.

По всем перечисленным группам месторождений цветных и благородных металлов Восточного Забайкалья, промышленные запасы наиболее важных 15 видов полезных компонентов представлены в таблице, из анализа которой вытекает, что на территории Восточного Забайкалья сосредоточены весьма значительные их объемы с вполне кондиционными содержаниями и для извлечения которых необходимо разрабатывать новые геотехнологии.

Таблица

Распределение запасов основных компонентов в месторождениях цветных и благородных металлов Восточного Забайкалья [по 1,2,4,5,6,7]

Элементы	Группы месторождений				
	Крупные и уникальные	Средние и мелкие	Законсервированные	Горно-технологическое отходы	Всего запасов
Медь, млн.т.	28	1,3	0.015	0.74	30.4
Свинец, тыс.т.	1772	-	585	133.5	720.27
Цинк, тыс.т.	1917	-	670	192.3	2779.3
Молибден, тыс.т.	-	-	2,413	24	26.413
Кобальт, тыс.т.	79	1.43	-	-	80.43
Никель, тыс.т.	492	-	-	-	492
Олово, тыс.т.	-	-	343	74.3	417.3
Золото, т.	167	150	214	149	531
Серебро, тыс.т.	23	138	1,563	0,925	163.5
Висмут, тыс.т.	-	6	0,786	0,690	7,476
Кадмий, т.	807	-	1154	480	1961
МПП, т.	404	-	-	-	404
Индий, т.	-	-	59	-	59
Галлий, т	-	-	2.3	-	2.3
BeO, тыс.т.	-	-	5.2	13.5	18.7

Для извлечения полезных компонентов из руд вышеохарактеризованных объектов природного и техногенного минерального сырья использовались следующие основные технологические методы – гравитация, флотация, цианирование, амальгамация, электрохимическое цианирование, электрохимическое выщелачивание, гидрометаллургия, угольно-сорбционная технология, кучное выщелачивание. Для повышения извлечения золота и других металлов применялись различные усовершенствования в аппаратуре, реагентах с направленным воздействием как на сам процесс, так и на реагенты. Однако извлечение металлов оставалось незначительным.

Для извлечения указанных металлов из руд рассмотренных месторождений и ГТО в Читинском филиале ИГД СО РАН разработаны защищенные патентами новые геотехнологии, сущность которых заключается в переводе металлов в жидкую фазу и на сорбенты, в применении ионно-обменной сорбции в электрических полях и в использовании кюветного выщелачивания с локальной активацией пульпы [3].

Литература

1. Инвестиционные проекты Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа. – Иркутск, 2002. – 144 с.
2. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Инвестиционные предложения. – Чита, 2003. – 133 с.

3. Секисов А.Г., Трубачев А.И., Салихов В.С. и др. Геолого-технологическая оценка и новые геотехнологии освоения природного и техногенного золотосодержащего сырья Восточного Забайкалья. – Чита: ЗабГУ, 2011. – 312 с.
4. Харитонов Ю.Ф., Васильев В.Г., Андрейчук Д.А. Эколого-экономическая оценка отходов горно-промышленного комплекса Читинской области / Ресурсы Забайкалья. Специальный выпуск. – Чита, 2002. – С. 63-69.
5. Чечеткин В.С., Асосков В.М., Воронова Л.И. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. – Чита: Читагеология, 1997. – 126 с.
6. Чечеткин В.С., Харитонов Ю.Ф. Минеральные ресурсы Забайкальского края. – Чита, 2009. – 24 с.
7. Чечеткин В.С., Трубачев А.И. Минеральные ресурсы Забайкальского края. – Чита, 2013. – 212 с.
8. Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. – Ч.1, кн.2. – Чита: Поиск, 2008. – 240 с.; Ч.1, кн.3. – Чита: Поиск, 2008. – 256 с.
9. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., Сидоров В.А. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179-197.
10. Волков А.В., Черепанова Н.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Смильгин С.В., Трубкин Н.В., Алексеев В.Ю. Месторождение золота в гранитоидном штоке Бутарный (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3 С. 214-237.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Л.В. Эйриш

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Рассматриваемая территория – Хабаровский край, Амурская область, ЮВ часть Якутии, Приморский край. В пределах этой территории выделяется два планетарных золотоносных пояса – Монголо-Охотский и Тихоокеанский, включающие золотоносные провинции, зоны и т.д. Монголо-Охотский пояс представлен своим восточным фрагментом. Это зона сочленения Сибирской и Китайской платформ, испытавшая в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию (ТМА). Пояс включает 4 золотоносные провинции: Алданскую, Становую, Джагдинскую, Буреинскую с преимущественно поздне-мезозойским (J_3-K_1) оруденением. Простираение геологических, геофизических металлогенических структур – ВЮВ. Тихоокеанский золотоносный пояс в пределах рассматриваемого региона протягивается в ССВ – СВ направлении. Он охватывает окраину азиатского континента и представлен золотоносными провинциями: Приохотской (Джугджурская зона), Сихотэ-Алинской и Южноверхоянской. Возраст золотого оруденения в континентальных структурах юрско-меловой, а в прибрежных – преимущественно палеогеновый.

Золотоносные провинции сформировались в складчатых областях (СО) (Джагдинская, Сихотэ-Алинская, Южноверхоянская) и в структурах ТМА (Алданская, Становая, Приохотская, Буреинская). Наиболее характерная особенность выделенных золотоносных провинций и зон – их корреляция с региональными глубинными структурами разуплотнения (гранитизации) на участках взаимодействия с фемическими массами, либо со складчатыми углеродистыми глинистыми толщами.

Золоторудные месторождения приурочены к региональным структурным уровням: близповерхностному, субвулканическому, гипабиссальному, мезоабиссальному. Наблюдаемое разнообразие структурно-вещественных типов золоторудных месторождений обусловлено многими причинами, из которых главные – принадлежность оруденения к этапам орогенеза (ранним, средним, поздним) в СО и ТМА. Эти этапы маркируются определенными типами гранитоидного магматизма, который эволюционирует в гомодромной последовательности от

натровых магнитных серий к калиевым немагнитным, а оруденение от собственно золотого к золото-редкометалльному.

Два верхних рудоносных уровня СО ассоциируют с орогенными осадочными и вулканогенными комплексами. Субвулканические месторождения приурочены к низам вулканогенов, обычно образованных вулканитами среднего состава (Многовершинное, Дурминское, Салют и др.) и ассоциируют с обильно проявленным субвулканическим магматизмом, а близповерхностные (белогорского типа) – локализованы в жерлах олигоценовых палеовулканов. Гипабиссальный рудоносный уровень приурочен к верхнему ярусу позднегеосинклинальных слабо метаморфизованных преимущественно терригенных образований (Токурское, Нежданинское, Дуэт, Оёмку); мезоабиссальный – к нижнему ярусу метаморфизованных геосинклинальных образований в пространственной связи с массивами пород габбро-плагиогранитной формации (Афанасьевское, Харгинское).

В структурах мезозойской ТМА выделяются гипабиссальный, субвулканический и близповерхностный рудоносные уровни. Первый располагается в кристаллическом фундаменте близ вышележащих вулканических и осадочных комплексов. Оруденение ассоциирует с дайками порфиров и малыми интрузиями гранитоидов (Лебединое, Березитовое, Кировское, Колчеданный Утес, Нонни). Второй уровень (субвулканический) приурочен к низам упомянутых вулканических и наложенных прогибов в пространственной связи с разнообразными субвулканическими интрузиями (Покровское, Хаканджинское, Авлаякан). Близповерхностный уровень выделяется в верхах вулканогенов (условно) и осадочных комплексов (Куранах).

Достоверно продуктивным в регионе является мезозойско-кайнозойское оруденение. Рудное золото протерозойского, байкальского и герцинского этапов изучено слабо.

Далее кратко об основных факторах локализации оруденения в золоторудных структурах.

В складчатых комплексах золоторудные месторождения приурочены к антиклиналям, часто куполовидным (Джагдинская зона) к их периклинальным замыканиям [2]. Это иногда крупные месторождения, например, Нежданинское [1] (Аллах-Юньский район), Маломыр (Джагдинская зона) и др.

Во всех случаях (в складчатых комплексах и структурах ТМА) оруденелыми являются минерализованные тектониты крупных разломов. Это опять-таки Нежданинское месторождение, на Сихотэ-Алине – крупное месторождение Глухое [3].

Важным представляется пространственное совмещение гравитационных минимумов (гранито-диоритообразование) с фемическими субстратами – источниками золота при рудообразовании. Например, золотоносность Северостановой зоны, протягивающейся на многие сотни километров сформировалась в результате взаимодействия регионального гравитационного минимума с фемическими субстратами окраины Алданского щита (месторождения Лебяжье, Скалистое, Бамское, Колчеданный Утес)[2]. Контрастно эта закономерность проявлена в Северобуреинской (месторождения Кировское, Березитовое) и Верхнеселенгинской (Маломыр, Токур, Харгинское) зонах, и отмечается на Сихотэ-Алине и Южном Верхоянье (рис.1).

В хорошо развитых рудоносных структурах обычно проявлена рудно-магматическая зональность. В центрах зональных структур отмечается кислый гранитоидный магматизм и редкометалльное оруденение (W, Sn, Bi, Be и др.), далее от центра – диоритоиды (монцититоиды, граниты повышенной основности), золотое и серебряное оруденение, а в окраинных частях зональных структур иногда проявлено сурьмяное и ртутное оруденение. Наиболее ярко рудно-магматическая зональность проявлена в Сихотэ-Алине.

Эффективность золотого рудообразования в значительной мере зависит от наличия и качества геологических экранов. В складчатых комплексах это преимущественно толщи глинистых пород (редко зеленокаменных). В структурах ТМА оруденение экранируют пологие контакты – стратиграфические, тектонические [1, 2]. Наиболее ярко экранирование золотого оруденения проявлено в Джагдинской зоне и Аллаха-Юньском районе. На Бамском месторождении рудные зоны экранируются тектоническими поверхностями [2].

В структурах ТМА, реже в складчатых комплексах, рудовмещаемыми являются гранитоидные (диоритоидные) штоки, редко дайки порфиров. Эти интрузии внедрены в конечные пункты транспортировки рудоносных флюидов. На геофизических картах они фиксируются локальными магнитными аномалиями. В структурах ТМА это месторождения Кировское, Пионер, Етарское, а в складчатых комплексах – Криничное, Малиновское, Дяппе [2, 3].

Рассмотренные закономерности локализации золотого оруденения в складчатых толщах и структурах ТМА могут быть положены в основу прогнозных исследований и поисков золоторудных месторождений. По геологическим картам выделяются районы развития благоприятных условий для формирования и экранирования золотого оруденения. Это глинистые и углеродистые складчатые и зеленокаменные породы, антиклинально-линейные и куполовидные, зоны крупных разломов, штоки диоритоидов, гранитоидов повышенной основности натровых серий. По геофизическим картам оконтуриваются аномалии магнитного поля (региональные и локальные), указывающие на положение продуктивных фемических субстратов и штоков гранитоидов, локальные гравитационные минимумы, фиксирующие структуры разуплотнения, благоприятные для рудолокализации, а также участки их сочленения с магнитными породами.

Анализ площадных геохимических карт, содержащих результаты анализов проб на золото, позволяет, с учетом геолого-геофизических данных, прогнозировать золотое оруденение и планировать поисковые работы.

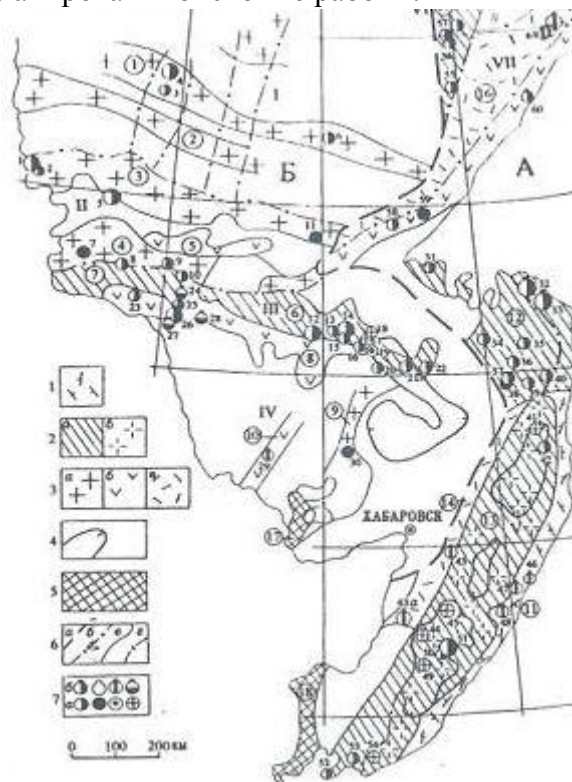


Рисунок 1. Схема районирования золотоносности юга Дальнего Востока России

Палеогеновое оруденение в вулканических комплексах среднего состава.

Золотоносные провинции мезозойских складчатых областей со вскрытым палеозойским фундаментом с золотым (а) и золото-редкометалльным (б) оруденением J-K₁ возраста.

Золотоносные провинции областей мезозойской тектономагматической активизации с меловым, преимущественно гипабиссальным золотым (а) и субвулканическим оруденением золотого (б), золото-серебряного (в) профиля.

Ареалы редкометалльного оруденения мелового и палеогенового возраста (олово, вольфрам).

Зоны с палеозойским золотым оруденением мезогипабиссальным (а) и субвулканическим (б).

Границы золотоносных структур: планетарных поясов (1), провинций и металлогенических поясов (2), зон (3), подзон (4).

Месторождения: а) гипабиссальные мезоабиссальные: золоторудные (1), золото-полиметаллические и золото-сульфидные (2), золото-сурьмяные (3), золото-редкометалльные (4); б) субвулканические: золоторудные (5), золото-серебряные (6), медно-порфировые с золотом

(7).

А. Монголо-Охотский золотоносный пояс. Провинции:

I- Алданская, зоны: 1- Алдано-Учурская, 2- Эватино-Ломамская;

II- Становая, зоны: 3- Северостановая, 4- Тукурингская, 5- Сугджарская;

III- Джагдинская, зоны: 6- Селемджино-Кербинская, 7-Верхнеамурская;

IV- Буреинская, зоны: 8- Северобуреинская, 9- Восточнбуреинская, 10- Туранская.

Б. Тихоокеанский золотоносный пояс. Провинции:

V- Сихотэ-Алинская зоны: 11- Прибрежная, 12- Нижнеамурская, 13- Центральнo-Сихотэ-Алинская, 14- Дурминская;

VI- Яно-Колымская, зона: 15- Южноверхоянская;

VII – Охотко-Чукотская, зона: 16- Джугджурская. Зоны с палеозойским золотым оруденением: 17- Малохинганская, 18- Западноприморская.

Месторождения:

1. Лебяжье, 2. Скалистое, 3. Лебединое, 4. Куранах, 5. Бамское, 6. Улахан и др., 7. Березитовое, 8. Кировское, 9. Успенское, 10. Золотая Гора, 11. Колчеданный Утес, 12. Маломыр, 13. Ворошиловское и Верхнемынское, 14. Токурское, 15. Сагурское, 16. Афанасьевское, 17. Харгинское, 18. Унгличанское, 19. Ленинское, 20. Ниманская группа, 21. Токоланское, 22. Кербинское, 23. Буриндинское, 24. Боргуликан, 25. Пионер, 26. Покровское, 27. В.Тыгдинское, 28. Ельничное, 29. Прогнозное, 30. Нонни, 31. Медвежье Одеало, 32. Многовершинное, 33. Белая гора, 34. Албазинское, 35. Октябрьское, 36. Покровско-Троицкое, 37. Агние-Афанасьевское, 38. Учаминское, 39. Дяппе, 40. Холанское, 41. Зимовье, 42. Тумнинское (Оемку), 43. Дурминское, 44. Незаметное, 45. Восток-2, 46. Ягодное, 47. Приморское, 48. Салют, 49. Малиновское (Намовское), 50. Благодатное, 51. Глухое, 52. Аскольд, 53. Прогресс, 54. Порожистое, 55. Сбросовое (Тас-Юряхское), 56. Дуэт, 57. Юр, 58. Авлаяканское, 59. Етарское, 60. Кулюклинское, 61. Юрьевское, 62. Чачика, 63. Хаканджинское.

Отмеченные геолого-геофизические особенности расположения золоторудных месторождений характерны и для других дальневосточных регионов. Например, месторождения Камчатки (Аметистовое, Тутхливаян, Озерновское, Агинское, Мутновское и др.) приурочены к осевой части Центрально-Камчатского минимума силы тяжести, секущего региональную положительную аномалию. За пределами магнитных пород золоторудные месторождения на Камчатке отсутствуют. Локальные гравитационные аномалии контролируют местоположение месторождений Куранах и Лебединое (Якутия), Рукоусевское (Сахалин), Прасоловское, Фриз (Курильские о-ва) [1].

Литература

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. - Владивосток: Дальнаука, 1996 – 342 с.
2. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). - Владивосток: Дальнаука, 2002 – 194 с.
3. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2003 – 148 с.
4. Эйриш Л.В. О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока// Геология рудных месторождений, 2009. Т.51, №3. с.250-260.
5. Эйриш Л.В. Закономерности локализации и принципы прогнозирования золоторудных месторождений на Дальнем Востоке России// Руды и металлы. 2012. №1. с.5-16.
6. Эйриш Л.В. Геофизическая выраженность золоторудных структур Приамурья, Россия // руды и металлы, 2014. №1. с.22-23

Научное издание

**Вопросы геологии и комплексного освоения
природных ресурсов Восточной Азии**

Третья Всероссийская научная конференция
(15-17 сентября 2014 г., г. Благовещенск)

Сборник докладов
(том 1)

Составитель сборника

к.б.н. Леусова Наталья Юрьевна

Утверждено к печати Ученым советом ИГиП ДВО РАН

Технический редактор

Андрей Сергеевич Беликов

Доклады печатаются в авторском оформлении

Подписано в печать 09.09.2014 г. Формат 60x84/8.

Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman.

Усл. печ. листов 23,48. Заказ № 7105 Тираж 100.