ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет
имени М.К. Аммосова»
ФГБУН «Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН»
НОЦ «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки»

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы всероссийской научно-практической конференции

1-3 апреля 2014 г.

Якутск 2014

УДК 55(063)(571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)
Г36

Ответственный редактор
Л.И. Полуфунтикова

Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-06001)

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 1 – 3 апреля 2014 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. –
ISBN 978-5-7513-1935-9

УДК 55(063)(571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

© Северо-Восточный
федеральный университет, 2014
© ИГАБМ СО РАН, 2014

ISBN 978-5-7513-1935-9

Содержание

Адаров Т.Д., Соловьев Е.Э.
Прогнозные территории золотого оруденения в Южном Верхоянье……... 13
Александров А.Р., Сивцев А.И.
О тектоническом строении Кемпендяйской впадины……..... 15
Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В.
Геолого-минералогические особенности, природные типы руд на золоторудных месторождениях Узбекистана……..... 19
Алтухова З.А.
Петрографические особенности кимберлита трубки Манчаары, условия образования…… 23
Андреева В.В., Спектор В.В., Климова И.В., Ремизова Н.Н.
Особенности гранулометрического и минералогического состава ледового комплекса Колымской низменности…… 26
Анисимова Г.С., Зайцев А.И.
Rb-Sr изотопная систематика сиенитов Широкинского рудно-россыпного узла... 30
Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф.
Стратиформное Pb-Zn оруденение в карбонатно-терригенных отложениях карбона в Аллах-Юньской металлогенической зоне (Восточная Якутия)……. 35
Атласов Р.А.
Методика проработки ствола скважины перед спуском обсадной колонны……... 39
Афанасьев В.П., Похиленко Н.П.
Полигенез алмазов и коренных источников алмазов Северо-востока Сибирской платформы……..... 42
Барабашева Е.Е.
К вопросу биогеохимического районирования золоторудных месторождений Забайкальского края…….. 48
Баракаева И.Д., Батугина Н.С.
Обоснование резервов повышения геологического потенциала рудных и россыпных месторождений…….. 52
Баранов В.В.
Проблема верхней границы пражского яруса (нижний девон) в стратотипическом регионе (Чехия) и на Северо-востоке Евразии…… 56
Берзин А.Г., Марсанова М.Р., Иванов И. С.
К вопросу существования гигантских месторождений углеводородов на Юго-западе Якутии…… 60
Бескрованов В.В.
Неоднородности кубических кристаллов алмаза второй минералогической разновидности…… 65

Бескрованов В.В., Лебедев М.П.
О возможности кристаллизации углерода в железной матрице…… 69
Бескрованов В.В., Юрьев Г.С., Прядезников Б.Ю.
Использование компьютерного моделирования для реконструкции процессов зарождения алмаза……..... 74
Бикбаева Е.Е.
Петрографический состав магматических пород Чибагалахского гранитоидного массива……..... 77
Биллер А.Я.
Хромшпинелиды связующей массы алмазоносных туффитов Северо-восточной части Сибирской платформы……..... 81
Бирюков А.А., Михалицына Т.И., Фомина М.И.
Геологическое строение, минералогия и петрография рудопроявления Темный... 84
Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Ершова В.Б.
Литохимия среднеюрских-нижнемеловых терригенных пород Северной части Приверхоянского прогиба (Жиганский район Якутии)…… 88
Васильева А.Е., Копылова А.Г.
Геохимические особенности фанерозойских базитов Оленекского поднятия (долина р. Куойка)…….. 92
Викентьева О.В., Гамянин Г.Н.
РЗЭ в карбонатах месторождения Прогноз как индикатор условий минералообразования…… 96
Гаврилов В.Л., Ткач С.М., Федоров В.И.
Перспективы нового освоения угольных месторождений Арктической зоны Якутии……. 100
Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.
О влиянии сложности строения Эльгинского месторождения на полноту и качество извлечения угля……..... 104
Гамянин Г.Н.
Кысылтасская структурно-формационная зона: генетические типы месторождений..... 108
Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю.
Модель формирования Аляскитового олово-вольфрамового месторождения…..... 113
Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.
Современная структура и история формирования земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса вдоль опорного профиля 3-дв ……..... 118
Григорьев Б.В., Скрябин Р.М.
Инновационные пути совершенствования породоразрушающих инструментов для колонкового бурения с продувкой сжатым воздухом в осложненных условиях…… 122

Гриненко В.С., Прокопьев А.В., Казакова Г.Г., Кропачев А.П.
Государственное картографирование масштаба 1:1 000 000 зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно-Колымская складчатая область»: новое в региональных исследованиях и геологической оценке территории…… 128
Гриненко В.С., Князев В.Г.
Кыбыттыгасская свита в стратотипе и проблема границы триаса—юры в складчатом обрамлении Востока Сибирской платформы (Восточная Якутия)…. 135
Дроздов А.В., Черкашин С.Г., Яценко С.В.
Особенности гидрогеомеханического мониторинга на руднике «Мир»…… 140
Дроздов А.В., Каверин С.В., Попов В.Ф.
Гидрогеохимические особенности алмазных месторождений юга Западной Якутии…… 145
Дроздов А.В., Попов В.Ф.
Решение геоэкологических проблем при вскрытии водоносных горизонтов на коренных месторождениях алмазов в Накынском и Алакитском районах Якутии… 150
Дягилева А.Г.
Устойчивость мерзлотных почв к химическому загрязнению при отработке коренных месторождений алмазов в Якутии……. 155
Егоров К.Н.
Прогнозно-поисковые модели коренных источников алмазов в краевых структурах Юга Сибирской платформы…… 159
Егоров К.Н., Кошкарев Д.А.
Вариации основных параметров алмазоносности геолого-технологических типов кимберлитов на нижних горизонтах месторождения трубки «Нюрбинская»…….. 163
Есипенко А.Г.
Характеристика геохимических элементных ассоциаций и некоторые следствия метода получения оценок информационной энтропии и частной информации по данным эндогенных геохимических ореолов месторождения Майское (Центральная Чукотка)……. 167
Ефимов Д.Н.
Анализ осложнений при тампонировании скважин на месторождениях криолитозоны……..... 171
Жанибеков Б.О., Дулабова Н.Ю., Турапов М.К.
Структурно-геодинамическая модель месторождения золота Аджибугут (Центарльные Кызылкумы)……..... 175
Жанибеков Б.О., Турапов М.К., Дулабова Н.Ю., Зокиров О.Т.
Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур золоторудных месторождений Западного Узбекистана…… 179

Зайцев А.И., Олейников О.Б., Бабушкина С.А., Алтухова З.А., Полуфунтикова Л.И., Павлов В.И.
Новая мезозойская кимберлитовая трубка Староречeнского поля……. 183
Заякина Н.В., Емельянова Н.Н.
Арангасит. Изучение стабильности минерала методами рентгенофазового и термического анализов…… 187
Зинчук Н.Н.
Закономерности выветривания пород различного состава в связи с алмазопоисковыми работами на Сибирской платформе……..... 191
Зинчук Н.Н.
Об эффективности поисков алмазоносных кимберлитов на Сибирской платформе…….. 196
Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.
Особенности алмазов Лено-Анабарской субпровинции Сибирской платформы…….. 201
Иванов А.Г.
Методы улучшения характеристик тампонажных растворов в условиях криолитозоны…… 205
Иванов А.И.
Гранитоиды Чималгинского массива (Северо-Восток Якутии)……. 209
Иванченко В.В., Чугунов Ю.Д., Чугунов С.Д.
Минералого-технологические факторы повышения эффективности оценки природных и техногенных месторождений золота……... 213
Иудин М.М.
Проблемы прогноза устойчивости многолетнемерзлых горных пород……. 217
Кельциев С.С.
Особенности бурения инженерно-изыскательских скважин в многолетней мерзлоте в зимний период…….. 221
Козьмин Б.М., Петров А.Ф., Шибаев С.В., Тимиршин К.В.
Современные геодинамические процессы в Олёкмо-становой сейсмической зоне (Южная Якутия)……... 223
Кокин А.В., Силаев В.И., Филиппов В.Н., Лютоев В.П.
Нетрадиционный материал потенциально промышленный тип марганцевого оруденения в Якутии……..... 227
Кокин А.В., Силаев В.И., Филиппов В.Н., Нефедьева Н.С.
Железный метеорит Большой Долгучан из Якутии как объект минералого-геохимического исследования…….... 232
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.
Морфолитогенез золото-россыпного месторождения Вершина Чины (Витимское плоскогорье)……..... 236

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.
Сырьевой потенциал неоплейстоценовых отложений долины р. Зун-Холбо (Восточный Саян)……. 240
Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С.
Au-редкометальная минерализация Мугунского рудопроявления (Восточная Якутия)…… 243
Костин А.В.
Гис как основа для прогноза и поисков новых и нетрадиционных типов месторождений полезных ископаемых…….. 247
Костин А.В., Трунилина В.А.
Магматизм Восточной Якутии: гис-проект, базы данных, полезные ископаемые 252
Кривошапкин И.И.
Цифровой рельеф для выявления магматогенных структур (на примере востока Анабарской антиклизы)…….. 256
Кулагина Л.А., Фарбер М.Р.
Возникновение микротрещин в жильном кварце……. 259
Кычкин В.А., Соловьев Е.Э.
Возможности электроразведочных методов при поисках золото-сурьмяного оруденения в монотонных терригенных толщах…….. 261
Легостаева Я.Б., Ксенофонтова М.И.
Оценка геоэкологической ситуации наземных и водных экосистем на территории Верхнемунского кимберлитового поля……. 265
Лоскутов Е.Е.
Сравнение возраста оруденения и мезозойских этапов тектоно-магматической активизации Эльконского рудного района……. 269
Макаров В.Н.
Геохимические поиски месторождений перекрытых ледниками……. 271
Макошин В.И., Кутыгин Р.В.
Биостратиграфическая последовательность брахиопод рода jakutoproductus в Ассельско-Сакмарских отложениях Кубалахского разреза (низовье р. Лены)….. 276
Михалицына Т.И., Никитенко Е.М.
Геохимическая характеристика рудовмещающих пород Наталкинского золоторудного месторождения……. 280
Михалицына Т.И., Никитенко Е.М., Фомина М.И.
Минералого-петрографическая специализация Наталкинского золоторудного месторождения для решения технологических задач……..... 283
Мишнин В.М., Гриненко В.С.
Стационарность и паритет надпорядковых структур востока Сибирской платформы и примыкающего складчатого обрамления……... 287

Моисеев С.А., Лебедев М.В., Фомин А.М., Топешко В.А.
Литостратиграфия терригенного венда центральных районов Непско-Ботуобинской антеклизы……..... 292
Мурзин Ю.А., Жижин В.И.
Геокриологические условия месторождения Кимпиче (приток Бытантая)……..... 298
Мустафин С.К.
Геология и типоморфизм самородного золота россыпей Южного Урала……..... 303
Мустафин С.К.
Задачи минералогических исследований природных и техногенных объектов старых горнорудных регионов Южного Урала…….. 307
Никифорова З.С.
Морфологические особенности россыпного золота как показатель генезиса россыпей……. 311
Никифорова З.С.
Критерии прогнозирования типов коренных источников в платформенных областях по минералого-геохимическим признакам россыпного золота……..... 315
Николаева М.В.
Модель взаимодействия системы «подземный трубопровод – мерзлый грунт»… 319
Ним Ю.А.
Аналитическая модель импульсного электромагнитного поля поляризующегося и диспергирующегося геологического пласта при его возбуждении вертикальным магнитным диполем…… 323
Округин А.В.
Цикличная диффузионно-кумуляционная модель ритмической расслоенности в мафит-ультрамафитовых интрузивах…….. 326
Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В., Ибрагимов К.З.
Типохимизм золота, платины и других рудных минералов Макылганского россыпепроявления р. Алдан…….. 330
Округин А.В., Мохначевский Г.В.
Состав и источники магм кайнозойских внутриконтинентальных вулканов Северо-Востока России……..... 335
Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В.
Особенности состава кимберлитов Хомпу-Майского поля по результатам полуколичественного рентгенофазового анализа……... 341
Орлянкин В.Н.
Глубинные углеводородные флюиды – один из главных носителей мантийного золота в метаморфогенных золотоносных поясах Северо-Востока России…….. 345
Павлов А.Г., Филлипов В.Р., Гусева Е.С.
Результаты геологического изучения Верхнесуольского рудопроявления железа…… 349

Павлова Н.А., Ефремов В.С.
Оценка озерных водных ресурсов и особенности питания подозерных таликов на основе изучения элементов водного баланса…… 351
Павлушин А.Д., Олейников О.Б., Граханов С.А.
Морфогенезис асимметричных скульптур микрорельефа растворения на кривогранных додекаэдроидах алмаза из россыпей Северо-Востока Сибирской платформы……..... 355
Парада С.Г.
О соотношении золотой и вольфрамовой минерализации в золоторудном Месторождении Маломыр (Амурская область) по геохимическим данным…….. 359
Парфенова Т.М., Каширцев В.А.
Горючие сланцы и природные битумы севера Сибирской платформы……... 364
Полуфунтикова Л.И.
Реконструкции условий формирования терригенных отложений верхнего триаса (Кулар-Нерский сланцевый пояс)……..... 368
Поморцев О.А., Скачков Ю.Б., Васильева О.И.
Опасные инженерно-геологические проявления на участке 600-700 км трассы Якутск-Магадан……..... 372
Попов В.В.
О влиянии эффективного давления на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород……..... 376
Попов Г.И.
Проходка траншей с применением экскаваторов и гидромолотов…….. 381
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Соболев Н.Н., Худолей А.К., Петров Е.О., Васильев Д.А.
Тектоника новосибирских островов……..... 384
Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П.
1D модель термической эволюции Кындалского грабена (Буреинский осадочный бассейн)…….. 389
Пуляев Н.А.
Связь золоторудных проявлений на территории Алдано-Станового щита с процессами регрессивного метаморфизма……. 393
Пуляев Н.А.
Металлогеническая специализация диафторитов Сутамского блока Алдано-Станового щита……..... 397
Рафаилович М.С.
Геодинамическая и металлогеническая эволюция месторождений золота Центральной Азии……..... 401

Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н.
Признаки полигенного оруденения березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье)..... 405
Рожин С.С., Кутыгин Р.В.
О делении пермских и триасовых отложений в пределах Томпонского учебного геологосъемочного полигона ГРФ СВФУ……. 409
Рябинкин С.В.
О некоторых проблемах флюидообразования при процессах углефикации…..... 414
Савва Н.Е., Ртищева Л.И., Рочева В.К.
Типы золоторудной минерализации в пределах Конгинской гряды (Северо-Восток России)…….. 419
Семерня А.А.
Оценка геотермических условий многолетнемерзлых пород в области развития межмерзлотных водоносных горизонтов на Бестяхской террасе…… 423
Сенкевич В.С., Гаврилов Р.Ю.
Бетюгенское рудное поле: особенности геолого-геохимического строения и дистанционные критерии прогноза золото-сурьмяного оруденения…… 428
Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Боескоров Г.Г.
Кайнозойские отложения средней лены (строительные карьеры)……..... 433
Серкебаева Е.С.
Новые данные по минералогии рудопроявления лазурное (Южное Верхоянье)… 438
Сивцев А.И., Александров А.Р.
О некоторых особенностях Хапчагайского и Логлорского валов Вилюйской синеклизы…….. 441
Сидорина Ю.Н, Николаев Ю.Н., Попова Т.В.
Геохимическая зональность Находкинской порфирово-эпитермальной системы (Чукотка)……. 445
Ситников В.С.
Актуальные проблемы оптимизации геологической основы при размещении геологоразведочных работ на нефть и газ в Западной Якутии……..... 449
Скрябин А.И.
О зональном размещении типов золотого оруденения Онкучахского рудно-россыпного узла Улахан-Сисской металлогенической зоны Куларского района 454
Соколов Е.П.
Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района……. 458
Соколов К.О., Прудецкий Н.Д.
Результаты георадиолокационных исследований на россыпных месторождениях криолитозоны…… 462
Соколова М.А., Посухова Т.П.
Минералогия алмазоносных отложений устья реки Булкур (Якутия)……..... 464

Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Н.В., Черепанова А.М., Максимов Г.Т., Нерадовский Л.Г., Бакулина Н.Т.
Отражение молодой тектоники в рельефе и осадках долины среднего течения р. Лены……...…… 468
Сушкин Л.Б.
Крупнейшие платиновые самородки Северо - Восточной Азии……..... 474
Тимофеев Н.Г.
Бурение шурфоскважин при разведке россыпных месторождений в условиях криолитозоны…… 478
Ткач С.М., Батугин С.А.
Синтез новых аспектов разведки и оценки рудных месторождений……..... 482
Толстов А.В., Граханов О.С.
Новые перспективы освоения погребенных россыпей алмазов в Якутии……... 487
Третьяков М.Ф.
Некоторые особенности тектонических деформаций северной части Южного Верхоянья…… 492
Третьяков Ф.Ф.
О стадиях надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области …… 496
Трунилина В. А., Роев С.П.
Соотношение даек и оруденения в Дербеке-Нельгехинской рудно-магматической зоне…… 500
Трунилина В. А., Роев С.П.
Композитные дайки Такалканского рудно-магматического узла……..... 504
Угапьева С.С., Пироговская К.Л.
Включения оливинов в алмазах из россыпи бассейна р. Эбелях: морфология, химический состав, рентгенография…… 509
Урбан А.А.
Особенности распространения эолово-криогенных четвертичных отложений Центральной Якутии……. 513
Фёдоров В.И., Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л.
О создании базы данных «уголь арктической зоны Якутии»……..... 517
Федоров Л.Н., Ермаков С.А., Козлов Д.С.
Методический подход к исследованию теплового поля горной породы и буровой коронки в процессе бурения с использованием тепловизионной съемки 521
Федорова Л.Л.
Методическое обеспечение георадиолокационных исследований массива горных пород россыпных месторождений полезных ископаемых криолитозоны…… 526

Фридовский В.Ю., Ерёменко Г.Н.
Тектонические деформации Мало-Тарынского рудного поля…….. 530
Цой В.Д., Королева И.В.
Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана……... 535
Чжан Т.Р., Самырова А.И.
Опасные инженерно-геологические процессы на территории Республики Саха (Якутия) в связи с потеплением климата……. 539
Чудненко К.В., Пальянова Г.А., Анисимова Г.С., Москвитин С.Г.
Физико-химические модели образования Ag-Au-Hg твёрдых растворов в природных процессах (на примере месторождения Кючюс)……..... 543
Шахурдина Н.К.
Оконтуривание кимберлитовых полей методом «буферизации»……. 548
Шепелева Я.П.
Низкотемпературные изменения раннеюрских вулканитов Кобюминской системы складок…… 553
Шибаев С.В., Петров А.Ф., Маккей К.Д., Козьмин Б.М., Петрунин С.В., Пересыпкин Д.М., Старкова Н.Н., Тимиршин К.В.
Сильное Абыйское землетрясение 2013 года на границе Евразиатской и Североамериканской литосферных плит на Северо-Востоке Якутии……..... 555
Шкодзинский В.С.
Величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов как показатель эволюции состава расплава при их кристаллизации……. 560
Шкодзинский В.С.
Природа явлений резорбции алмазов…….. 564
Юферев Р.Б.
Применение рентгеновской микротомографии в геологии…….. 568

ПРОГНОЗНЫЕ ТЕРРИТОРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

Адаров Т.Д., Соловьев Е.Э.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Южное Верхоянье обладает значительным потенциалом для выявления крупнотоннажных золоторудных объектов. Здесь размещено Нежданинское месторождение и известно более 450 рудопроявлений и месторождений золота.

Для оценки региональных признаков прогноза золоторудных месторождений рассмотрены производные аномального магнитного и гравитационного полей.

Статистические оценки трансформаций аномальных геофизических полей выполнены для каждого рудопроявления, для локальных составляющих грави-магнитных полей характерен нормальный закон распределения случайной величины, для полного градиента – логнормальный закон. Доказано, что золоторудные проявления имеют близнулевые значения геопотенциальных полей и расположены в слабоградиентных зонах. Это обосновано тем, что золоторудные проявления в большинстве случаев расположены на достаточном удалении от геологических структур (магматические тела или крупные разломы).

В таблице 1 представлена вероятность попадания золоторудного проявления для каждого поля при выборе размеров интервалов равным четырем среднеквадратическим отклонениям значений.

Таблица 1

Трансформации полей	**Вероятность, %**
Локальное аномальное магнитное поле	95.75
Полный градиент локального аномального магнитного поля	96.58
Локальное аномальное гравитационное поле	94.06
Полный градиент локального аномального гравитационного поля	94.86

На рисунке 1 представлена схема пересечения интервалов равным четырем среднеквадратическим отклонениям значений для всех трансформаций изученных полей.

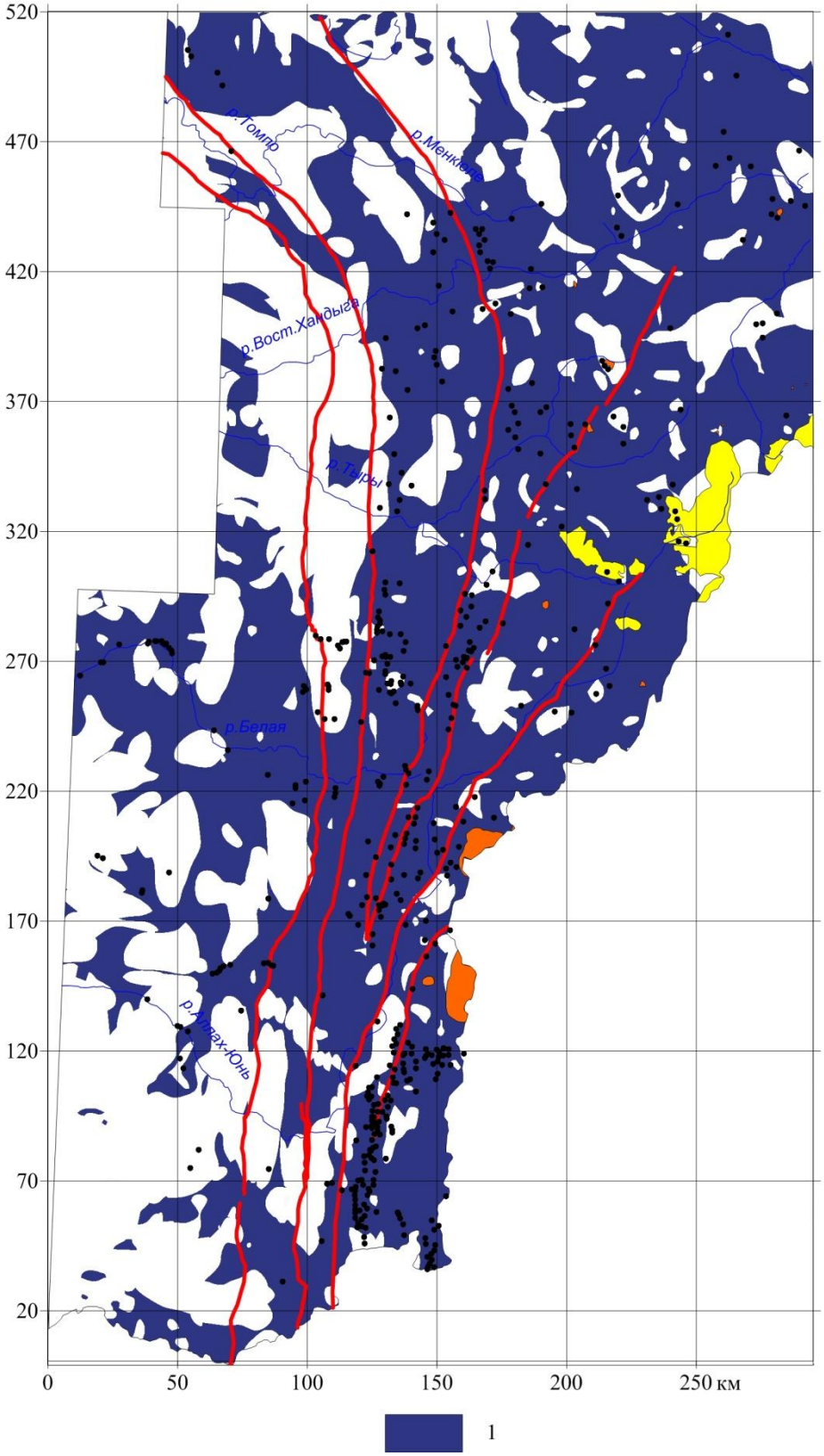


Рис. 1. Схема пересечения интервалов равных четырем среднеквадратическим отклонением значений для всех трансформаций полей

Установлено, что P вероятность попадания случайной величины в область пересечений равна по формуле:

$$P = P1 * P2 * P3 * P4 = 82.51\ \%,$$

где, P1, P2, P3 и P4 – это вероятности попадания случайной величины в интервал равным четырем среднеквадратическим отклонениям для каждой трансформации полей.

Анализ показал, что золоторудные объекты тяготеют к выделенным по статистическим оценкам геофизических полей областям с вероятностью 82.51 %. Отмечается, что поисковые объекты со значительной долей вероятности локализованы в пределах выделенной территории.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КЕМПЕНДЯЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Александров А.Р., Сивцев А.И.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Одним из перспективнейших на нефть и газ территорий Западной Якутии является Кемпендяйская впадина. Она находится в пределах Западно-Вилюйского нефтегазоносного района Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы.

Присутствие довольно мощного (до 2 км) комплекса верхнедевонских соленосных отложений, которые, несомненно, участвуют в строении большинства (если не всех) локальных структур в пределах впадины и весьма вероятное присутствие на глубинных этажах вендско-нижнекембрийского соленосного комплекса предопределяют уникальность Кемпендяйского геологического района.

Однако наличие второго нижнего соленосного комплекса с позиций нефтегазоносности рассматриваемой территории может иметь неоднозначное влияние. Углеводороды выявленных месторождений на юго-западе Республики Саха (Якутия), по мнению ведущих исследователей

Сибирской платформы, связаны нефтегазоматеринским потенциалом протерозойских отложений. Являясь идеальным флюидоупором сохраняющим скопления углеводородов, венд-нижнепалеозойский соленосный комплекс мог стать на пути реализации нефтегазоматеринского потенциала протерозойских отложений на недоступных в настоящее время глубинах. В этом случае, нефтегазоносность межсолевого комплекса будет ограничиваться, только нефтегазоматеринским потенциалом межсолевых отложений, которые по геолого-геохимическим данным смежных территорий весьма скромные, в лучшем случае, будут выявлены незначительные по запасам залежи с аномально высокими пластовыми давлениями.

Картину перспектив нефтегазоносности Кемпендяйской впадины существенно может изменить реализация нефтематеринского потенциала протерозойских отложений за счет галокинеза - пластического течения каменной соли.

По всей видимости, большинство выявленных и частично наблюдаемых на дневной поверхности верхнедевонских солянокупольных структур Кемпендяйской впадины обязаны не их собственной гравитационной нагрузке, а процессам галокинеза соленосных отложений нижнего структурного этажа в осевой части впадины. Справедливости ради, нужно заметить, впервые возможную связь солянокупольных структур с диапиризмом нижнекембрийских солей была отмечена Н.М. Чумаковым [2].

Здесь предполагаются мощные толщи венд-нижнепалеозойских солей аналогично встречаемым в сопредельных территориях (Березовская и Нюйско-Джербинская впадины). Косвенно данное утверждение подтверждают плановое распространение естественных выходов соленосных отложений среднего палеозоя именно в осевой части Кемпендяйской впадины. Именно в этой зоне можно ожидать активности соленосных венд-нижнепалеозойских отложений, исходя из полученной Ван Таилом аналитической зависимости. По глубинам залегания отражающих горизонтов К и КВ [1], относящихся соответственно границам венд-кембрий и конец кембрия и пользуясь зависимостью Ван Таила, можно предположить, что физически процессы галокинеза в осевых частях

Кемпендяйской впадины могли реализовываться, уже начиная с каменноугольного времени за счет венд-нижнепалеозойских солей и достаточной толщины вышезалегающих отложений. Геологически это фиксируется утонением в присводовых частях соляных куполов отдельных горизонтов курунгуряхской свиты, т.е. четко фиксируется начало роста структур в нижнекаменноугольное время. Ассиметрия геологического строения крыльев соленосных структур выходящих на дневной свет свидетельствует о разобщенности осадочно-формационных комплексов по разные стороны соляных куполов с каменноугольного времени. Так, на северо-западных крыльях непосредственно на верхнедевонских породах налегают отложения верхней юры и нижнего мела, а на юго-восточных – нижнекаменноугольные отложения перекрываются образованиями всех трех отделов юрской системы. Таким образом, верхнедевонские соляные структуры проявляют конседиментационный характер.

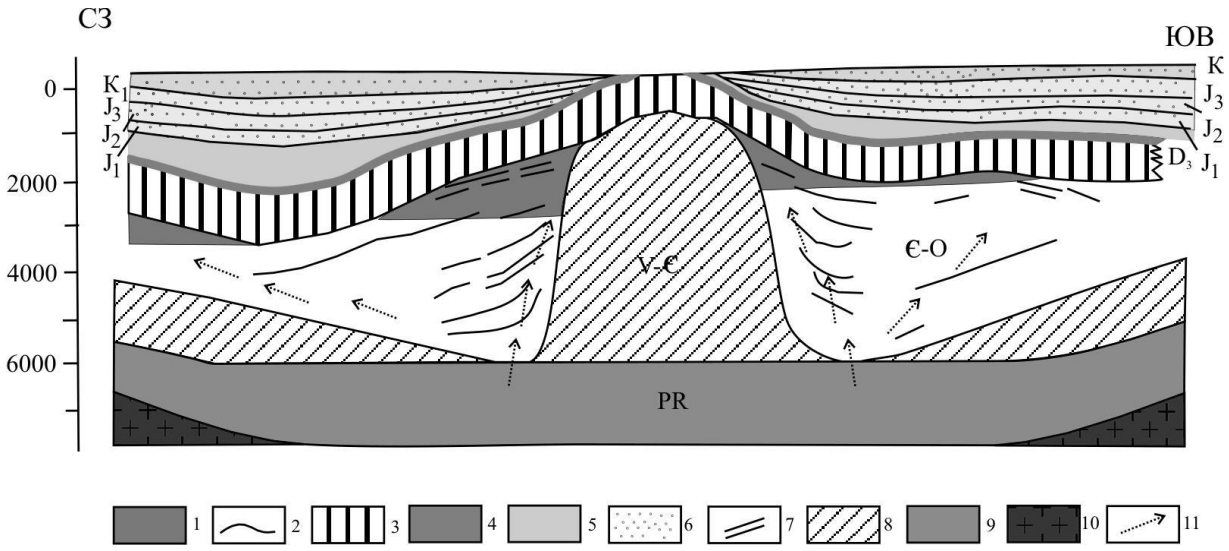


Рис. 1. Принципиальная схематическая модель тектонического строения Кемпендяйской впадины.

Условные обозначения 1 - возможные зоны аккумуляции УВ, 2 - разделы между структурными этажами и литолого-стратиграфическими горизонтами, 3 - верхнедевонские соленосные отложения, 4 - верхнедевонские бессолевые отложения, 5 - каменноуглольные отложения, 6 - мезозойские угленосно-терригенные отложения, 7 - нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и соленосные отложения, 8 - венд-нижнекембрийские соленосные отложения, 9 - протерозойские отложения, 10 – фундамент, 11 - предполагаемые пути миграции УВ.

В случае близости к истине данного предположения, в центральных частях естественных выходов верхнедевонских соляных отложений ожидается их утонение в разрезе с образованием возможных пластовых антиклинальных ловушек с повышенной трещиноватостью в подсолевых отложениях. Также вероятно наложение (соединение) нижнего солевого комплекса с верхним солевым комплексом с образованием литологически экранированных залежей УВ. Принципиальная схема тектонической модели Кемпендяйской впадины с наложением двух соленосных комплексов представлена на рис. 1.

Поскольку осадконакопление после каменноугольного времени продолжалось в присводовых частях (краевых синклиналях) солянокупольных структур давление на венд-нижнепалеозойский соленосный комплекс продолжало расти, то весьма вероятно, движение штока продолжалось до истощения венд-нижнепалеозойских солей. В этом случае, основная проблема наличия протерозойских источников углеводородов в этом случае решается возможностью их перетоков из-под венд-нижнепалеозойских соленосных отложений.

Литература:

1. Мясоедов Н.К. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Атыяхской площади за 1991-92г.г. (Атыяхская с/п 18/91-92).

2. Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины // Тектоника СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 4. - с. 345-451.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПРИРОДНЫЕ ТИПЫ РУД НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В.
ГП "НИИМР" Госкомгеологии РУз, г. Ташкент

Изученные золоторудные месторождения расположены в разных регионах Узбекистана, характеризующиеся специфическими геологическими (стратиграфо-литологическими, структурными), минералого-геохимическими особенностями формирования оруденения.

Золоторудные месторождения Центральных Кызылкумов приурочены к карбонатно-вулканогенно-терригенным толщам докембрия-нижнего палеозоя. Основная масса золотого оруденения связана с раннесульфидной стадией и пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической минеральной ассоциацией (ПМА). Поздние ПМА золотосеребряной стадии проявлены слабо или совсем отсутствуют.

Месторождения золота Нуратинского региона расположены в нижне-палеозойских карбонатно-терригенных и терригенных толщах. Золотое оруденение также в основном сформировано в раннесульфидную стадию (пирит-арсенопиритовая с золотом ПМА). На месторождениях Маржанбулак и Гужумсай, кроме того, проявлены золото-серебряная и собственно серебряная ПМА.

В Зиаэтдинском рудном поле рудовмещающими являются карбонатно-вулканогенно-терригенные толщи нижнего палеозоя золотое оруденение связано с золото-пирит-арсенопиритовой ПМА и отчасти с поздней золото-серебряной.

В южном Узбекистане золотое оруденение расположено в окремненных карбонатных породах нижнего палеозоя. Здесь золото сформировалось в раннесульфидную стадию (золото-пирит-арсенопиритовую ПМА).

Золоторудные объекты Чаткало-Кураминского региона расположены в верхнепалеозойских вулканитах (C_1-P_2). Золотое оруденение здесь связано с поздней золото-серебряной стадией (золото-гесситовой, золото-серебряной ПМА).

То есть намечается региональная закономерная изменчивость золотого оруденения с запада на восток. Рудовмещающие породы с запада на восток омолаживаются (от докембрия, нижнего палеозоя до верхнего палеозоя). В этом же направлении происходит омоложение золотой минерализации. На западе она в основном связана с раннесульфидной стадией (золото-пирит-арсенопиритовой ПМА), а на востоке с поздней золото-серебряной (золото-гесситовой, золото-серебряной ПМА).

Согласно существующим требованиям к отчетам с подсчетом запасов на месторождениях необходимо выделение природных разновидностей (типов) руд. Природный тип руд - это литологические разновидности пород (в том числе жильные и магматические) с определенным химическим и минеральным составом, включающие в себе одну или несколько продуктивных минеральных ассоциаций и промышленные (значимые) содержания полезных компонентов [1].

На золоторудных месторождениях Узбекистана установлены следующие природные типы руд:

1. Метатерригенный (метавулканогенный) с метасоматическим преобразованием исходных пород и наложенным золото-сульфидным оруденением.

2. Кварцево-жильный с золотом.

3. Окисленный, продукт разложения первых двух типов руд.

На различных месторождениях в зависимости от их геологических особенностей распространены в той или иной мере указанные природные типы. В Центральных Кызылкумах проявлены все три типа, в других регионах 2 (Кошар) или 1 (Акба). В первом типе в зависимости от литологических разностей пород выделяеют подтипы. Для каждого ПТР приводится химический (силикатный) состав, пересчитанный с химического анализа минеральный состав, элементы-примеси по данным спектрального и ИСП-масспектрометрического анализов и детальное описание рудных и породообразующих минералов.

Положение золотого оруденения в двухмерном пространстве*: геологическая среда – минералообразование* наглядно показано на стратиграфо-минералогических таблицах (СМТ), составленных для

исследуемых объектов. На СМТ можно проследить вышеуказанную региональную закономерность.

В процессе исследований установлены необычные закономерности размещения золотой минерализации. Так, на участке Тилля-Таг обнаружено золото в рутиле (данные рентгеноспектрального локального анализа, рис. 1).

На участке Кошар и других объектах отмечена связь золотой минерализации с карбонатами обогащенными железом и мышьяком. По-видимому, это можно объяснить наложением гидротермальных рудоносных растворов на карбонатные породы. В результате карбонатные породы претерпевают окремнение и включают пирит-арсенопиритовую с золотом минерализацию. В процессе гипергенеза происходит разложение карбонатов и сульфидов, поэтому на растровых снимках мы имеем смешанную картину распределения Ca, Mg, Fe, As (без четких границ как это характерно для минералов).

Для Узбекистана составлена сводная схема гипогенного минералообразования, включающая два этапа (пневмато-гидротермальный и гидротермальный), 13 стадий и 23 парагенетических минеральных ассоциаций.

Золотое оруденение связано с двумя стадиями, раннесульфидной (с золото-пирит-арсенопиритовой ПМА) и золото-серебряной (золото-гесситовой, золото-серебряной ПМА).

Участки, где происходит совмещение минералов раннесульфидной и золото-серебряной стадий характеризуются богатыми рудами. Поэтому для поисков богатых руд необходимо выявление минералов золото-серебряной стадии. Благоприятной рудовмещающей средой для золота являются пестрые по литологическому составу свиты (карбонаты, вулканиты, терригенные образования). В Центральных Кызылкумах, на исследуемых объектах это косбулакская (кушкумбайская) свита, в Зирабулак-Зиаэтдинских горах – это рабинджанская, буллямушская и т.п. В пределах вулканогенных толщ (в Чаткало-Кураминском регионе) необходимо обращать внимание на горизонты карбонатных пород. Это основания вулканогенных свит, где мы имеем обломки, гальки карбонатных пород, которые в процессе воздействия существенно кислых

(силикатных) рудоносных растворов изменяются до кварцитовидного состояния и вмещают золотое оруденение. Кроме того, потенциально золотоносными могут быть тектонические пакеты, выполненные карбонатным материалом, которые также претерпевают метасоматическое окварцевание в процессе гидротермальной деятельности.

Свиты, имеющие в своем составе наряду с вулканитами карбонатные породы являются потенциально золотопродуктивными при наличии рудоподводящих разрывных нарушений.

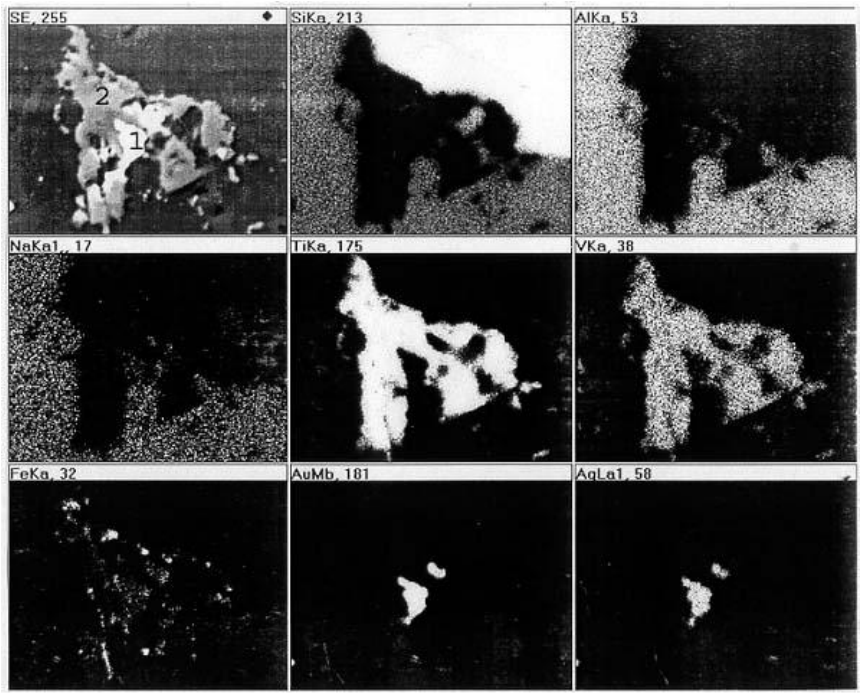


Рис. 1. Самородное золото в рутиле, ванадийсодержащем. Растровые снимки в характеристическом рентгеновском излучении: 1 – самородное золото, 2 – рутил. Аншлиф Тил-3-1а.

Литература:

1. Цой В.Д., Королева И.В. Природные типы руд оцениваемых золоторудных месторождений Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2007.- № 5. - С. 64-73.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ МАНЧААРЫ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

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

На территории Якутского погребенного поднятия при заверке геофизической аномалии [1] под терригенными отложениями нижней юры на глубине 104 метра вскрыла серпентинизированные порфировые кимберлиты трубки Манчары. Петрографические особенности кимберлита обусловлены распространением реликтов (3,5-5,6 х 3,0-4,5 см) слюдистых, ильменитсодержащих и гранатовых серпентинитов, которые под влиянием процессов резорбции и растворения имеют округлые, удлиненные, неправильные формы с неровными контурами.

Различные стадии растворения серпентинитов определяют их порфиробластовые структуры, более крупные блоки серпентина располагаются среди мелкозернистого серпентинового базиса с мелкими выделениями магнетита. Часто реликты серпентинита остаются в центральной части, по периферии образуется узкая (0,4 см) оболочка темно-серого афирового кимберлита (рис. 2, А, Б)

Размеры вкрапленников серпентина, флогопита, пикроильменита, реже граната. Варьируют от 0,6 до 10 мм. Крупные (10х7; 7х3; 4х3; мм) зерна минералов – макрокристы, интенсивно резорбированы, контуры зерен неровные, заливообразные (рис.2 Б). Неравномерное распределение макрокрист определяет локальную изменчивость структурно-текстурных признаков кимберлитовых пород (рис.2, Г, Д). Участки с высоким их содержанием (15 об.%) характеризуются крупнопорфировой структурой (рис. 2, Б, В). Часто в одном образце отмечается чередование крупно-мелкопорфировых (размеры вкрапленников не превышают 2 мм) участков (рис. 2А, 2Д)

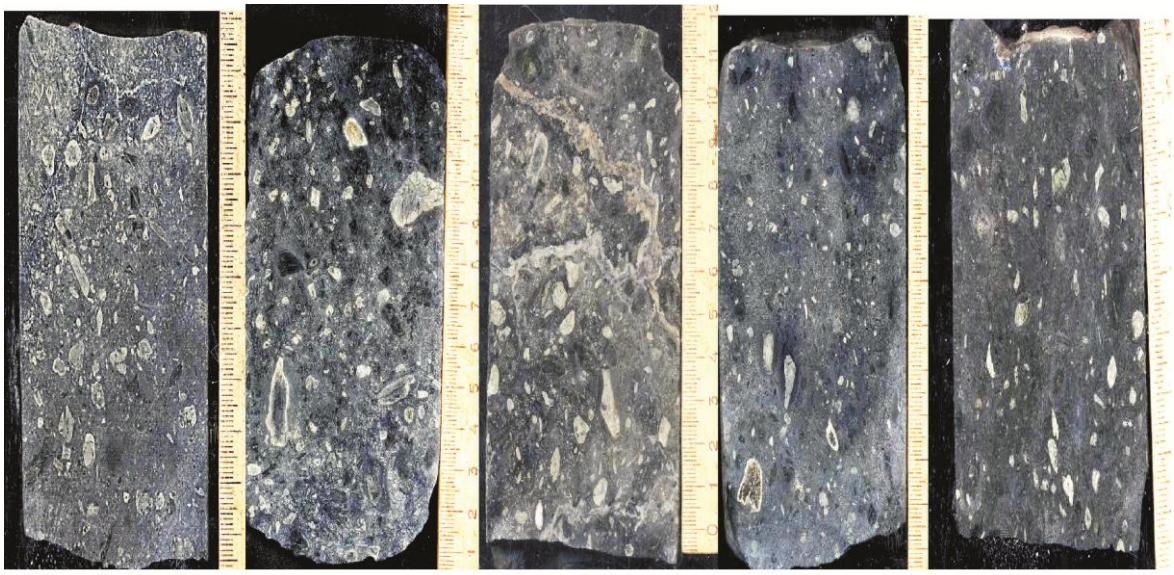


Рис. 2. Структурно-текстурные особенности кимберлита в интервале 168-186 м А - Г - мелкозернистые участки темно-серого цвета, овальной формы 2,2х2,5 см окружены оболочкой крупных зерен серпентина, Б – кимберлит крупнопорфировый, В - узкие короткие прожилки карбоната ограничивают крупнопорфировые участки, Г – реликты серпентинита разделены микрозернистой основной массой. Д – кимберлит мелкопорфировый

Содержание флогопита в виде крупных округлых или удлиненных пластинок (0,5 х 1,0 см; 0,3 х 0,7 см) составляет 5-10 об.%. В большинстве случаев макрокристы флогопита в той или иной мере хлоритизированы, гидратированы. Реликты слюды с четко выраженной спайностью, плеохроирующие по схеме Np>Ng, сохраняются лишь в центре пластинок (рис. 3 Б). В слюде постоянно присутствуют включения идиоморфных зерен перовскита, титаномагнетита. По химическому составу флогопит магнезиальный с высоким содержанием глинозема (8,40 —11,35 мас.%) и низким - оксида титана (0.00—0.60 мас.%). В составе слюды постоянно присутствует BaO, в количестве 2,69 —8,13 мас.%.

Изометричные, округлые макрокристы (0,5-1,2 см) пикроильменита обычно окружены реакционными оболочками (от 0,5 до 1 мм) с высоким содержанием мелких зерен перовскита и ферришпинелей (рис. 3, Е, Ж)

Основная масса кимберлита мелкопластинчатая и микрозернистая (0,05 до 0,1 мм) преимущественно слюдистого состава с мелкопризматической структурой (рис. 3, Б, Г) и серпентин-хлоритового состава (рис. 3 В). Характерно неравномерное распределение апатита в ассоциации с флогопитом и удлиненных кристаллов андрадита.

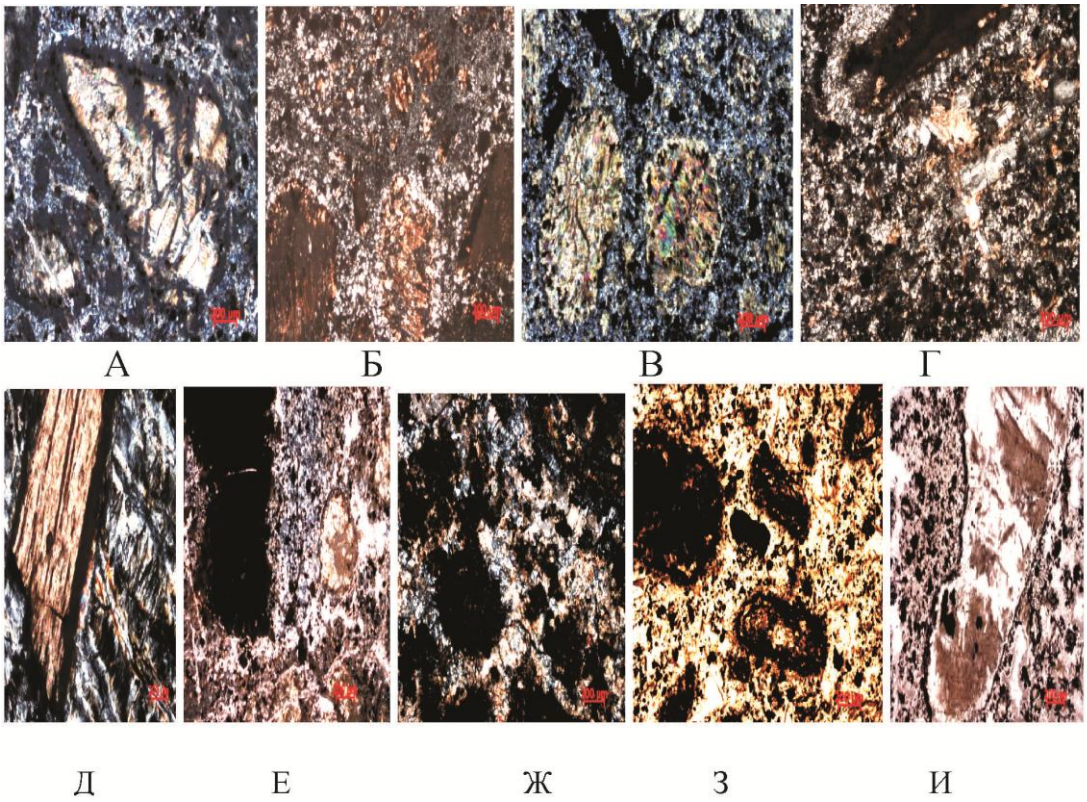


Рис. 3. Взаимоотношения минералов макрокрист, вкрапленников и основной массы.

З А – растворение макрокристы серпентина; Б, В замещение макрокрист серпентина мелкопластинчатой основной массой слюдистого (Б), и карбонат-слюдистого состава (В) состава; Г - основная масса флогопит-карбонатного состава с высоким содержанием рудных минералов; .Д – резорбированная пластинка флогопита в ассоциации с вкрапленником серпентина; Е, Ж – растворение крупных зерен ильменита, замещение по периферии мелкопластинчатым серпентином и слюдой (Е) и распад зерна на фрагменты (Ж); З, И – карбонатизированные участки кимберлита, вкрапленники замещены карбонатом и гидроокислами железа.

По минеральному составу порфировый слюдистый кимберлит трубки Манчаары относится к лампрофировому ряду кимберлитовой формации. Характерной особенностью такого типа пород является присутствие крупных пластинок (макрокристов) флогопита и преимущественно слюдистый состав основной массы с высоким содержанием мелких зерен оксидных минералов.

Результаты изучения состава мантийных включений и макрокрист главных породообразующих минералов свидетельствуют, что кимберлитовая магма образовалась по всей вероятности путем частичного плавления предварительно метасоматически преобразованной породы

оливин-флогопит-ильменитового состава. В этом процессе на низкую степень плавления пород указывают интенсивная растворение включений серпентинитов, взаимосвязи, их с макрокристами серпентина, флогопита, ильменита, отсутствие идиоморфных зерен оливина позднемагматического происхождения.

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 № 5, 2011 С. 30-52.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Андреева В.В., Спектор В.В., Климова И.В., Ремизова Н.Н.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Характерной особенностью Колымской низменности является повсеместное распространение «едомы» или ледового комплекса, который представляет собой пылеватые отложения с высоким, содержанием сегрегационных и полигонально жильных льдов. Эти породы, содержащие 70-90% льда, исключительно уязвимы для развития термокарстовых процессов. Озерно-термокарстовые котловины, залегающие на различных высотных уровнях, являются характернейшим элементом рельефа Колымской низменности. Озерно–термокарстовые поверхности достигают 60-70% площади территории, а ледовый комплекс занимает 41% от всей площади низменности.

Верхнеплейстоценовые отложения едомной свиты, широко развитые в пределах Колымской низменности, довольно однородны по гранулометрическому составу. Обычно в них преобладает фракция 0,05-0,01 мм, содержание которой нередко достигает 65-75%. В этих

отложениях развиты повторно жильные льды различной мощности, а криогенные текстуры самих отложений разнообразны: толсто-, тонко- и микрошлировые, неполно сетчатые, массивные и другие, которые в той или иной степени отражают условия промерзания и зависит отособенностей осадконакопления [1].

Анализ имеющихся литературных и фондовых материалов показал, что вопросы минералогического и гранулометрического состава отложений ледового комплекса освещены слабо.

По этой причине нами сделана попытка проанализировать материал по гранулометрическому и минералогическому составу преобладающей фракции этих отложений (0,05-0,01 мм) на ключевых участках из двух скважин, пробуренных нами в районе пос. Черский в 2012 г. На первом ключевом участке, на пологом склоне водораздельной поверхности с абс. отм. 60 м (скв. 12/1 глубиной 15,1 м, координаты: N68˚44.682’, E161˚23.048’) были вскрыты алевриты ледового комплекса. В скважине, пробуренной на втором ключевом участке на современной высокой пойменной террасе с абс. отм. около 3 м (скв. 12/2 глубиной 13,4 м, координаты: 68°30.795’ E 161°29.952’) были вскрыты алевриты и супеси, отнесенного нами к пойменной фации [2].

Результаты минералогического анализаледового комплекса.

Минералогический состав тяжелой фракции довольно разнообразен и включает 21 минерал. Минералогический анализ тяжелой фракции (уд. вес> 2,9) показал что в разрезе наиболее преобладают *амфиболы* темно-зеленой окраски, реже бурые и почти бесцветные, встречается щелочная роговая обманка. Часто с трещинами и черными точками, ямками. Среднее процентное содержание амфибол по всему разрезу составляет 37,7 %. *Эпидоты* в виде неправильной формы зерен и обломков с характерным фисташковым цветом и замутненные. Среднее содержание эпидота в отложениях 12, 4%. *Хлорит* - 7,35 %. Большинство минералов плохо-окатанные и угловато-окатанные. Биотит, и хлорит хорошо окатанные. Минералы часто загрязнены черными, бурыми вкраплениями.

Минералогический анализ легкой фракции (уд. вес< 2,9) показал что в верхней части разреза (1,7 – 1,75 м) наиболее распространены *кварц*

(31,2%), *полевые шпаты* (37,2%) и *хлорит* (15,0%). Хлориты плохой сохранности, растрескавшиеся с поверхности (разрушающиеся).

Агрегаты глинисто-слюдистые – тонкодисперсные, малопрочные, слабосцементированные, светло-серые, белесые, слегка ожелезненные имеют максимальное значение 71,7% в интервале 6,58-6,62 м. В верхней же части разреза содержание агрегатов резко уменьшается до 6%.

Результаты минералогического анализа пойменных отложений.

Минералогический анализ *тяжелой фракции* (уд. вес> 2,9) показал что в отложениях пойменной террасы, также как и на водоразделе наиболее преобладают *амфиболы.* Среднее процентное содержание амфибол по всему разрезу составляет 54,6%. На глубине 12 м, где отложения сложены песками, содержание амфибол резко увеличилось с 46% до 74,8%. *Эпидоты* в виде неправильной формы зерен и обломков с характерным фисташковым цветом и замутненные. Среднее содержание в отложениях 12,2%. *Пироксен* – 8,9 %. Из новообразований встречаются гидроокислы железа со средним содержанием 13%.

Из диаграммы процентного содержания минералов отчетливо видно преобладание агрегатов тонко-дисперсных глинисто-слюдистых в верхней части разреза, их содержание достигает почти 90% (рис. 1). Кварц, полевые шпаты и хлориды имеют схожую закономерность распространения в разрезе. С глубины 3,9 м до 7,5 м наблюдается постепенное увеличение их содержания. Далее до забоя скважины их содержание существенно не изменяется.

Гранулометрический состав осадков ледового комплекса на водораздельной поверхности. По результатам гранулометрического анализа в отложениях отчетливо доминирует алеврит, среднее процентное содержание равно 85%. Содержание в разрезе песка составляет в среднем от 10 до 18%. На глубине 0,6 м процентное содержание песка достигает 73%.

Гранулометрический состав осадков слагающих высокую пойменную террасу показал, что отложения характеризуются высоким содержанием пылеватого материала – алеврита (70-96%). Мелкопесчанистый и глинистый материал присутствуют в подчиненном количестве.

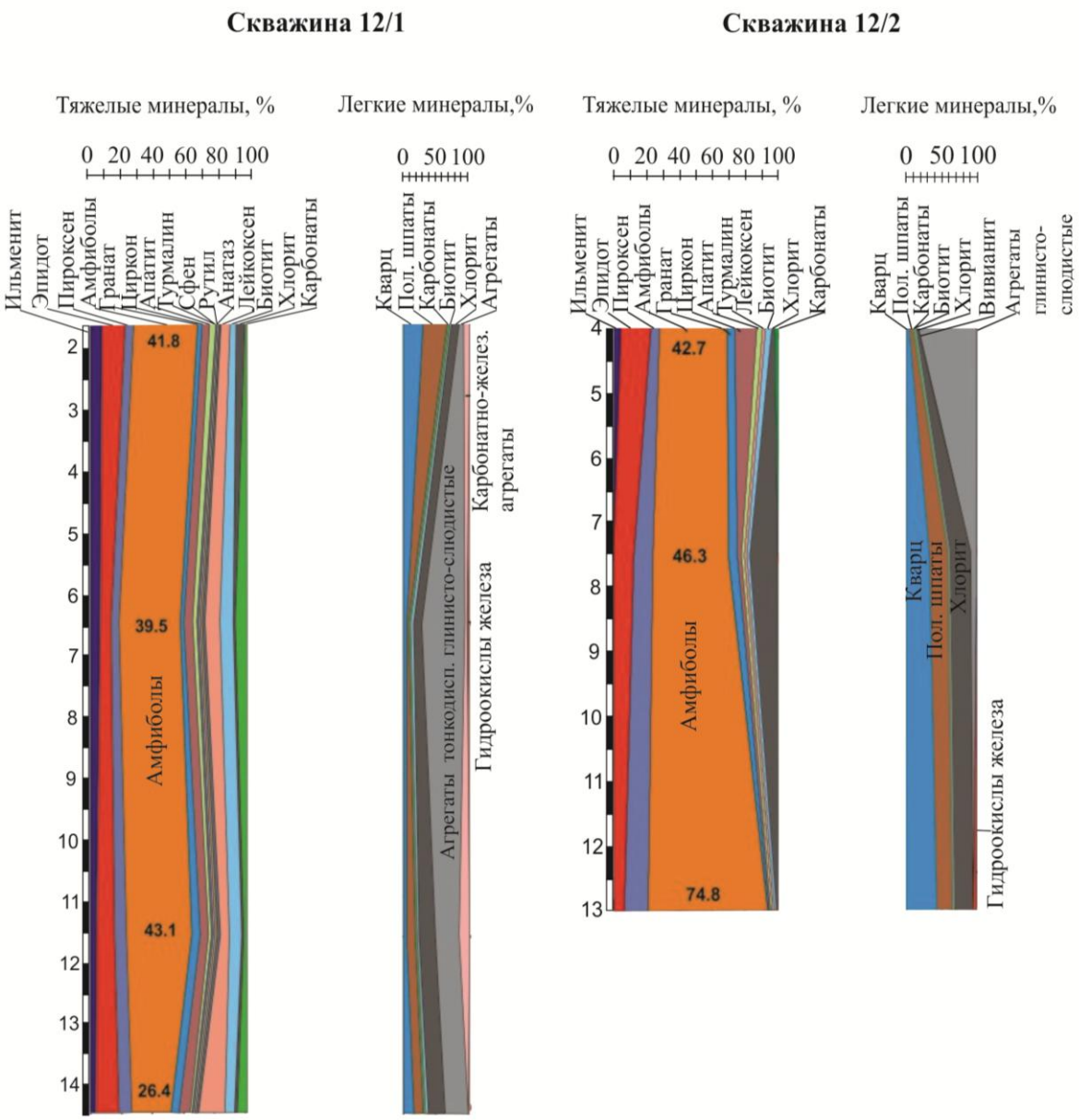


Рис. 1. Диаграммы процентного содержания тяжелых и легких минералов в отложениях ледового комплекса (скв. 12/1, 12/2).

Заключение. Накопление осадковледового комплекса (скв. 12/1) происходило в мелководной среде близко к базису эрозии. Об этом свидетельствует существенно алевритовый (грубые алевриты) состав и плохая сортировка. Алевритовый материал, по-видимому, образовался в результате криогенного выветривания и прошел дополнительно криогенную переработку уже в бассейне осадконакопления. Эта переработка заключалась в непрерывном перемешивании грунта в зоне годовых колебаний температур криогенными процессами: морозобойным растрескиванием, пучением, выдавливанием, пластическим течением и

криогенными деформациями в зоне сезонных фазовых переходов. Интенсивная переработка осадков привела к их однородному составу и однородной сортировке.

Минералогический состав осадков (преобладание роговой обманки и эпидота) указывает на значительное участие местных источников сноса, где широко распространены интрузивные и вулканические породы среднего состава.

Отложения в разрезе высокой поймы (скв. 12/2) представлены преимущественно грубозернистыми алевритами, свидетельствующими об относительно медленных течениях воды времени осадконакопления, характеризующих пойменный режим. Однако по сравнению с гранулометрическим составом в скв. 12/1, в разрезе прослеживаются эпизоды усиления течений, выраженные на графике распределения гранулометрического состава небольшими пиками увеличения содержания мелко- и среднезернистого песка [2].

Литература:

1. Кузнецов Ю. В. О минералогическом составе верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности в связи с проблемой их генезиса. // Проблемы криолитологии. – 1981. – Выпуск IX, М., Изд-во МГУ. – С. 118-124.

2. V.V. Spektor, A. Kholodov, E. Bulygina, V. Andreeva, D. Broderick, S. Spawn, S. Natali, A. Davydova. B21D-0409. «Preliminary Results of the Permafrost Carbon Study in the Lower Kolyma Lowland (Eastern Siberia) Based on Drilling Record» – 2012.

RB-SR ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА СИЕНИТОВ ШИРОКИНСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Анисимова Г.С., Зайцев А.И.

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

Широкинский рудно-россыпной узел (ШРРУ) расположен на юге Аллах-Юньской рудной зоны, в пределах структур Белореченской зоны Сетте- Дабанского палеорифта [4].

Вмещающий комплекс ШРРУ представлен карбонатной (известняки, серицит-хлоритовые сланцы, доломиты) толщей PZ_{1-2}, прорванной редкими дайками диабазов (D) и терригенными (песчаники, алевролиты) отложениями C_{1-2}. Серия даек диабазов, развитых в наиболее приподнятой части свода Хочулюканской антеклизы, подвержена интенсивному региональному динамотермальному метаморфизму.

В истоках руч. Ударник впервые обнаружены ультракалиевые сиениты [2]. Породы образуют элювиальный глыбовый выход и по характеру залегания рассматривается условно нами как дайка в алевритистых доломитах кулонской свиты среднего ордовика. Порода имеет стекловатый облик вишнево-серого цвета и насыщена линзочками светлого серицит-калишпатового агрегата. Основная масса сиенитов сложена гидрослюдисто-калишпатовым субмикроскопическим гипидиоморфнозернистым агрегатом. Характерной особенностью пород является наличие реликтов интрателлурических (?) зерен кварца, которые имеют округлые изометричные и уплощенные формы. Гидрослюда и многочисленные неправильной формы одиночные зерна (и скопления) пирита являются вторичными. Гидрослюда развита как по калишпатовой основной массе, так и пронизывает по тонким трещинкам вкрапленники кварца.

Породы имеют несколько нестандартный состав (табл. 1).

На диаграмме $(Na_2O+K_2O)–SiO_2$ точки пород лежат с широким разбросом в поле полевошпатовых сиенитов, но характеризуются ультракалиевым составом (K_2O до 15,03 %) и очень низким содержанием Na_2O (0,07-0,26%), что не характерно для нормальных пород сиенитового состава и резко отличает их от щелочных пород массивов Горного озера [5], расположенных западнее ШРРУ. Согласно классификации Б.Р. Фроста [7] все образцы принадлежат магнезиальной серии, являются повышенно щелочными, и характеризуются сильной вариабильностью индекса глиноземистости (ASI), от металюминевых (0,858) до пералюминиевых (до 1,768).

Нижний возрастной предел формирования пород определяется по локализации тела среди алевритистых доломитов кулонской свиты (O_2), что определяет их возраст как после средне-ордовикский.

Таблица 1

Химический состав сиенитов Широкинского рудно-россыпного узла

Компоненты, %	**№ пробы**					
	67-АН-02	**67а-АН-02**	**68-АН-02**	**70-АН-02**	**71-АН-02**	**443-К-96**
SiO_2	57,36	58,44	63,78	63,16	65,65	60,6
TiO_2	0,49	0,45	0,15	0,63	0,68	0,4
Al_2O_3	16,29	18,42	17,22	17,6	16,86	18,74
FeO	0,49	0,5	0,49	0,55	0,51	0,57
Fe_2O_3	2,58	1,36	0,53	1,2	1,01	2,37
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	1,98	3,6	0,3	0,81	2,9	0
CaO	3,39	0,98	0,96	0,93	0,48	1,02
Na_2O	0,1	0,16	0,22	0,1	0,07	0,26
K_2O	11,74	11,73	15,03	12,72	7,93	13,83
P_2O_5	0.14	0.15	0.03	0.12	0.03	0.08
CO_2	2,90	0,78	0,81	0,26	0,26	0,27
F	0,48	0,75	0,06	0,02	0,64	0,10
S	0,42	0,15	0,03	0,06	0,36	0,40
H_2O^+	1,43	1,44	0,07	0,54	2,37	0,00
Ba	510	400	180	160	160	270
Rb	108,5	140,43	82,36	58,84	86,05	86,86
Sr	14,68	8,64	7,35	21,48	3,80	3,60
Zr	270	250	72	170	200	180
Nb	36,0	39,0	6,5	10,0	14,0	7,8
Ni	17,0	18,0	11,0	12,0	6,8	25,0
Co	8,5	8,2	3,0	3,0	3,0	4,6
Cr	33,0	23,0	61,0	45,0	31,0	14,0
Yb	1,9	2,1	1,7	2,7	3,2	1,6
Y	17,0	23,0	13,0	20,0	18,0	11,0
Sc	3.6	5.1	<3.1	6.9	10.0	5.8
V	58.0	86.0	9.3	15.0	23.0	45.0

Известные K-Ar датировки сиенитов правоюдомского комплекса в пределах Сетте-Дабана определяют их возраст в интервале 186 – 128 млн. лет [6]. Массивы щелочных пород с карбонатитами Горноозерского комплекса формировались в среднем палеозое [1]. Изученные нами породы

в связи с их изменением при динамометаморфизме и вторичным преобразованием трудно сопоставляются с теми и другими. Для уточнения вероятного возраста пород были проведены Rb-Sr изотопные исследования (табл. 2).

Таблица 2

Результаты Rb-Sr изотопного анализа сиенитов

№ пробы	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}Rb^{86}/Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_{151}
67-АН-02	30,7660	1,4238	21,3600	0,7573	0,7114
67а-АН-02	39,8120	0,8376	46,9840	0,8158	0,7147
68-АН-02	23,3500	2,0835	11,0780	0,7364	0,7126
70-АН-02	16,6810	0,7229	22,5910	0,7641	0,7155
71-АН-02	24,3940	0,3906	61,7350	0,8436	0,7108
443-К-96	24,6230	0,4033	60,3530	0,8444	0,7146
Rb-Sr изохронный возраст (n=6) = 151±3 млн. лет, I_0=0,7133±0,0019					

Анализ Rb-Sr изотопной систематики пород показывает, что они характеризуются относительно умеренным содержанием Rb (93,84±27,76 ppm) и очень низким содержанием Sr (9,93±6,97 ppm), что обуславливает достаточно высокие значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ (37.3501±21.819).

Это позволило определить возраст пород по изохронной модели. Rb-Sr изохронный возраст сиенитов равен 151±3 млн. лет, а полученный по изохроне первичный изотопный состав Sr - 0,7133±0,0019 является достаточно радиогенным. Рассчитанные значения первичных изотопных отношений элемента в породах не однородны и варьируют от 0,7108 до 0,7155 (табл. 2). Эти величины в целом выше чем в вмещающих их карбонатных осадочных породах среднего ордовика (0,7097±0,0004) и карбонатах жильного материала в гидротермальных зонах среди вмещающих пород (0,7092-0,7104), и отвечают коровому источнику пород. Рассчитанные Rb-Sr модельные датировки (T_{DM}2st) пород предполагают, что вероятным протолитом сиенитов могли быть нижнепротерозойские (2471+/-371 млн. лет) коровые породы.

Rb-Sr датировка пород, учитывая наложенный на них процесс динамометаморфизма, вероятно характеризует время этого тектонического события. Она совпадает с полученной ранее Ar-Ar датой новообразованного мусковита из рассланцованных мраморизованных

пород нижнего ордовика - 151±1 млн. лет [3]. Последние характеризуют центральную часть зоны дислокационного метаморфизма хлорит-биотитовой субфации зеленых сланцев в пределах Широкинского узла.

Несомненно, эта датировка определяет время конкретного геологического события, но требует уточнения в плане - являются сиениты синтектоническими или более ранними образованиями.

Литература:

1. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тян ОА. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. –Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. -248 С.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9-11
3. Прокопьев А.В., Торо Х., Бахарев А.Г., Миллер Э.А., Хоуриган Д.К., Думитру Т.А. Среднепалеозойско-мезозойская эволюция сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна по новым геохимическим и геохронологическим данным // Материалы XXXYII текст. совещ. Новосибирск, 2004, Т 2. с. 83-86
4. Сагир А.В., Дорофеева Р.И., Круковский П.Ю., Филатова Ю.Б. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 2001. №1. С.34–43.
5. Энтин А.Р, Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонатиты Якутии (вещественный состав, минералогия). –Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. -240 С.
6. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1983
7. Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.

СТРАТИФОРМНОЕ Pb-Zn ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНА В АЛЛАХ-ЮНЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С. [1], **Лыткин С.Ф.** [2]

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

2 – ООО «Заря+М», г. Якутск

На территории Якутии выделяются порядка 20 площадей стратиформного оруденения Pb, Zn и Cu [2]. На Сибирской платформе оконтурены Куонамская, Силигирская, Нюйская, Березовская и Угуйская площади с проявлениями Pb, Zn и Cu в PR_1 и PZ_{1-2} отложениях. Во внешней зоне восточного складчатого обрамления платформы расположены Туорасисская, Ага-Куканская, Кыллахская и Сетте-Дабанская площади полиметаллического и медного оруденения в отложениях RF, V, € и PZ_2. Во внешней зоне южного складчатого обрамления платформы прогнозируется полиметаллическое оруденение в отложениях RF и V Патомской и Уринской площадей. В юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы оконтурены Умбинская, Каменская, Муастахская, Омулевская и Ороекская площади, содержащие медные и полиметаллические проявления в образованиях PZ_2 и PR_2.

Как известно, стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах объединяются в семейство, включающее шесть рудно-формационных типов: свинцово-цинковый с германием (сарданинский), флюорит-пирит-свинцово-цинковый (миссисипский), пирит-свинцово-цинковый (силезко-краковский), барит-свинцово-цинковый (миргалимсайский), свинцово-цинковый (шалкинский) и пирит-барит-свинцово-цинковый (учкулачский) [3]. Важное *промышленное значение* их определяется, прежде всего, значительными размерами, крупными запасами и выдержанностью рудных тел по простиранию и падению, что создает благоприятные условия для их эксплуатации.

Нами стратиформные Pb-Zn руды впервые обнаружены в карбонатно-терригенных каменноугольных отложениях в пределах Ыныкчанского

рудного узла Аллах-Юньской металлогенической зоны [1]. Эти руды представляют собой сахаровидные белые доломиты с вкрапленностью сфалерита различной интенсивности и гнездами галенита, реже пирита, образующие полосчато-ритмичные выделения (рис.1).

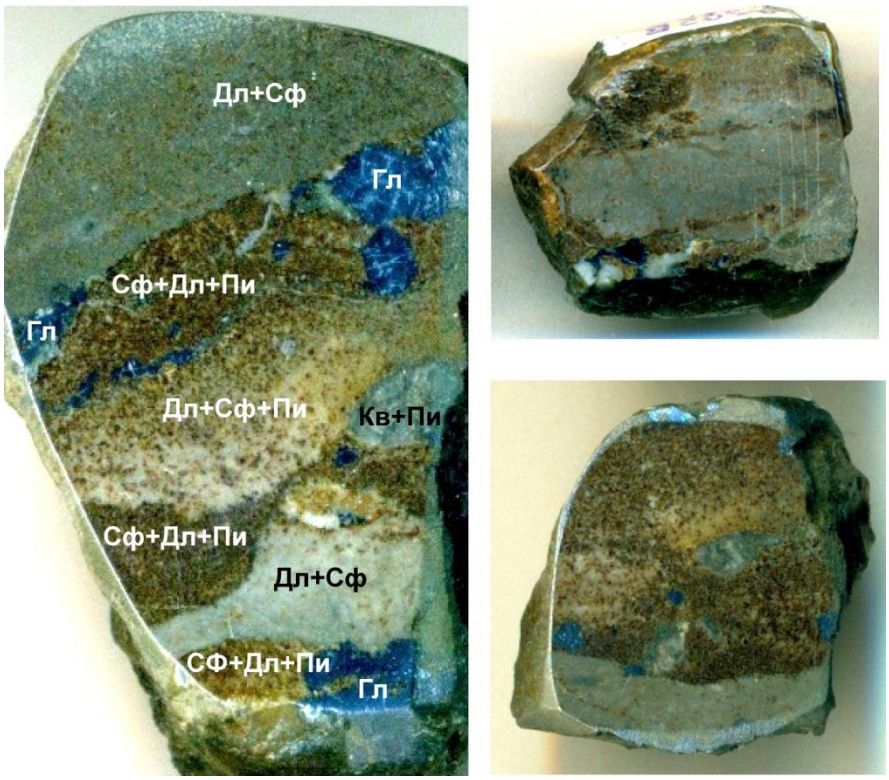


Рис. 1. Стратиформные Pb-Zn руды Ыныкчанского рудно-россыпного узла. Дл – доломит, Сф – сфалерит, Гл – галенит, Пи – пирит, Кв –кварц.

Полосы с различными соотношениями сфалерита чередуются между собой: полоса примерно с одинаковыми частями доломита (60%) и сфалерита (40%) контактирует с доломитом (10%) с интенсивными вкраплениями сфалерита (85%) и редко пирита (5%), которая плавно переходит в слой с последующим убыванием содержания сфалерита вплоть до сахаровидного доломита с редкими вкраплениями сфалерита (5%). Внутри последних слоев отмечаются гнезда массивного галенита и прослой с высоким содержанием сфалерита и пирит-марказит-кварцевого материала.

Ранее были проанализированы основные минералы – сфалерит, галенит и карбонаты [1]. По этим данным сфалерит представлен низкожелезистой (до 2%) разностью с высокими концентрациями германия

(1,15%) и кадмия (0,42%). Галенит характеризуется теоретическим составом, примеси в пределах чувствительности микрозондового анализа не обнаружены. Карбонаты представлены доломитом. В дальнейшем описываемые руды проанализированы на предмет содержания элементов-примесей атомно-абсорбционным и полуколичественным спектральным методами, а также на анализаторе многоканального атомно-эмиссионных спектров (МАЭС). Кроме главных элементов свинца, цинка и железа, обращают на себя внимания высокие концентрации германия, кадмия, вольфрама, мышьяка, марганца, чуть меньше серебра, меди, кобальта, никеля, ванадия, титана, ниобия, иттербия, иттрия и циркония в этих рудах (табл.1, 2).

Таблица 1

Результаты атомно-абсорбционного анализа

	Элементы, г/т			
№обр.	Au	Ag	Co	Ni
0302б	0,08	32,7	1,76	2,48
0302в	0,18	1,12	3,35	6,66
0302г	0,04	12,8	0,25	0,84

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН. Аналитики Санникова А.Е., Михайлов Е.И., Нарышкина Е.Л.

Таблица 2

Содержание (г/т) элементов-примесей в рудах Ыныкчанского поля

№пробы	**Элементы-примеси, г/т**													
	As*	Sb*	Mn	W*	Ge*	V	Ti	Cu	Cd*	Ag*	Zr*	Nb	Yb	Y
0302б	300		170		500	<5	97	13	1000	30	70	19	<1	5,0
0302в			240	700	200	14	270	15	500	7	70	31	1,1	11
0302г	1000	100	170	200	300	9	210	17	700	20	70	14	<1	4,7

*Примечание. * - данные полуколичественного спектрального анализа, остальные проведены на МАЭС. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН. Аналитики Коркина С.Ю., Замийская О.Д.*

Золото в рудах присутствует в количестве сотых и десятых г/т.

Серебро в рудах отмечается на порядок выше (1,12-32,7 г/т). Ранее в галените и сфалерите этот элемент в пределах чувствительности микрозондового анализа не обнаруживался [1].

Кадмий отмечается постоянно и в высоком содержании (300-1000 г/т). Основным концентратором этого элемента является сфалерит.

Германий также, как и кадмий, но менее низких количествах (200-500 г/т) содержится в рудах. Концентратором Ge выступает тот же сфалерит.

Вольфрам, присутствие этого элемента (до 700 г/т) в большинстве проб является очень интересным. Форма минерального нахождения элемента пока неизвестна.

Мышьяк может содержаться в рудах в виде арсенопирита и возможно входит как примесь в пирит.

Марганец, скорей всего в виде примеси находится в рудовмещающих доломитах, о чем свидетельствуют анализы карбонатных пород [1].

Кобальт и никель накапливаются в железистых сульфидах: арсенопирите и пирите.

Редкоземельные элементы: *ниобий, иттербий и иттрий* представляют интерес, хотя находятся в небольших количествах.

Таким образом, по рудно-формационному типу, по элементам-примесям руд и основных минералов изученные руды сопоставляются с рудами известного Pb-Zn стратиформного месторождения Сардана, которое располагается в соседней Кыллахской зоне [4,5]. Главным отличием этих месторождений является возраст рудовмещающих пород, в месторождении Сардана – это венд, тогда как описываемые нами руды найдены в карбонатных толщах верхнего карбона.

В заключение отметим следующее:

1. Впервые на площади Аллах-Юньской зоны обнаружены стратиформные Pb-Zn руды с германием, кадмием и вольфрамом.

2. Типоморфными особенностями этих руд является высокие концентрации Ge, Cd, W, их редкоземельная специализация.

3. Зафиксирован самый молодой возраст – карбон (С) рудовмещающих пород стратиформных месторождений Якутии.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф. Коренная золотоносность и сереброносность Ыныкчанского рудно-россыпного поля Аллах-Юньской металлогенической зоны//Отечественная геология, 2013, № 5. С.10-18.

2. Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е. Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь)//Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: изд-во ЯФСО АН СССР, 1988. С.5-24.
3. Донец А.И. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах: типизация и основы прогноза // Дисс. докт. геол.-минер. наук. Москва, 2003.
4. Костин А.В. Элементы-примеси в сфалерите и галените стратиформных месторожденийт свинца и цинка Восточной Якутии//)//Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: изд-во ЯФСО АН СССР, 1988. С.39-53..
5. Соловьев Е.Б. Стратиформные германийсодержащие свинцово-цинковые месторождения// Промышленные типы природных концентраций германия. – М.: Недра,1984. С. 2–100.

МЕТОДИКА ПРОРАБОТКИ СТВОЛА СКВАЖИНЫ ПЕРЕД СПУСКОМ ОБСАДНОЙ КОЛОННЫ

Атласов Р.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Так как одной из основных причин недоспуска обсадной колонны до проектной глубины является неудовлетворительное состояние ствола скважины из-за наличия в них местных сопротивлений (уступов, сужений, локальных искривлений, перегибов и др.). Проработка (повторное прохождение пробуренного интервала) ствола скважиныявляется одной из ключевых подготовительных операций перед спуском колонны обсадных труб.

Проработку рекомендуется проводить роторным способом, так как при этом гарантируется постоянное вращение долота, а вращающая колонна бурильных труб улучшает условия выноса шлама из скважины [1].

После завершения всех исследовательских и измерительных работ (каротаж, кавернометрия, инклинометрия, опробование перспективных объектов и т.д.) по данным каверномера определяют участки сужения ствола.

Скорость проработки ствола скважины в этих участках не должна превышать 12 - 15 м/ч; подача инструмента должна быть равномерной, непрерывной с усилием 20 - 40 кН, не допуская длительной работы долота на одном месте для предотвращения забуривания нового ствола. При проработке ствола расход и скорость восходящего потока бурового раствора, частота вращения ротора должны быть такими же, как и при бурении последнего интервала.

При недостаточно тщательной и несвоевременной проработке ствола скважины или при ее отсутствии на стенках скважины остаются места посадок, а при нарушении рецептуры технологических растворов происходит отложение глинистой корки с налипшим шламом. Глинистая корка также образуется из-за перепада давления в системе скважина-пласт, наличия проницаемого пласта, временного фактора и др.

Наличие глинистой корки на стенках скважины влечет за собой негативные последствия:

– обезвоживание цементного раствора в результате его фильтрации через стенки скважины, что в свою очередь ведет к растрескиванию цементного камня;

– некачественное сцепление на границах разделов;

– миграция флюидов по корке бурового раствора;

– усыхание глинистой корки в сочетании с усадкой цемента способствует формированию больших зазоров на границах разделов, как с породой, так и с колонной [2].

Для снижения липкости глинистой корки, перед проработкой, по согласованию с геологической и экологической службой, в раствор добавляется нефть или аналогичные по своим свойствам нефтесодержащие вещества.

Как правило, наибольшее количество посадок и затяжек инструмента, прихватов бурильных и обсадных колонн следует ожидать в интервалах, сложенных слабыми и проницаемыми породами, при значительных по величине дифференциальных давлениях. Например, при разбуривании магниевых солей очень часто возникает сужения ствола скважины, связанного с текучестью каменных солей, а наличие гипсовых пропластков в разрезе отдельных месторождений может вызвать прихваты из-за их

разбухания. В интервалах, где дифференциальные давления не превышают 3 - 4 МПа, осложнения, как правило, отсутствуют. Такое положение подтверждает, что осложнения при бурении вызываются не только геологическими условиями бурения пород, но и неправильным выбором параметров промывочной жидкости.

В связи с этим качество бурового раствора должно строго отвечать требованиям геолого-технического наряда.

При необходимости в компоновку для проработки включают всевозможные наддолотные калибраторы и расширители, например в суженном стволе разрез, которого представлен крепкими абразивными породами.

После проработки ствола рекомендуется проводить его шаблонировкукомпоновкой, приближающейся по жесткости к обсадной колонне, которая подготовлена к спуску в скважину. Для этой цели в скважину, на бурильной колонне, спускают компоновку из трех-четырех обсадных труб и убеждаются в том, что они доходят до забоя без посадок. По окончании шаблонирования скважину промывают, длительность промывки – один-два цикла циркуляции.

К спуску обсадной колонны приступают сразу же после шаблонирования скважины, если во время подъема бурильных труб с шаблоном не было затяжек.

Все операции по строительству скважин проводятся в соответствии с требованиями технологических регламентов и стандартов, охватывающих все аспекты строительства скважин всех типов и назначений.

Соответствующий регламент описывает процедуру проработки ствола скважины перед спуском обсадной колонны. Однако, несмотря на то, что нормативно-техническая база постоянно совершенствуется, регламенты и СТО регулярно корректируются, дополняются новыми разработками, в процессе строительства скважины всегда есть риск столкнуться с непредвиденными обстоятельствами.

Литература:

1. РД 08-625-03 Инструкция по безопасности производства работ при восстановлении бездействующих нефтегазовых скважин методом строительства

дополнительного наклонно-направленного или горизонтального ствола скважины - 01.06.2003
2. Пильгун С.Ю., Захаров Е.Г. Влияние типа бурового раствора на качество цементирования / Пильгун С.Ю., Захаров Е. Г. // Режим доступа: www.pskbt.narod.ru

ПОЛИГЕНЕЗ АЛМАЗОВ И КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П., Похиленко Н.П.
Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Термин «полигенез» не специализированный и требует уточнения по сфере применения. В отношении алмазов данный термин обычно применяется относительно условий их образования. Полигенез алмазов по условиям образования был отмечен Ю.Л. Орловым на примере алмазов из кимберлитов и с позиций типоморфизма может рассматриваться с разных сторон: парагенетической принадлежности (перидотитовые и эклогитовые), изотопного состава углерода (мантийный резервуар или коровые источники), морфологии и т.д.

Но правомочно полигенез алмазов рассматривать и в других аспектах. Полигенез алмазов по типам коренных источников актуален в том плане, что алмазы установлены не только в кимберлитах, но и лампроитах и в иных типах магматических и метаморфических пород. Причем только для кимберлитов разработана достаточно широкая прогнозно-поисковая система, находки иных типов алмазоносных магматитов имели случайный характер и для них не выработано каких либо надежных критериев прогноза. Изучение полигенеза алмазов по типам коренных источников актуально не только в теоретическом плане, но и в практическом, поскольку россыпи часто содержат алмазы, которые по комплексу типоморфных особенностей не укладываются в представления о едином источнике, например кимберлите. Это заставляет уточнять, совершенствовать поисковую парадигму с учетом иных, не кимберлитовых

типов источников алмазов, причем не только фанерозойского, но и докембрийского, в том числе архейского, возраста.

Неизвестность индикационных характеристик экзотических источников алмазов и случайность находок большинства их них заставляют предполагать, что обнаружена лишь незначительная часть из общей их совокупности. Подтверждением этому служит огромное разнообразие алмазов в россыпях всего мира, выходящее далеко за рамки типичного комплекса алмазов из кимберлитов. Именно сопоставление типовых комплексов алмазов из кимберлитов с алмазами из конкретных россыпей позволяет понять, имеется ли в россыпях примесь алмазов из экзотических источников и попытаться сформулировать некоторые представления об этих источниках.

Ярким примером отличия россыпных алмазов от кимберлитовых служат россыпи северо-востока Сибирской платформы. Признаки отличия выявляются через комплексы типоморфных особенностей алмазов, наряду с их геологической позицией и историей геологического развития регионов.

Известно, что на Сибирской платформе лишь среднепалеозойские кимберлиты несут промышленную алмазоносность. Среди триасовых кимберлитов только единичные трубки содержат небольшое количество алмазов, а юрско-меловые практически не алмазоносны. При этом более двух третей найденных на платформе кимберлитовых тел находится на северо-востоке платформы, и это тела преимущественно мезозойского возраста, поэтому они мало вероятны как источники россыпных алмазов. И именно в этом регионе вырисовывается противоречие между высокой россыпной алмазоносностью и практическим отсутствием выявленной коренной кимберлитовой алмазоносности. К тому же по минералогическим критериям алмазоносности Н.В. Соболева здесь нет признаков высокоалмазоносных кимберлитов. Это заставляет предполагать россыпеобразующую роль иных, не кимберлитовых источников алмазов. Пока аргументация в пользу не кимберлитовых источников алмазов основана на косвенных признаках, но мы считаем необходимым обсудить их как рабочую гипотезу, проверка которой будет способствовать решению

сложного вопроса россыпной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы.

Если не известен тип коренного источника алмазов, то единственным источником информации о нем служат сами алмазы. Установлено, что часть россыпных алмазов полностью отсутствует в известных на платформе кимберлитовых телах, часть имеется в несопоставимо меньших пропорциях, и лишь малая часть соответствует обычным кимберлитовым.

Всего нами выделяется пять типов алмазов из различных источников.

Тип 1 (кимберлитовый) включает алмазы, соответствующие алмазам из фанерозойских кимберлитов. Для них свойственно резкое преобладание алмазов I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитуса, образующими непрерывный ряд кристаллов с ламинарным строением граней. Резко преобладают алмазы ультраосновных парагенезисов с мантийным изотопным составом углерода (σ^{13} C = -(3-9‰)), эклогитовые играют подчиненную роль Не характерны округлые скрытоламинарные додекаэдроиды с частотой встречаемости более 10-25%, кубоиды II и III разновидностей в количестве более 3-5%, полностью отсутствуют алмазы VI развновидности (балласы), V-VII разновидности, карбонадо X разновидности и импактные алмазы XI разновидности.

Тип 2 (предположительно лампроитового генезиса) включает округлые (скрытоламинарные) алмазы додекаэдрического габитуса так называемого “бразильского” или “уральского” типов с переменным, часто повышенным количеством алмазов эклогитовых парагенезисов. Кристаллы обычно имеют признаки повышенного механического износа, связанного с прибрежно-морскими условиями формирования россыпей. Скрытоламинарные додекаэдроиды широко распространены в алмазоносных провинциях Мира, доминируя, как правило, в россыпях, связанных с осадочными коллекторами докембрийского возраста. Тип коренного источника для округлых додекаэдроидов предполагается лампроитовым по аналогии с протерозойскими алмазоносными лампроитами Присаянья (Ингашинское поле), индийской трубкой протерозойского возраста Маджгаван, содержащими округлые алмазы. Для

округлых додекаэдроидов в молодых коллекторах не выделены минералы-индикаторы, сопутствующие им в коренных источниках. При той степени износа, которую приобретают додекаэдроиды в процессе формирования древних прибрежно-морских россыпей, индикаторные минералы уничтожаются практически полностью, поэтому о характере коренного источника можно судить лишь по алмазам.

Тип 3 (неизвестный тип коренного источника) включает желто-оранжевые, зеленые кубоиды II разновидности по Ю.Л. Орлову с изотопным составом "промежуточного" типа ($\sigma^{13}C$ в среднем -13,6 ‰), в небольшом количестве встречающиеся в кимберлитах, однако широко распространенные в россыпях северо-востока Сибирской платформы, где их доля может составлять от 10% и выше.

Тип 4 (неизвестный тип коренного источника) включает алмазы V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову широко распространенные в россыпях северо-востока платформы, составляя местами до половины и более продукции россыпей. В известных на Сибирской платформе среднепалеозойских и мезозойских кимберлитах алмазы V-VII разновидности отсутствуют и встречаются в изобилии только в россыпях ее северо-восточного региона на площади по широте от внутренних частей Анабарского щита до Западного Верхоянья и в меридиональном направлении от побережья моря Лаптевых примерно до широты реки Муна. Поэтому мы предполагаем эндемичный характер данного типа алмазов. Кроме того, эти алмазы в россыпях выделяются как правило повышенным механическим износом, вплоть до полной овализации.

Тип 5 (импактный) включает так называемые "якутиты" - микрокристаллические образования в виде бесформенных, нередко пластинчатых зерен желтоватого, темно-бурого до стально-серого цвета. Сравнение по широкому комплексу типоморфных признаков якутитов с алмазами Попигайской астроблемы показало их полное сходство. Это дает основание связать происхождение якутитов с Попигайской астроблемой, возраст которой позднеэоценовый (около 36 млн. лет).

Итак, для трех выделенных типов алмазов тип коренного источника не известен. Но если пытаться их прогнозировать и искать, то необходимо

знать их возраст. В этом отношении важным признаком является степень и форма механического износа.

Износ на алмазах может быть представлен в двух формах: а) «леденцовая» скульптура, представляющая собой механогенную полировку ребер и вершин кристалла и сколов на нем; б) шероховатые механогенные поверхности, к которым относятся и щербинки на острых ребрах сколов. Степень износа кристаллов алмазов меняется от едва заметной в форме повреждений вершин до полной овализации кристаллов.

Анализ проявлений механического износа алмазов показывает следующее. В россыпях Сибирской платформы, достоверно связанных со среднепалеозойскими продуктивными кимберлитами, степень износа меняется от визуально не фиксируемой до слабой главным образом в форме «леденцовых» скульптур. Степень износа от средней до предельной на Сибирской платформе характерна для округлых додекаэдроидов, распространенных в россыпях северо-востока и юга Сибирской платформы, а также алмазов V-VII разновидности и желто-оранжевых кубоидов II разновидности, характерных для северо-востока платформы.

Таким образом, алмазы из россыпей, образующихся за счет кимберлитов Сибирской платформы, имеют степень износа не выше слабой. Износ от средней до высокой характерен для алмазов, относимых нами к экзотическим типам.

В целом для развития механического износа благоприятна прибрежно-морская обстановка в условиях трансгрессии бассейна.

В фанерозое такая обстановка существовала на Сибирской платформе в фамене и были условия для высокой степени износа индикаторных минералов кимберлитов и появления на кимберлитовых алмазах слабого износа. В докембрии прибрежно-морское россыпеобразование развивалось на жестком ложе метаморфических пород в жесткой абразивной среде, что и обеспечивало повышенную, до максимальной, степень механического износа и появление признаков ударов на алмазах. Поэтому есть основания предполагать докембрийский возраст экзотических типов коренных источников алмазов и возможность формирования за их счет докембрийских россыпей, из которых алмазы могли попасть в фанерозойские коллекторы.

Если справедливо предположение о докембрийском возрасте коренных источников, то появление экзотических алмазов в фанерозойских отложениях предусматривает обнажение древних россыпей из-под покрова нижнепалеозойских отложений и их размыв. С начала мезозоя на севере-северо-востоке платформы началось активное воздымание Анабарской антеклизы, Оленекского поднятия, Уджинского поднятия, вероятно с перми уже существовал Нижнеленский выступ, ныне погребенный в Предверхоянском прогибе. Так древние алмазы могли включиться в процессы мезозойского россыпеобразования.

Совокупность приведенных выше аргументов позволяет предполагать существование на Сибирской платформе неизвестных типов коренных источников алмазов докембрийского возраста, алмазы которых через докембрийские россыпи, эродируемые в пределах выступов докембрия, попадают в фанерозойские, главным образом мезозойские и кайнозойские россыпи. Поиски экзотических докембрийских источников алмазов теоретически возможны в пределах выступов докембрия. Однако незнание нами индикационных характеристик данных пород, возможная сильная измененность этих пород аналогично, например, алмазоносным филлитам Бразилии, возможная высокая степень эрозионного среза, из-за которого могли остаться лишь корневые их части, делают эту задачу практически трудно выполнимой. Поэтому, на наш взгляд, по части экзотических типов алмазов следует ограничиться на сегодняшний день перспективами россыпной алмазоносности, а перспективы коренной алмазоносности связывать со среднепалеозойскими кимберлитами.

К ВОПРОСУ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

Барабашева Е.Е.

Забайкальский государственный университет, г. Чита

Важнейшей закономерностью в распределении рудных месторождений Забайкальского края является их зональное размещение. Согласно последней схеме минерагенического районирования В.С. Чечеткина и др. (1996) на территории края выделены пять минерагенических поясов. Другой закономерностью размещения полезных ископаемых в крае, по мнению И.Г. Рутштейна (1997), является их группировка в рудных районах, рудных узлах и рудоносных площадях.

По мнению автора, металлогеническая уникальность размещения золоторудных месторождений связана так же с основными сопутствующими биогеохимически ассоциативными рудными элементами и органикой, «работающей» в этой структурно-формационной зоне. При выделении зон учитывались тектогенез рудоносной структуры, породы участвующие в биогеохимическом рециклинге, геохимические формы биофильных спутников золота, количество перераспределений золота (на конкретных рудных объектах), местонахождение первостепенного источника золота, вид биоты, участвовавшей в процессах аккумуляции, трансформации, миграции и переотложения золота (рис. 1).

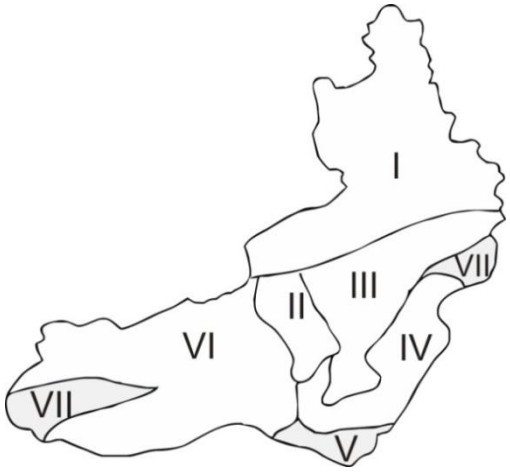


Рис. 1. Биогеохимическая зональность золоторудных месторождений.

Первая выделяемая зона – золото-медно-рудная, охватывает северную территорию Кодаро-Удоканского и Чарского рудных районов. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой и цианобактериальными матами. Значения $C_{орг}$ в пределах зоныскачкообразно изменяются от долей процента до первого десятка. Время протекания рудогенетических процессов – архей-ранний палеозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет Cu и Fe, в меньшей степени редкие, редко-земельные, U и Mo. Золото находится преимущественно в дисперсной и органо-металлической формах.

Вторая выделяемая зона – золото-серебряная охватывает Дарасунский и Балейский рудные районы. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами, определенными видами листовой флоры, отмершей биомассы, углистых прослоев, керогена, фульвио- и гуминовых кислот. Значения $C_{орг}$ в различных рудопроявлениях изменяются от скачкообразных со значениями от 0,1 до 10-12% в рудопроявлениях с тонкодисперсным и органо-металлическим золотом до постоянных десятых долей процента в рудопроявлениях с видимым золотом. Время протекания рудогенетических процессов – протерозой-мезозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет Ag, Mo, Cu иFe, в меньшей степени Pb, Zn, Sb и редкие элементы. Формы нахождения золота – тонкое видимое жильное золото (~ 60%) и дисперсное органо-металлическое золото (~ 40%).

Третья выделяемая зона – золото-молибденовая охватывает Верхне-Олекминский, Орекиканский, Могочинский, Жирекенский, Шахтаминский и Усть-Карский рудные районы. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами (в основном для протерозойско-палеозойских комплексов), представителями листовой флоры, углистыми прослоями, керогеном, фульвио- и гуминовыми кислотами. Значения $C_{орг}$ для основной массы рудопроявлений составляют

десятые доли процента, в редких случаях изменяются скачкообразно от 0,1 до 10-12% процентов. Время протекания рудогенетических процессов – архей-мезозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет Mo, реже W, Cu, в меньшей степени Pb, Zn, Sb и редкие элементы. Формы нахождения золота – в основном тонкое видимое прожилково-жильное золото, в подчиненном количестве - дисперсное органо-металлическое золото.

Четвертая выделяемая зона – золото-полиметаллическая (золото-свинцово-цинковая) включает Кличкинский, Нерчинско-Заводской, Газимурозаводской, Будюмкано-Култуминский, Шилкинско-Заводский, Алек-Заводский рудные районы. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами (для древних комплексов),определенными видами листовой флоры, углистыми прослоями, керогеном, фульвио- и гуминовыми кислотами для мезозойских разрезов. Значения $C_{орг}$ как и для предыдущей зоны, в основной массесоставляют десятые доли процента, в редких случаях изменяются скачкообразно от 0,1 до 10-12% процентов. Время протекания рудогенетических процессов – архей-мезозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет свинец и цинк, реже медь, железо, в меньшей степени сурьма и редкие элементы. Формы нахождения золота – в основном тонкое видимое прожилково-жильное, в меньшей степени дисперсное органо-металлическое золото.

Пятая выделяемая зона – золото-урановая охватывает территорию Уровского и Заурулюнгуевского рудных районов. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами (для архейско-раннепалеозойских комплексов), широким спектором мезозойской флоры и пресноводной биоты, углистыми прослоями, керогеном, фульвио- и гуминовыми кислотами (для мезозойских формаций). Значения $C_{орг}$ для основной массы рудопроявлений аналогичны значениям предыдущей зоны. Время протекания рудогенетических процессов – архей-мезозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет уран, в меньшей степени молибден,

свинец, цинк, олово и редкие элементы. Формы нахождения золота – в основном тонкое видимое прожилково-жильное, в меньшей степени дисперсное органо-металлическое золото.

Шестая выделяемая зона – золото-олово-вольфрамовая находится на территории Бальджиканского и Хапчерангинского рудных узлов. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, для древних комплексов представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами, для мезозойских формаций - листовой флорой в виде углистых прослоев, керогена, фульвио- и гуминовых кислот. Значения $C_{орг}$ для основной массы рудопроявлений составляют десятые доли процента, в редких случаях изменяются скачкообразно от 0,1 до 10-12% процентов Время протекания рудогенетических процессов – протерозой-мезозой. Среди сопутствующих биофильных элементов максимальное содержание имеет вольфрам и олово, в меньшей степени свинец, цинк, серебро и сурьма. Формы нахождения золота – в основном тонкое видимое прожилково-жильное, в меньшей степени дисперсное органо-металлическое золото.

Седьмая выделяемая зона – золото-углеродистая включает территорию Муйского, Холоджиканского и Зачикойского рудных районов. Органика, принимающая участие в процессах накопления, миграции и трансформации золота, представлена бактериальной биотой, цианобактериальными матами (для протерозойско-палеозойских комплексов), определенными видами листовой флоры, а также в виде углистых прослоев, керогена, фульвио- и гуминовых кислот (для мезозойских формаций). Значения $C_{орг}$ практически на всей территории изменяются скачкообразно в пределах от 0.1% до 10-12%. Время протекания рудогенетических процессов – протерозой-мезозой. Как правило, среди сопутствующих биофильных элементов золота в этих формациях присутствуют серебро, медь с примесью никеля, цинка, молибдена. Форма нахождения золота – дисперсная органо-металлическая.

Во всех выделенных зонах присутствует сложное органо-металлическое золото, представленное «трудными» для традиционного обогащения формами. Для его выявления и извлечения необходима разработка принципиально новых методов.

ОБОСНОВАНИЕ РЕЗЕРВОВ ПОВЫШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА РУДНЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Баракаева И.Д., Батугина Н.С.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск.

Для повышения геологического потенциала рудных и россыпных месторождений предлагается использовать комплексный показатель (общее разубоживание), который включает в себя традиционное горно-технологическое, конструктивное и геолого-экономическое разубоживание.

Геологическая информация об особенностях рудоносности, кластерной организации месторождения, конструктивного и геолого-экономического разубоживания нарастает постепенно, начиная с этапов анализа геолого-тектонических факторов локализации и прогноза месторождения до его эксплуатационной разведки и разработки. Но максимальный прирост информации имеет место уже на этапах эксплуатационного опробования и собственно разработки. В результате природной иерархии уровней неоднородности геологических полей и кластеризации месторождений многое обнаруживается только на этапе выемки полезного ископаемого.

Исследуя механизм влияния горно-технологического и геолого-экономического разубоживания на относительное изменение прибыли, на основе комплекса аналитических моделей прибыли от реализации конечного продукта (рудных и россыпных месторождений) приходим к выводу, что с ростом значения общего разубоживания диапазон относительного изменения прибыли становится более значительным. При этом относительное уменьшение общего разубоживания угля будет достигаться в решающей степени за счет уменьшения геолого-экономического разубоживания [1-2]. В результате расчетов по данной модели получены пределы изменения геопотенциала месторождения $\prod_{i=4}^{i=1} = 1 - R_i$ при модальных значениях всех видов разубоживания R_i (кривая 2) и степень падения возможной прибыли на единицу погашаемых запасов руды (рис. 1).

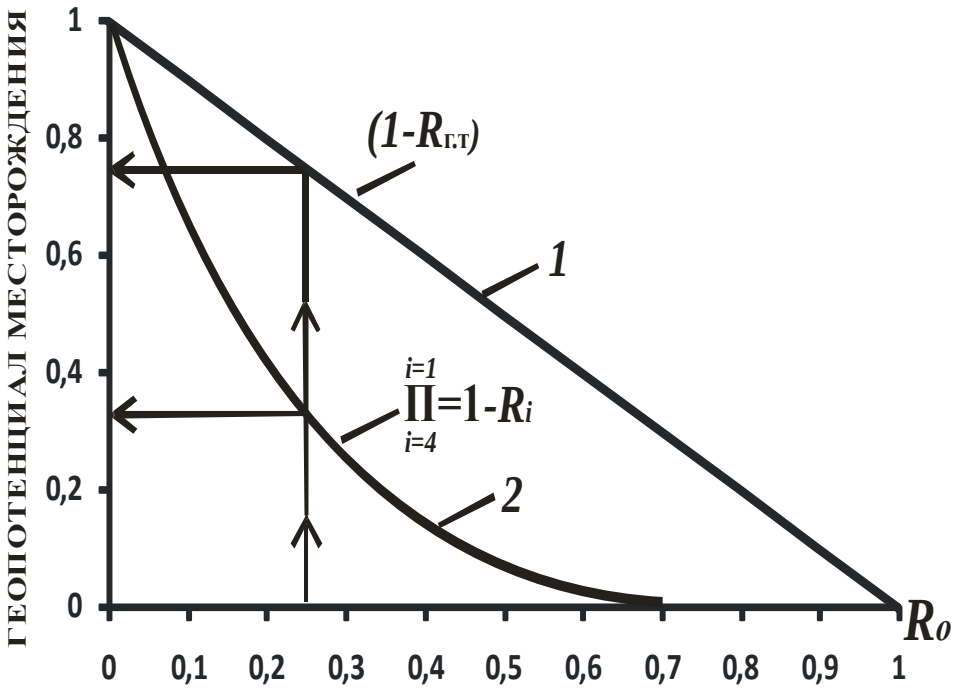


Рис. 1. Степень занижения геопотенциала рудного (россыпного) месторождения от общего разубоживания.

Из рис. 1 видно, что при известном общем разубоживании (например, при R_o=0,25) геопотенциал занижается на 70% (кривая 2), а при учете только горно-технологического разубоживания аналогичного значения (прямая 1) занижение составляет около 25%.

Оценку потенциальных резервов эффективного освоения крупных месторождений на основе нового метода оценки геолого-экономического разубоживания и рудоносности можно проиллюстрировать в виде таблицы 1.

Фактическое значение общего разубоживания по нашим оценкам, как правило, около 0,5 и выше. Это указывает на то, что при современных геотехнологиях и нормативах оценки разубоживания геопотенциал месторождений твердых полезных ископаемых недоиспользуется многократно.

Зависимости удельных издержек от производительности по руде приведена на рисунке 2.

Таблица 1

Оценка потенциальных резервов эффективного освоения крупнообъемных месторождений

Главные резервы	Основа резерва	Оценка резерва
1. На основе нового метода оценки кондиционной рудоносности и геолого-экономического разубоживания	$R_{\text{гэ}} = \frac{C_k - C_o}{C_k} = 1 - K_p \frac{{q_o}^*}{q_k}$ Комплексное освоение ресурса недр и комплексная переработка минерального сырья	Повышает среднее содержание в переработанной руде в 2-4 раза
		Повышает ценность 1 т руды в 1,25-2 раза
2. Повышение среднего содержания основного и попутных компонентов	Теоретическая основа представительного опробования месторождений	Кратное повышение потенциала месторождений
3. Расширение ассортимента, качества и ценности конечных продуктов	Комбинированные технологии добычи, предконцентрации и обогащения руд (кучное (КВ) и подземное выщелачивание (ПВ), рудосортировочные комплексы, в т.ч. малые передвижные)	Повышается ценность конечной продукции в 1,5-2,5 раза, а также сокращаются общие затраты в 1,2-3 раза

Примечание: $*C_o$– среднее содержание компонента в кондиционных кусках и порциях; C_o - среднее содержание полезного компонента в отработанных запасах; K_p- коэффициент кондиционной рудоносности; q_o- запасы полезного компонента в общих запасах рудной массы; $q_к$- запасы полезного компонента в кондиционных кусках и порциях.

Преобразуя и дополняя построенные в этой работе многочисленные корреляционные зависимости параметров оценки месторождений, выделим зависимости, важные для рассматриваемой проблемы (рис. 2):

– с ростом производительности рудника по руде снижаются удельные издержки при кучном выщелачивании (КВ) – в 2 раза (прямая 3), при открытых горных работах (ОГР) – в 5 раз (прямая 2), при подземных горных работах (ПГР) – в 6 раз (прямая 1);

– при равной производительности по руде удельные издержки производства соответствуют неравенству КВ<ОГР<ПГР;

– с ростом запасов руды растет годовая производительность по руде и металлу;

– с ростом годовой производительности по руде снижается среднее содержание в добываемой руде с 6 до 0,9 г/т (при КВ), с 14 до менее 2 г/т (при ОГР), с 26 до 2 г/т.

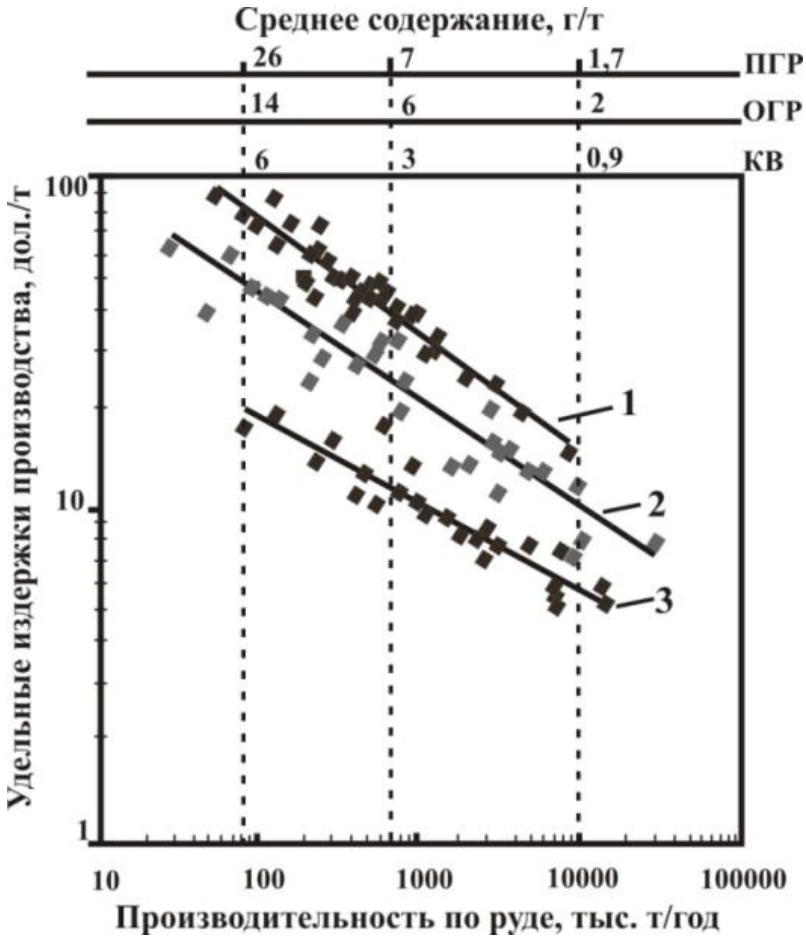


Рис. 2. Зависимости удельных издержек от производительности по руде: 1 – при подземных работах (ПГР); 2 – при открытых работах (ОГР); 3 – при кучном выщелачивании (КВ)

Вовлечение в разработку руды с кратно более низким содержанием весьма положительно меняет морфологию отрабатываемой залежи, увеличивая ее кондиционную сплошность, что крайне важно для развития стратегии освоения МСБ криолитозоны. При этом кондиционная сплошность отрабатываемой залежи приводит к кратному сокращению конструктивного и геолого-экономического разубоживания, повышению качества добытого минерального сырья, упрощению ведения горных работ, улучшению технико-экономических показателей, а также существенному повышению содержания золота и ряда попутных ценных компонентов.

Литература:

1. Баракаева, И.Д. Совершенствование методов оценки разубоживания руд: автореф. дис. канд. тех. наук : 25.00.22 : защищена 28.02.12 : утв. 23.07.12 / Баракаева Ирина Давлетовна. – Якутск, 2012. – 19 с.

2. Батугина, Н.С. Хозяйственный механизм эффективного освоения минерально-сырьевых ресурсов: автореф. дис. … докт. экон. наук : 08.00.05 : защищена 24.02.12 / Батугина Наталья Сергеевна. – Москва, 2012. – 54 с.
3. Емельянов, С.А. Регрессионный метод стоимостной оценки золоторудных месторождений / С.А. Емельянов, Р.С. Поляков // Руды и металлы.-2004.- №3.- С.34-44.
4. Ткач, С.М. Методологические и геотехнологические аспекты повышения эффективности освоения рудных и россыпных месторождений Якутии / С. М. Ткач; отв. ред. С. А. Батугин; Рос.акад. наук. Сиб. отд-ние, Ин-т горн. дела Севера. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2006. – 284 с.

ПРОБЛЕМА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ПРАЖСКОГО ЯРУСА (НИЖНИЙ ДЕВОН) В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ (ЧЕХИЯ) И НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРАЗИИ

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

В настоящее время Международной подкомиссией по девонской стратиграфии (МПДС) в нижнем девоне выделяется три яруса: лохковский, пражский и эмсский. Стратотипы первых двух ярусов установлены в глинисто-карбонатных фациях Баррандина (Чехия), а стратотип последнего яруса – в терригенных фациях Арденно-Рейнской области. Стратотип границы (“золотой гвоздь”) по решению МПДС установлен между пражским и эмсским ярусами за пределами этих регионов в разрезе Китабского государственного заповедника (Узбекистан) по появлению конодонтов *Polygnathus kitabicus* Yolkin et al. Чешские палеонтологи категорически не согласны с таким решением, так как эта граница проходит внутри традиционной Пражской формации [12]. Чтобы разрубить этот “гордиев узел”, они предлагают проводить пражско/эмсскую границу по кровле этой формации, которая в таком случае будет совпадать с появлением *Polygnathus excavatus* Carls & Gandl – видом-индексом следующей конодонтовой зоны эмса. Вероятно, это наиболее приемлемый вариант решения проблемы.

На Северо-Востоке Евразии положение пражско/эмсской границы и объем пражского и эмсского ярусов неоднократно изменялись и, видимо, эта проблема останется открытой, пока она не будет решена окончательно в стратотипическом районе Баррандиена. Как известно, в последние десятилетия для биозонального расчленения нижнего девона доминантной группой служат конодонтофориды, а для интервала прагиен – эмс представители семейства полигнатид. До недавнего времени, в интервале поздний прагиен – ранний эмс выделялись следующие стандартные конодонтовые зоны *pireneae*, *dehiscens*, *gronbergi* и *perbonus*. Граница между пражским и эмсским ярусами проводилась в основании зоны *dehiscens*. Вид *Polygnathus dehiscens* был первоначально описан из Cavan Limestone юго-западного Уэльса Австралии. Позднее, Р. Мейсон [11] установил следующую последовательность появления полигнатид в Австралии: *Polygnathus pireneae → P. dehiscens → P. nothoperbonus → P. inversus → P. serotinus*. Однако, как было установлено в последующих работах [14] эта филогенетическя линия прослеживается только в пределах южной Гондваны. Для севера Гондваны Е.А. Елкин и др. [13] выявили несколько иную филолинию раннеэмсских полигнатид: *Polygnathus pireneae → P. kitabicus → P. excavatus → P. nothoperbonus*, которая легла в основу глобальной конодонтовой шкалы [10]. Однако, в разработанной И.А. Бардашевым и др. [9] схеме морфофилогенеза, *Polygnathus excavatus* и *Polygnathus nothoperbonus* входят в разные филолинии, т. е. узаконенная глобальная шкала является по своей природе синтетической и для установления истины необходимо провести дополнительные исследования полигнатид в пражско-эмсском интервале как стратотипического района, так и других регионах мира.

Положение ярусных границ нижнего девона на Северо-Востоке Евразии к настоящему времени также остается одной из острейших проблем стратиграфии. Пионеры изучения стратиграфии нижнего девона Северо-Востока России А.А. Николаев и М.А. Ржонсницкая [12], Р.Е. Алексеева [1], согласно принятой в то время в СССР концепции расчленения нижнего девона, относили “нижний эмс” к верхам нижнего девона, а “верхний эмс” – к эйфельскому ярусу среднего девона, т. е. наблюдалось несоответствие ярусной стратиграфической схемы

расчленения нижнего девона СССР со стандартными западно-европейскими ярусами. В дальнейшем происходила трансформация как западно-европейской, так и российской стратиграфических шкал. В России “нижнеэмсские” отложения вошли в состав верхней половины пражского яруса, а “верхнеэмсские” – в эмсский ярус нижнего девона, хотя Р.Е. Алексеева и А.И. Сидяченко [2] считали, что верхнюю их часть следует оставить в нижнем эйфеле. Изучение конодонтов М.Х. Гагиевым [8] в Омулевских горах и Приколымье, табулят и ругоз Т.С. Альховик и Б.И. Ивановским [4], брахиопод и конодонтов В.В. Барановым в горной системе Черского и Селенняхском кряже [3, 5] позволило однозначно определить, что отложения ранее относимые к “верхнему эмсу” (“эйфелю”), принадлежат эмсскому ярусу нижнего девона.

Рис. 1. Эволюция взглядов на положение пражско/эмсской границы на Северо-Востоке Евразии.

В последние годы проблемой границ пражского яруса Северо-Востока Евразии занимались В.В. Баранов и Р.Б. Блоджетт [7]. Верхнюю границу пражского мы проводили в основании николаевского горизонта (регионяруса) и его возрастного аналога вечернинского горизонта Омулевских гор. На этом уровне она была утверждена и на

Межведомственном стратиграфическом совещании в 2002 г. Однако, по новым данным (Baranov, Slavik & Blodgett, 2014, *in press*) нижняя граница николаевского региояруса совпадает с нижней границей конодонтовой зоны *Polygnathus excavatus* и верхней границей Пражской формации в ее традиционном объеме, а граница прагиен / эмс проводится в основании галкинского горизонта (региояруса) и в основании конодонтовой зоны *Polygnathus kitabicus*.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00520) и Программа Президиума РАН № 23, проект № 23.1.

Литература:

1. Алексеева Р.Е. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1967. 144 с.
2. Алексеева Р.Е., Сидяченко А. И., Баранов В.В. и др. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России. М.: Наука, 1996. 227 с.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона восточной Якутии (Северо-Восток России). Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН. 2001. 149 с.
4. Альховик Т.С., Ивановский А.Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона северо-восточной Якутии. М.: Наука, 1988. 95 с.
5. Баранов В.В. Зональное расчленение нижнего девона арктических регионов Евразии по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 68–87.
6. Баранов В.В. Синхронность цикличности осадконакопления и этапности эволюции биоты – основа для выделения региональных ярусных подразделений в верхнем силуре и нижнем девоне Северо-Востока Евразии // Наука и образование. 2013. № 4. С. 32–77.
7. Баранов В.В., Блоджетт Р.Б. Проблемные вопросы границ и корреляция пражского яруса (нижний девон) окраинных морей Ангариды // Наука и образование. 2012. № 4. С. 9–13.
8. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулевского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
9. Bardashev I. A., Weddige K. & Ziegler W. The phylomorphogenesis of some early Devonian platform conodonts // Senckenbergiana lethaea. 2002. Vol. *82*. P. 75–451.
10. Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geologic Time Scale. 2012. P. 559–601.
11. Mawson R. Thoughts on Late Pragian-Emsian polygnathid evolution: documentation and discussion. // Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI) // Palaeontologia Polonica. 1998. Vol. 58. P. 201–208.

12. Nikolaev A.A., Rzhonsnitskaya M.A. Devonian of Northeastern USSR // Internat. Sympos. of the Devonian system. Calgary, 1967. P. 483–502.
13. Slavik L. The Pragian-Emsian conodont successions of the Barrandian area: search of an alternative to the GSSP polygnathids-based correlation concept // Geobios. 2004. Vol. 37. № 4. P. 454–470.
14. Yolkin, E.A., Weddige, K., Izokh N. G., Erina, M. V. New Emsian conodonts zonation (Lower Devonian) // Cour. Forsch.-Inst. Senkenberg. 1994. Vol. 168. P. 139–157.

К ВОПРОСУ СУЩЕСТВОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЯКУТИИ

Берзин А.Г.[1], Марсанова М.Р. [2], Иванов И. С.[3]
1 – Северо-Восточный федеральный университет им М.К. Аммосова, г. Якутск;
2 – ОАО «Якутскгеофизика», г. Якутск;
3 – ОАО "Сургутнефтегаз"

Согласно полученным оценкам распределений разведанных и прогнозных запасов газа по методике Ф.Н. Алексеева в природных совокупностях месторождений на территории Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО) в пределах Якутии возможно увеличение разведанных запасов УВ в 3,8 раза [1]. Эта оценка, в случае ее подтверждения, приводит к переоценке стратегической значимости Непско-Ботуобинской НГО и целесообразности планирования на ее территории дальнейших поисковых работ. Однако, учитывая высокую плотность сейсмических наблюдений МОГТ на территории Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), достигнутую в ходе многолетних поисков антиклинальных и неантиклинальных ловушек, ожидать открытие новых крупных месторождений углеводородов (УВ) в традиционных резервуарах венда и нижнего кембрия, излишне оптимистично. Здесь, наряду с наращиванием запасов УВ в надфундаментном разрезе, целесообразно включать в поисковые направления изучение самого кристаллического фундамента и подфундаментных образований, где формирование

месторождений возможно на нетрадиционных представлениях об источниках УВ и механизме образования залежей

Современные флюидодинамические концепции в соответствии с философским принципом Гегеля “тезис - антитезис – синтез” допускают образование залежей УВ за счет флюидов биогенного генезиса и их латеральной миграции, так и флюидов поступающих в бассейн путем вертикальной миграции при расформировании залежей нижних горизонтов или из глубинных эндогенных источников: подфундаментных (криптогенных), мантийных или метаморфогенных.

В связи с выявившимися гигантскими масштабами глубинной дегазации Земли, в том числе и углеводородной, разрабатываются схемы процессов нефтегазонакопления, помимо классической биогенной, также за счет процессов дегазации как прямые так и с промежуточным накоплением бактериальной массы и ее переработки в нефть [3].

Теория конвергенции образования залежей УВ является, на наш взгляд, наиболее приемлемой для объяснения природы месторождений Непско-Ботуобинской НГО. В основе теории две ветви: нисходящая экзогенная ветвь − распад органического вещества на простые молекулярные продукты и эмиграция последних из материнских пород в коллекторы и восходящая эндогенная ветвь − неорганический синтез метана и его гомологов на границе мантии Земли и вертикальная миграция их по разломам в осадочные породы-коллекторы. В зависимости от того сходятся и взаимодействуют ветви или нет, в пластах коллекторах образуются нефтяные, газовые или газоконденсатные и газогидратные залежи [4].

При этом, как признается многими исследователями, особая роль в формировании залежей должна принадлежать тектонически активным зонам и активизированным разломным системам, являющимися зонами разгрузки глубинных флюидов в осадочном чехле и проводящими каналами для субвертикальных миграционных потоков Изучением современной геодинамики нефтегазоносных месторождений в разных тектонических обстановках показано, что зоны нефтегазонакопления контролируются системами глубинных разломов, уходящих в мантию и их активностью [5].

Становится очевидным, что реализовать прогнозное кратное увеличение запасов на юго-западе Якутии возможно только при открытии гигантского месторождения углеводородного сырья, оценить возможности существования которого представляет несомненный научный и практический интерес.

На примерах крупнейших супербассейнов мира установлено, что основные скопления нефти и газа в гигантских месторождений определяются их позицией относительно соседнего горного сооружения. Большинство таких бассейнов состоит из вытянутого желобообразного прогиба и крупной изометричной впадины, соседствующих с горным сооружением Неотъемлемым элементом бассейнов, устанавливающим связь с флюидодинамическими парадигмами, является газопитающий разлом земной коры в дистальной части прогибов, уходящий в мантию, с помощью которого осуществляется миграция рассеянного органического вещества и концентрация его в ловушках УВ [4].

Отметим существующие аналогии с такими бассейнами территории прибортовой части Непско-Ботуобинской антеклизы (в пределах Непско-Пеледуйского свода и Мирнинского выступа) и западного сегмента Нюйско-Джербинской впадины Предпатомского прогиба на юго-западе Республики Саха (Якутия), а также полученные нами в последние годы результаты исследований, которые можно с определенной критичностью расценивать как предпосылки существования здесь гигантских месторождений.

Формальные признаки наличия структурных элементов супербассейна на рассматриваемой территории имеются. На юго-востоке территории расположена Байкало-Патомская складчатая область (БПСО), на северо-западе на расстоянии 150-200 км от него расположена Непско-Ботуобинская антеклиза, являющаяся областью нефтегазонакопления, а между ними расположен сегмент Предпатомского прогиба. Считается, что наиболее продуктивные по нефтегазогенерационному потенциалу глинистые, глинисто-алевритистые и мергелистые отложения, обогащенные УВ слагают углеродистые формации среднего и верхнего рифея. Рифейские отложения выходят на поверхность в Байкало-Патомской складчатой области; еще не вскрыты бурением в прогибе, где ипредполагается их

значительная мощность в дистальной части, а на территории НБА они отсутствуют.

Осадочный чехол венд-нижнекембрийских отложений НБА не содержит нефтегазоматеринских пород и поэтому генезис открытых здесь крупных месторождений УВ и ункального нефтегазоконденсатного Чаяндинского месторождени является дискуссионным. Одна точка зрения объясняет образование месторождений за счет дальней латеральной миграции из рифейских отложений Байкало-Патомской краевой системы, альтернативная точка зрения предполагает подфундаментный источник и вертикальную миграцию флюидных потоков. Отметим при этом, что суммарные разведанные запасы открытых месторождений НБА составляют первые проценты от генерационного потенциала в рассматриваемом сегменте Предпатомской краевой системы.

Приведем рзультаты последних исследований, имеющих отношение к рассматриваемому вопросу [2].

На основании рассмотрения тектонического ряда (антеклиза, прогиб, складчатая область) в геофизических полях аргументируется, что в основании Непско-Пеледуйского свода НБА залегает перекрытый реликтовой кристаллической пластиной авлакоген, выполненный мощными толщами рифейских отложений и являющийся продолжением Иркинеево-Чадобецкого палеорифта Ареал развития кристаллической пластины за пределы свода пока не установлен

Платформенный облик геофизических полей и общая приподнятость структурного плана, присущие антеклизе на уровне нижнего венда, сохраняются в восточном направлении в сторону Предпатомского прогиба на 100-150 км, что означает вырождение внешней части прогиба и предполагает шовный характере сопряжения НБА с внутренней частью прогиба в его западном сегменте и БПСО.

Согласно расчетам параметров геофизических полей в пределах этой краевой части платформы до шовного соединения предполагаемый мощный разрез рифейских отложений, вероятно, отсутствует. Вполне возможно, что выделяемая здесь ранее внешняя часть прогиба в структурном плане гипсометрически выражена лишь по кровле автохтонного основания и в тектоническом плане вышележащей части

осадочного чехла заполнена, в основном, многоэтажными дуплексами аллохтонных пластин, надвинутых с востока и представленных осадочными толщами венд - кембрийского возраста.

К юго-востоку от шовного соединения прогнозируется резкое погружение кристаллического фундамента, увеличение мощности осадочного чехла за счет многокилометровой толщи рифейских отложений. В геологическом плане ей, очевидно, соответствует зона полной деструкции осадочного чехла вследствие интенсивного надвигообразования и складчатости, которая предшествует горному фронту.

Предполагаемое пока шовное сочленение НБА с дистальной частью прогиба, если оно существует, несомненно является глубинным разломом и дополняет отмеченный выше структурный ряд супербассейна его неотъемлемым элементом.

На основании изложенного можно предположить, что в подфундаментных отложениях Непско-Пеледуйского свода НБА может быть открыто гигантское месторождение, в котором реализуется суммарный генерационный потенциал рифейских отложений палеорифтовой системы и Предпатомской краевой системы в рассматриваемом сегменте.

Литература:

1. Алексеев Ф.Н., Берзин А.Г., Ситников В.С. “Природные совокупности и ассоциации залежей углеводородов” .//Новые идеи в геологии. и геохимии нефти и газа. Мат. VI-й международной конференции – М.: Геос, 2002, – т.1 – С. 21–25

2. Берзин А.Г., Иванов И.С., .Архипова Т.А О глубинном строении запад-ного сегмента Предпатомского прогиба и прилегающей части Непско-Пеледуйского свода Наука и образование.-№2. - Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2013.- С. 58-64

3. Войтов ГИ, Паршикова НГ Рудаков ВП Некоторые следствияпроблемы образования метана Земли // Новые идеи в в геологии и геохимии нефти и газа // Материалы VI-й международной конференции.- М.: Геос, 2001, т.1 - С. 101-105

4. Иванников В.И., Кузнецов Ю. И. Нефть: история, происхождение, закономерности размещения. // НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып.9 (198). С.114-146.

5. Корчагин В. И. Закономерности взаимного расположения крупнейших скоплений нефти и газа в супербассейнах // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1997. № 5. С. 38-49

6. Ларкин В.Н., Вальчак В.И. Прогнозирование новых зон нефтегазонакопления на юго-западе Восточной Сибири. Геология нефти и газа 2007, №1

НЕОДНОРОДНОСТИ КУБИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ВТОРОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ РАЗНОВИДНОСТИ

Бескрованов В.В.[1,2]

1 – Северо-Восточный федеральный унивеситет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

2 – Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, г. Якутск

Минералогическая разновидность II привлекла внимание тем, что составляет значительную часть (5 — 50 %) алмазов в россыпях северо-востока Сибирской платформы с неустановленными коренными источниками [2]. Характеристическими признаками разновидности служит кубическая форма, специфическая желтая окраска и комплекс признаков, обусловленных присутствием дисперсных парамагнитных атомов азота: ИК-система С, триплет в спектре ЭПР, граница УФ-поглощения $\lambda < 500$ — 550 нм, эмиссионные системы S1 и 440 нм. Замечено, что разновидность не гомогенна и разделяется на две группы [3], каждая из которых определяются суммарным влиянием дефектов А и С. Первая группа образует смешанный физический тип Ia+Iв, у второй другой группы дефект С преобладает над дефектом А (Iв+Ia), что сближает ее с синтетическими алмазами. По данным Э.М. Галимова группы отличаются и изотопным составом углерода, что указывает на разные источники его поступления. В первой группе $\delta^{13}C$ изменяется от —7,0 до — 8,9 ‰, во второй от — 9,9 до — 16,8 ‰.

В настоящей работе приведены результаты исследования алмазов разновидности II из кимберлитовых трубок Мир и Удачная; из околотрубочных кимберлитовых жил, сопряженных с трубками Мир, Удачная и Интернациональная; а также из эклогитовых ксенолитов. Изучены целые кристаллы и более детально — вырезанные из них

плоскопараллельные пластины. Все алмазы окрашены в желтый цвет различных оттенков и вследствие этого, а также скульптуры из пирамидальных ямок на поверхности имеют низкую прозрачность вплоть до полной непрозрачности. У каждого индивида по двум взаимно параллельным граням (100) вышлифовывались "окна", через которые просматривалось внутреннее содержание кристаллов и были записаны спектры поглощения и фотолюминесценции. Затем из наиболее интересных образцов были вырезаны центральные плоскопараллельные пластины.

Во всех изученных образцах в поляризационном свете, на картинах фотолюминесценции и топограммах УФ- поглощения наблюдается волокнистая структура. По другим свойствам изученные кристаллы разделились на две группы с нечетко выраженными границами. Алмазы этих групп в общих чертах близки алмазам двух групп, выделенных в работе [3]. Наиболее важные отличия были зафиксированы в спектрах фотолюминесценции. У алмазов второй группы Iв+Iа в спектре содержалась индивидуальная система S1, часто сопровождаемая системой 440,3 нм. В эмиссионных спектрах группы Iа+Iв дополнительно наблюдаются эмиссионные системы S2, S3, 693, 708, 793 нм, характерные для алмазов разновидности III. Два кристалла алмаза последней группы исследованы Г.А. Подзяреем (ИСМ, г. Киев) с помощью ЭПР [1]. В результате, у них была обнаружена объемная неоднородность, проявляющаяся двумя спектрами в каждом образце с отчетливо различающейся шириной линии азотного триплета: (0,3 ÷ 0,5) и ~3 Гс. Это соответствует наличию в каждом кристалле двух зон с различной концентрацией азота: $(1 \div 3)\cdot 10^{17}$ и $(1 \div 2)\cdot 10^{19}$ см $^{-3}$, соответственно.

Из желтого куба 3027 (трубка Удачная) была вырезана по (100) пластина. В поляризованном свете, на топограммах УФ-поглощения и фотолюминесценции в пластине на фоне тонкой кубической зональности по (100) выделяются широкие зоны (рис. 1). Наиболее отчетливы различия между широкой приповерхностной зоной *г* и зонами в глубине кристалла. Приповерхностная зона *г* имеет насыщенный желто-оранжевый цвет, который и определяет цвет монокристалла в целом. Под ней лежит зона *в* с

едва заметным желтым оттенком и затем бесцветная широкая кубическая зона *б*. И, наконец, центральная зона *а* имеет слабую окраску неопределенного цвета (возможно серого), вследствие трудности цветовой диагностики. На топограммах УФ-поглощения приповерхностная желто-оранжевая зона *г* непрозрачна уже с $\lambda < 350$ нм, в то время как промежуточная бесцветная зона *б* прозрачна до $\lambda < 290$ нм. Под микроскопом видно, что свечение возбуждается в бесцветной зоне *б*, в то время как внешняя желто-оранжевая зона *г* не люминесцирует. Эта картина воспроизводится на УФ-топограмме с $\lambda = 306$ нм.

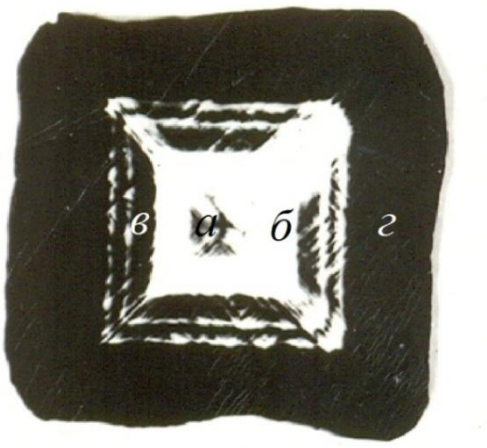


Рис 1. Внутреннее строение (анатомия) алмазной пластины, вырезанной по (100) из кристалла минералогической разновидности II (трубка Удачная). Топограмма поглощения УФ-света с $\lambda = 330$ нм (черное — поглощение, белое — пропускание).

Дифференциальных спектры ИК-поглощения, записанные с разных частей пластины 3027; один с объединенного участка (зоны *а* + *б*), второй — с окрашенной внешней зоны *г* отличаются только наличием полосы 1135 $см^{-1}$ в спектре окрашенной зоны *г* и отсутствующей в спектре ядра (зоны *а* + *б*).

Указанные особенности желтого куба 3027 позволило понять связанный с этим кристаллом парадокс. Морфологические и физические признаки характеризуют его как алмаз разновидности II. С другой стороны, в спектре его фотолюминесценции содержатся электронно-колебательные системы S2, 693, 708 и 788/793, обычно характеризующие алмазы III разновидности. Наблюдается в спектре и характеристическая для

разновидности II слабая система S1. Обобщая признаки отличающие окрашенную зону и бесцветное ядро, приходим к выводу, что свойствами разновидности II обладает только наружная желто-оранжевая зона *г*. Ядро (зона *а* + зона *б*) по комплексу признаков следует классифицировать как алмаз разновидности III. Это ядро ответственно за спектральный состав фотолюминесценции, типичный для алмазов разновидности III, в то время как интегральные свойства кубического кристалла 3027, в целом, формируются нелюминесцирующей наружной желто-оранжевой зоной алмаза разновидности II.

Совмещение алмаза двух минералогических и III в одном кубическом кристалле обнаружено впервые и не описано в известной нам литературе. Однако находка еще одного кристалла 3113 (трубка Удачная) с общими свойствами индивида 3027 указывает на вероятность того, что описанное совмещение не является исключением. В эмиссионном спектре желтого куба 3113 содержались дополнительные электронно-колебательные системы S2, 693, 708 и 788/793, характеризующие разновидность III.

Желтый куб 193 (трубка Мир) разновидности II обнаружил еще один вариант внутреннего строения. Внутри его в дополнение к волокнистой структуре просматривается октаэдрическое ядро. Детальных исследований анатомии не проводилось.

Анализ литературных данных и авторские исследования привели нас к выводу, что существует три варианта анатомии желтых кубических кристаллов разновидности II: а) волокнистая структура; б) волокнистая структура с кубическим ядром алмаза разновидности III (образцы 3027, 3113); в) волокнистая структура с октаэдрическим ядром (образец 193).

Этот вывод диктует требование обязательного учета особенностей анатомии при исследовании физических свойств кристаллов и генетической интерпретации полученных данных. В качестве примера укажем влияние внутреннего строения кристаллов на распределение его электрических характеристик. В пластине 3027 были обнаружены объемные вариации фотопроводимости [2]. В спектре желтой оболочки наблюдаются максимумы фототока при 460 и 500 нм. При этом пик 500 нм интенсивнее пика 460 нм. В спектре ядерной бесцветной (серой) части кристалла это соотношение обратное и появляется максимум при

760 нм, отсутствующий в спектре оболочки. В спектрах обеих частей кристалла наблюдаются пики фототока 260 и 290 нм.

Литература:

1. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. М.: Наука. 1992. 167 с.; 2-е изд., исп. и доп. — Новосибирск: Наука. 2000. 264 с.
2. Бескрованов В.В., Подзярей Г.А., Малоголовец В.Г., Лапушков В.М.Объемные вариации физических свойств у алмазов второй разновидности. Электронный парамагнитный резонанс и оптическая спектроскопия дефектов и примесей в алмазе: Тез. докл. IV межотрасл. семинара (Бишкек, 12-15 сентября 1991 г.): Бишкек: ВНИИ синтеза минерал. сырья Мингео СССР, 1991. С. 30 — 32.
3. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. — 603 с.
4. Самойлович М.И., Бутузов В.П., Солодова Ю.П. и др. ЭПР и оптические характеристики азотсодержащих комплексов в некоторых природных алмазах // Алмазы. 1972. № 7. С. 1 — 7.

О ВОЗМОЖНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УГЛЕРОДА В ЖЕЛЕЗНОЙ МАТРИЦЕ

Бескрованов В.В.[1,2], Лебедев М.П. [2]

1 – Северо-Восточный федеральный унивеситет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

2 – Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, г. Якутск

Углерод демонстрирует необычайное сродство к железу. На это обратил В.М. Гольдшмидт и в 1922 году разделил все элементы на халькофильные литофильные и сидерофильные. К сидерофильным он отнес элементы, близкие по геохимическим свойствам к железу (от греч. Siderros – железо + phileoj — люблю). Среди них представлены, преимущественно металлы Pd, Pt, Mo, Co, Ni, Os, Re и др. (всего 11 элементов), а из неметаллов — фосфор и углерод [9]. Сродство углерода к железу подтверждается также фактом обнаружения графита и алмаза в железных метеоритах [2]. Углерод входит с состав чугунов и сталей,

образует с железом твердые растворы, такие как: феррит аустенит, перлит, мартенсит, бейнит. В чугунах обнаружены соединения углерода с железом со сложными химическими формулами Fe_nC, в частности цементит Fe_3C, природа которого во многом не ясна.

При высоких температурах железо, как и другие переходные металлы, активно впитывает углерод. На этом основан термохимической способ размерной обработки алмаза, позволяющий из сверхпрочного материала изготовлять изделия заданной формы и проделывать в алмазных кристаллах отверстия фигурного профиля [3]. На кристалл алмаза помещается железная пластина и вся система нагревается до высокой температуры. В этих условиях углерод алмаза начинает растворяться в железе и металлическая пластина погружается в кристаллический углерод. Для предотвращения процессов окисления процесс осуществляется в нейтральной среде, а для отвода углерода из металла в газовую смесь добавляется водород.

Способность углерода растворяться в железе диктует трудности обработки железных изделий алмазным инструментом. При токарных работах алмазный резец быстро приходит в негодность, его режущий элемент изнашивается неравномерно с образованием зубчатой кромки, образованной мелкими сколами. Это следствие диффузионного износа, в результате которого атомы углерода алмаза при высокой температуре, возникающей при трении на контакте, растворяются в железной матрице обрабатываемого образца. В результате отдельные участки режущей кромки «схватываются» с металлом обрабатываемого изделия и вырываются им, образуя зазубрины.

Краткий анализ особенностей взаимодействия углерода с железной матрицей позволяют сформулировать два тезиса. Первый тезис — углерод демонстрирует необычайное сродство к железу и при высоких температурах растворяется в жидком железном расплаве, второй — углерод характеризует высокая способность к самоорганизации (*катенация*) с образованием сложных структурных конструкций. Результатом самоорганизации может быть создание углеродных кластеров. Объединение этих тезисов позволяет сформулировать вывод, согласно которому *при высоких температурах углерод поглощается железным*

расплавом, а при охлаждении может выделяться в виде кластеров, в том числе с организованной кристаллической структурой. Кластеры, как и флокены, вызывают внутренние надрывы и, в конечном результате, снижают механическую прочность железных конструкций.

Из металлургической практики известно, что при охлаждении жидкого железа, пересыщенного в печи углеродом, выделяется графит. Это заключение основано на том, что ранее были неизвестны другие кристаллические формы существования углерода за исключением графита и алмаза. Современные взгляды о формировании структуры и свойств железоуглеродистых сплавов дополняются представлениями о присутствии в них ранее неизвестных модификаций углерода. В настоящее время перечень самородных форм углерода и его соединений с другими элементами значительно расширился вследствие того, что углерод характеризует способность к самоорганизации с возрастающей сложностью структурных конструкций.

В наукоемких отраслях промышленности все чаще востребованы новые углеродные материалы с уникальными технологическими возможностями: наноалмазы, углеродные нанотрубки, фуллерены и фуллериты, пеноуглерод, алмазные пленки и алмазоподобные покрытия, карбины в различных сочетаниях с другими углеродными структурами [5]. Физической основой разнообразия углерода служит уникальный комплекс его физико-химических особенностей. Атом углерода может иметь три валентности, а три его гибридных состояния sp^3, sp^2, sp^1 образуют тетраэдрические 3D, плоские 2D и линейные 1D структурные единицы. Они служат строительными элементами аллотропов углерода, таких как алмаз, лонсдейлит, графиты, карбины, фуллерены, графены и другие. К ним следует добавить аморфный углерод, стеклоуглерод и другие аморфные разновидности углерода. Создатель карбина А.М. Сладков пришел к выводу о множественности его видов и бесконечного числа аллотропных модификаций углерода со смешанными типами связей [5].

Эксплуатация конструкций из высокопрочных закаливающихся сталей в северных условиях выявила их склонность к образованию «холодных трещин» при низких температурах. Существует мнение, что образованию такого рода трещин благоприятствует присутствие в металле

водорода [7], который попадает в сталь вместе с влагой, содержащейся в топливе и руде. В расплаве он хорошо растворяется, но при охлаждении его растворимость падает и водорода выделяется в пространстве между зернами, вызывая в стали внутренние надрывы, что делает ее хрупкой. Накоплено достаточно данных свидетельствуют о неполноте представления водородного охрупчивания. Еще в 1947 г. Котрелл предложил модель объяснения деформирования мягкой стали влиянием углерода.

В последние годы большое внимание уделяется наноструктурам, среди которых широко представлены углеродные. Характеристическим для наночастицы следует рассматривать не размер, а отличие их свойств от свойств соответствующего макроматериала [10]. Не следует исключать возможности образования наночастиц из углерода, растворенного в железе. Вероятность появления углеродных кластеров в виде фуллеренов в зоне сварного шва согласуется и с одним из способов получения фуллеренов. В 1991 г. немецкий ученый Вольфганг Крэчмер получил их в электрической дуге между, возникающей между углеродными электродами в атмосфере гелия. При остывании железо увеличивается в объеме и давление внутри сварного шва возрастает, что благоприятствует синтезу фуллерена

По данным Д.В. Куликова и др. [6, стр. 259] отдельные атомы углерода, находящиеся в структуре аустенита, в процессе охлаждения (при перлитовом превращении) вследствие снижения растворимости углерода в кристаллических решетках γ и α-Fe выделяются в виде фуллеренов, а не цементита, как предполагается в традиционных подходах. Далее будут формироваться кластеры, которые соединяясь образуют более крупные образования. Конечным результатом будет образование микротрещины. В структуре сварного соединения фуллерены в результате адгезионного контакта с матрицей железа могут являться концентраторами напряжений, значения которых в 2 — 3 раза превышают допустимые [4]. Они оказывают влияние на сварной шов и снижают его механическую прочность.

Проведенный нами анализ убеждает, что *железная матрица может служить местом кристаллизации углерода.* Это могут быть кластеры или даже минералы углерода из приведенного выше перечня. Представления о кристаллизации минералов углерода в среде железа уже отмечались После

сообщения Анри Муассана в 1893 г. о положительном результате получения искусственного алмаза, путем плавления чугуна электрической дугой и последующего охлаждения, отмечены активные поиски алмазов в сталях. И хотя, позднее выяснился отрицательный результат этих поисков, это еще раз подтверждает родство двух элементов.

Вывод о кристаллизации дисперсных атомов в твердой фазе подтверждают результаты В.П. Самусикова [8] исследования распределения серебра в золоте разной пробы. Согласно их выводам в природной системе Au—Ag при содержании последнего до 15-20 масс. % элементы изоморфно замещают друг друга в кристаллической решетке, образуя твердый раствор, а при более высоком содержании Ag — это смесь микрочастиц чистого золота и чистого серебра.

Литература:

1. Безруков Г.Н., Бутузов В.П., Самойлович М.И. Синтетический алмаз. М.: Недра, 1976. 118 с.
2. Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов. М.: наука, 1967. — 271 с. 1. Ларионов В.П., Слепцов О.И. Природа образования хрупких трещин и обеспечение технологической прочности сварных соединений при низких температурах // Механика разрушений и прочность конструкций при низких температурах: Сб. научн. тр. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1983, с. 49 — 68.
3. Григорьев А.П., Лифшиц С.Х., Шамаев П.П. Способ размерной обработки алмаза. Авт. свид. № 8525. 1981 г.
4. Закиричная М.М., Ткаченко О.И., Годовский Д.А. Исследование фуллеренов в процессе кристаллизации железо-углеродистых сплавов и повторных термических взаимодействиях: Препринт – Уфа: Изд-во УГНТУ, 1999. – 40 с.
5. Исследование углерода — успехи и проблемы. М.: Наука., 2007. — 206. с.
6. Куликов Д.В., Мекалов Н.В., Закиричная М.М. Физическая природа разрушения: Учебное пособие /под ред. И.Р. Кузеева. — 2-е изд. – Уфа: Изд-во УГНТУ, 1999. – 395с
7. Ларионов В.П., Слепцов О.И. Природа образования хрупких трещин и обеспечение технологической прочности сварных соединений при низких температурах // Механика разрушений и прочность конструкций при низких температурах: Сб. научн. тр. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1983, с. 49 — 68.
8. Самусиков В.П., Павлова Л.А., Заякина Н.В. Формы нахождения серебра в самородном золоте. Доклады Академии наук, 2000, Т. 375, № 1. С 89 — 92.
9. Советский энциклопедический словарь / Гл. ред. А.М. Прохорова. — 4-е изд. — М.: Сов. энциклопедия, 1988. — 1600 с.

10. Юрьев Г.С., Бескрованов В.В. Долматов В.У Компьютерное моделирование гибридных наночастиц. VI межд. конф. по математическому моделированию. Тезисы докладов. 3 — 8 июля 2011 г. — Якутск. 2011: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». — С. 178 — 180.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЬТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОЦЕССОВ ЗАРОЖДЕНИЯ АЛМАЗА

Бескрованов В.В.[1,2], Юрьев Г.С. [1], Прядезников Б.Ю. [1,2]

1 – Северо-Восточный федеральный унивеситет им. М.К. Аммосова, г. Якутск;

2 – Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, г. Якутск

Перспективы компьютерного моделирования в алмазоведении определяются тем, что процессы его кристаллизации происходили и, возможно, происходят в условиях, недоступных непосредственному наблюдению. Для реконструкции термодинамического режима кристаллизации алмаза в природных условиях обычно используются данные из практики синтеза. Показано, что влияние температуры сказывается даже при отклонении на 6 — 12% от средней: при низких температурах образуются кубические кристаллы, при средних — кубооктаэдрические и при высоких — октаэдрические [1, 3]. С возрастанием давления активизируются процессы образования зародышей (нуклеация) и растет скорость кристаллизации алмаза [1]. Вероятно с ростом давления среда кристаллизации получает дополнительную энергию, необходимую на образование границ раздела жидкой и твердой фаз. Согласно теории Фольмера, эта энергия может быть изыскана системой за счет флуктуаций. В качестве флуктуации можно рассмотреть взрывные процессы при которых производят синтез детонационных алмазов.

Компьютерное моделирование открывает возможности воспроизводить процессы зарождения алмаза в природных условиях и

последующего сравнения полученных модельных структур с реальными нанообъектами, полученными в условиях детонации. С этой целью составляются компьтерные модели структур алмаза и по ним теоретически рассчитываются дифракционные рентгеновские отражения. Полученные теоретические дифракционные картины (t-XRD) сравниваются с экспериментально полученными дифракционными картинами (e-XRD) наноалмазов, синтезированных с помощью детонации. Рентгеновские отражения на картинах e-XRD получены дифрактометре с использованием высокоинтенсивного высокомонохроматического синхротронного излучения. Картины t-XRD теоретически рассчитываются на основе связи [4] между дифракционными отражениями картины ($2\theta^0$ или $s = (4\lambda/\pi)\sin\theta$, A^{-1}) и межатомными расстояниями ($r_{ij} = r_i - r_j$) в 3D-модели. Для расчета дифракционной картины использована формула:

$$I(s) = \sum \sum f_i(s) f_j(s) \sin sr_{ij}/sr_{ij} = \sum f_i^2(s) + 2\sum f_i(s) f_j(s) \sin sr_{ij}/sr_{ij}, \; ; \; i(s) = \sum f_i(s) f_j(s) \sin sr_{ij}/sr_{ij}$$

где, $\sum f_i^2(s)$ – дифракция на атомах в газовом состоянии; интерференционная часть $2\sum f_i(s) f_j(s) \sin sr_{ij}/sr_{ij}$ – дифракция на атомах в 3D пространстве отстоящих на межатомных расстояниях $\mathbf{r_{ij}}$; $f(s)$ – атомный фактор рассеяния, $s = (4\lambda/\pi)\sin\theta$; и A^{-1}; θ^0 – половина брэгговского угла дифракции. Используемый нами метод компьютерного моделирования нанообъектов отличается тем, что в качестве строительных единиц выбираются не отдельные атомы как это делается при традиционных подходах (атом за атомом), а предварительно созданные сложные гибридные конструкции из остова и оболочек разных фаз. Компьютерные 3D модели сферических наночастиц (остов оболочка) создаются на основе данных о кристаллических структурах изученных веществ [2, 4]. Для моделирования наночастиц используются параметры ближнего порядка в 3D пространстве, рассчитанные для пространственного расположения атомов по координационным сферам относительно атома, принятого за центральный.

При динамическом синтезе наноалмазов параметры кристаллической решетки и распределение атомов определяются на основе сравнения t-XRD с e-XRD, а затем с таковыми для натурального алмаза. Сравнение осуществляется по параметрам координационных сфер, которые должны

быть равны и приближаться к этому показателю для природного алмаза. Приведем пример из практики синтеза. Для динамических наноалмазов среднего качества размером R =10,51 Å межатомные расстояниям составили r(C – C) =1,54 Å, параметры до 10-й координационной сферы соответствовали натуральному алмазу, включительно, а постоянная решетка *a* =3,6024 Å (у натурального алмаза *a* =3,5667 Å). У динамических наноалмазов размером R =14,78 Å и хорошего качества установлены параметры ближнего порядка, соответствующие природному алмазу.

Используя результаты сравнительного анализа рентгеновских отражений на модельных структурах алмаза с заранее заданными свойствами с таковыми у реальных кристаллах можно реконструировать условия зарождения (нуклеацию) алмаза в условиях, недоступных непосредственному наблюдению.

Литература:

1. Безруков Г.Н., Бутузов В.П., Самойлович М.И. Синтетический алмаз. М.: Недра, 1976. 118 с.

2. Юрьев Г.С., Бескрованов В.В. Возможности компьютерного моделированиия процессов нуклеации алмаза Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Материалы Международной научно-практической конференции (16 - 22 сент. 2013.Судак) / Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ). — Киев: Академпериодика, 2013. — . С. 44 — 46.

3. Giardini A.A., Tydings J.E. Diamond synthesis: observation on the mechanism of formation // Amer. Miner. l962. Vol. 47, N 11 / l2. P. 1393 — 1421.

4. Yurjev G.S. // Determining the structure of nanoparticles including core@shell hybrids and the XRD patterns simulation. Nanoscience & Nanotechnology. 2011. Eds. E. Baidanova, I.Dragieva. Sofia. P. 20 — 24.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЧИБАГАЛАХСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

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

Чибагалахский массив располагается в северной части Главного батолитового пояса Верхояно-Колымской складчатой области, и является крупнейшим плитообразным телом, протягивающимся в северо-западном направлении на расстоянии 210 км при ширине от 10 до 45 км (рис. 1) [2].

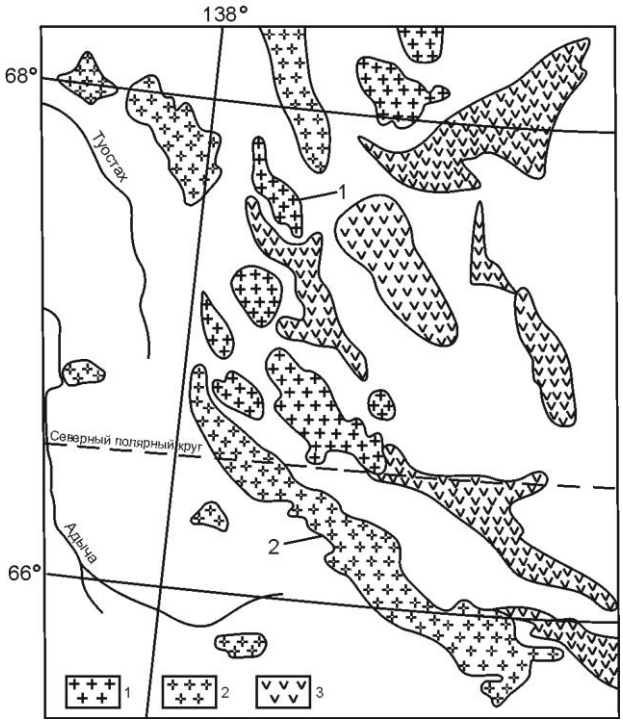


Рис. 1. Северо-западная часть главного батолитового пояса. 1 - плутоны гранодиорит-гранитной формации (1 – Верхне-тирехтяхский массив), 2 - плутоны гранит-лейкогранитной формации (2 - Чибагалахский массив), 3 - поля вулканитов.

Вмещающие породы претерпели контактовый метаморфизм и преобразовались в роговики.

Условия становления Чибагалахского плутона не могли быть одинаковыми при его значительной длине, что вызвало разнообразие форм его поперечных сечений. При этом боковые поверхности контактов массива асимметричные, характеризуются более крутым наклоном поверхности юго-западного контакта, по сравнению с более пологим наклоном поверхности северо-восточного контакта (рис. 2) [3].

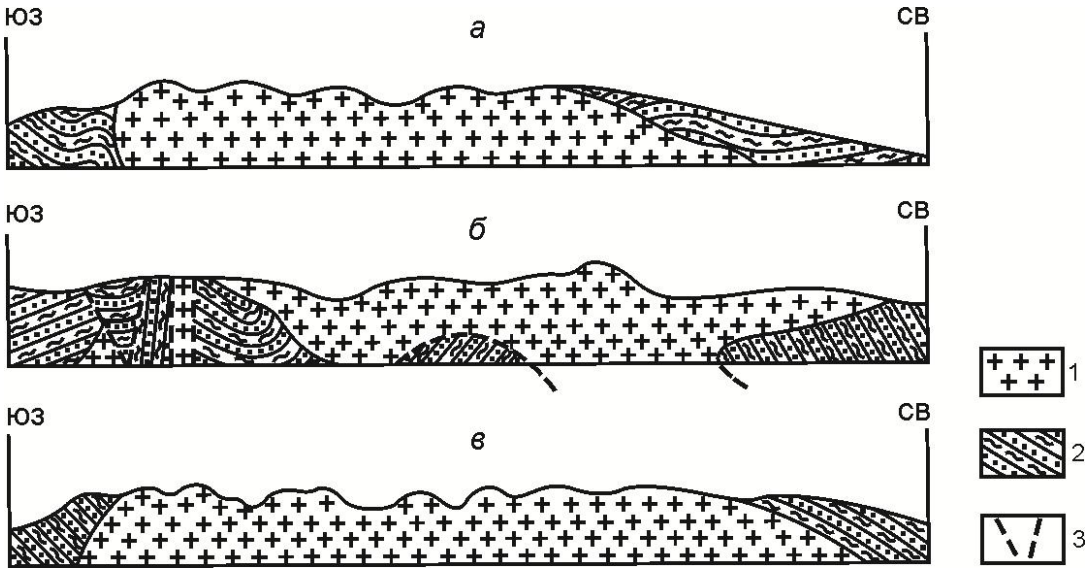


Рис. 2. Поперечные сечения Чибагалахского массива. Масштаб 1:150 000. а - северная часть, б - центральная часть, в - южная часть массива. 1 - граниты, 2 - юрские и верхнетриасовые песчаники, глинистые сланцы и алевролиты, 3 - предполагаемая линия контакта.

Вмещающие массив породы представлены осадочными отложениями всех трех отделов юрской системы и верхнего триаса. Юрские отложения состоят из пластов песчаников, разделенных переслаивающимися глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами и редкими прослоями песчаников. Верхнетриасовые вмещающие породы представлены переслаиванием алевролитов и песчаников, при этом юрские отложения отличаются от верхнетриасовых повышенным количеством песчанистого материала [1]. На контакте с гранитоидным массивом.

Датирование гранитоидов Чибагалахского массива ^{40}Ar-^{39}Ar методом показало, что формирование плутона укладывается в интервал 138-143 млн лет [4], что соответствует позднеюрской-раннемеловой эпохе.

Чибагалахский массив сложен средне- и крупнозернистыми биотитовыми (рис. 3 а) и двуслюдяными гранитами (рис. 3 б). Они преобладают в южной и центральной части массива, а в северной более распространены средне- до мелкозернистых разности (рис. 3 в). Породы гранодиоритового состава (рис. 3 г) слагают около 12 % изученной площади массива, и отмечены только в зонах приконтактовой ассимиляции [3].

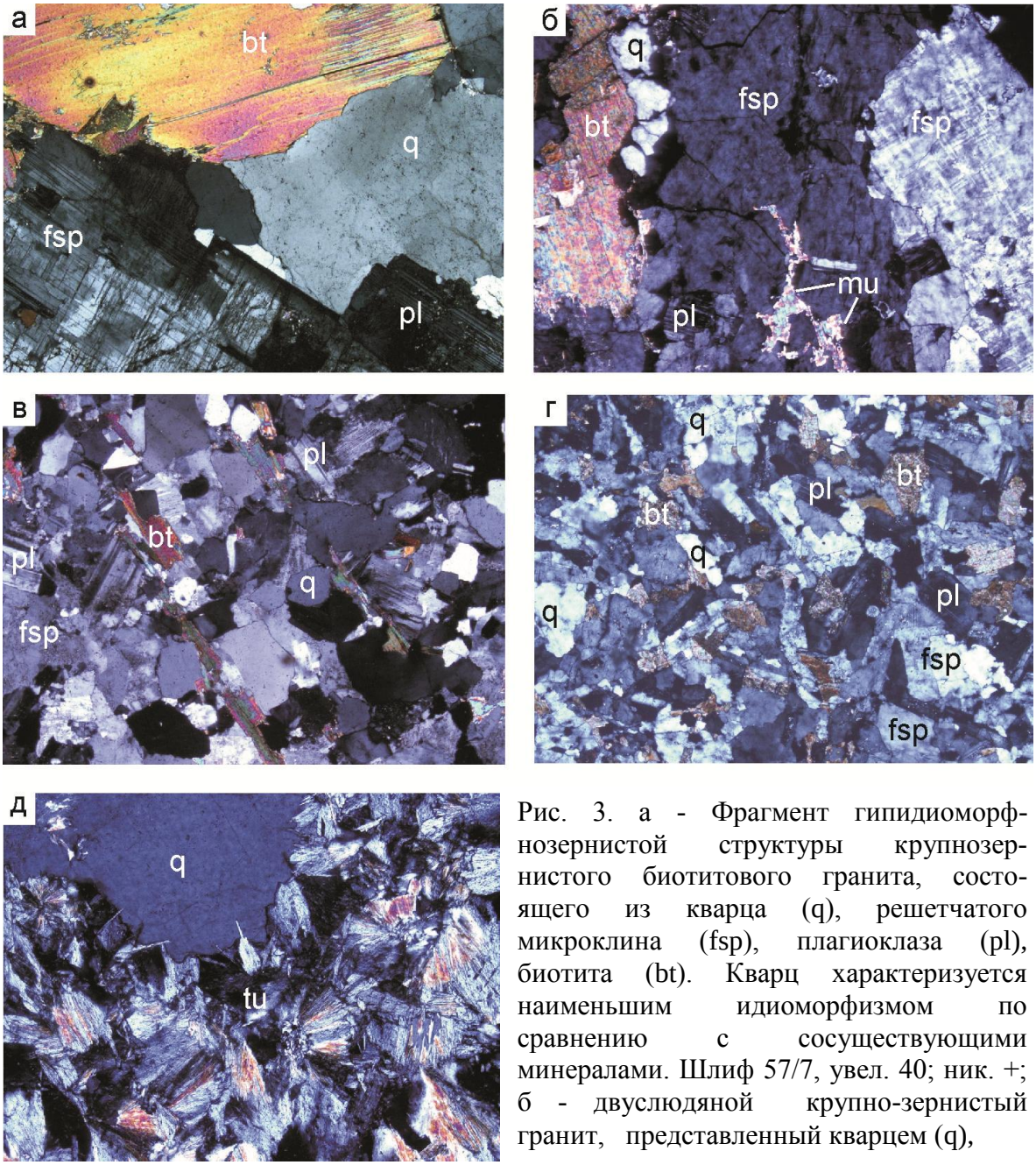


Рис. 3. а - Фрагмент гипидиоморфнозернистой структуры крупнозернистого биотитового гранита, состоящего из кварца (q), решетчатого микроклина (fsp), плагиоклаза (pl), биотита (bt). Кварц характеризуется наименьшим идиоморфизмом по сравнению с сосуществующими минералами. Шлиф 57/7, увел. 40; ник. +; б - двуслюдяной крупно-зернистый гранит, представленный кварцем (q), решетчатым микроклином (fsp), плагиоклазом (pl), биотитом (bt), и мусковитом (mu), последний выполняет межзерновые пространства и трещины минералов магматического этапа. Структура гипидиоморфнозернистая, кварц аллотриоморфный. Шлиф 080/1, увел. 40, ник. +; в - среднезернистый биотитовый гранит, состоит из кварца (q), кпш (fsp), плагиоклаза (pl), биотита (bt). Структура гипидиоморфнозернистая, кварц отличается наименьшим идиоморфизмом, и представлен округлыми зернами. Шлиф 59/7, увел. 40, ник.+; г – среднезернистый биотитовый гранодиорит, состоит из плагиоклаза (pl), кпш (fsp), кварца (q), биотита (bt). Структура гипидиоморфнозернистая, плагиоклаз обладает наибольшей степенью идиоморфизма. Содержание биотита достигает 10 %, тогда как в гранитах его количество не превышает 5 %. Шлиф 042/5, увел. 40, ник. +; д - развитие постмагматического турмалина в граните. Шлиф 60/5, увел. 100, ник. +.

Состав гранитов варьирует в следующих диапазонах: кварц – 30-40 %, кпш – 25-30 %, плагиоклаз – 20-25 %, биотит – 3-5 %, мусковит – 2-3 %. Граниты обладают гипидиоморфнозернистой, гранитовой, местами слабо порфировидной структурой, порфироиды представлены более крупными индивидами кпш и плагиоклаза. Наиболее ксеноморфным минералом является кварц, выполняющий промежутки между сосуществующими минералами (рис. 3 а, б, в).

В двуслюдяных гранитах помимо биотита, который представлен пластинками с более выраженным идиоморфизмом, присутствует мусковит, который является продуктом постмагматического преобразования, и заполняет межзерновые пространства и трещины в породообразующих минералах (рис. 3 б).

Гранодиориты эндоконтактов имеют следующий состав: плагиоклаз - 35-45 %, кпш – 20-25 %, кварц – 15-20 %, биотит – 7-10 %. Таким образом, наблюдается повышение основности пород к периферии массива, что обусловлено постепенным переходом гранитов к гранодиоритам, выраженное в значительном увеличении количества плагиоклаза и биотита (рис. 3 г). Помимо площадной мусковитизации постмагматическое преобразование гранитоидов проявлено в их интенсивной турмалинизации (рис. 3 д).

Таким образом, по своему строению Чибагалахский массив является однофазным, и формировался в относительно спокойной тектонической обстановке, многоактных внедрений магмы во вмещающие породы не происходило.

Литература:

1. Лежоев В.К., Акулов Б.И., Шаталов Е.Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000 000 лист Q – 54. – М.: Недра, 1968. – 139 с.

2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. – 571 с.

3. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм восточной Якутии. – М.: Наука, 1979. – 275 с.

4. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167-170.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ СВЯЗУЮЩЕЙ МАССЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ТУФФИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

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

На северо-востоке Сибирской платформы известна уникальная ассоциация россыпных алмазов, в которой присутствуют их особая разновидность, не установленные ни в одной кимберлитовой трубке Якутии. До сих пор остается неизвестной природа коренного источника этих россыпных месторождений и условия их образования в мантии. Алмазоносным является базальный горизонт в устье реки Лена, мощностью от 0,1 до1 м и вскрывается в кровлях крупных антиклиналей. Слагающие его породы, по последним данным, являются туффитами, с возрастом 226-228 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [3, 5]. В туффитах в большом количестве отмечены минералы- спутники алмаза: гранаты и хромшпинелиды.

Помимо изучения химического состава макроминералов, информативными являются также особенности состава микрокристаллидов связующей массы [1, 2, 4]. Объектом исследования данной работы являются хромшпинелиды связующей массы лапиллей из алмазоносного базального горизонта Булкурской антиклинали.

Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 6480 LV с энергетической приставкой «OXFORD» INCA-sight в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Проанализировано 50 зерен микрокристаллических шпинелидов, размер от 20 до 100 мкм (рис. 1). Состав изученных хромшпинелидов характеризуется широким диапазоном изменения основных компонентов: Cr_2O_3 - 17,14-56,53 мас. %, Al_2O_3 - 3,57-24,96 мас. %, TiO_2 - 0,82-11,32 мас. %, MgO - 1,74-13,31 мас. %. На рис. 2 представлены тренды изменения составов микрокристаллических шпинелидов из туффитов Булкурской антиклинали. Устанавливается два тренда - пикроильменитовый, связанный с увеличением содержания железа и уменьшением хрома и

алюмо-хромитовый, который свидетельствует об участии в расплавах высокоглиноземистых глубинных пород. По данным исследователей, хромшпинелиды, наиболее обогащенные хромом, с низкими содержаниями титана и окисного железа, кристаллизуются в глубинных восстановительных условиях на уровне существования мантийных магм. Неполные кристаллизационные тренды шпинелидов свидетельствуют о низкой степени дифференцированности кимберилтовой магмы и сравнительно быстром подъеме кимберлитовых расплавов к поверхности [1, 4].

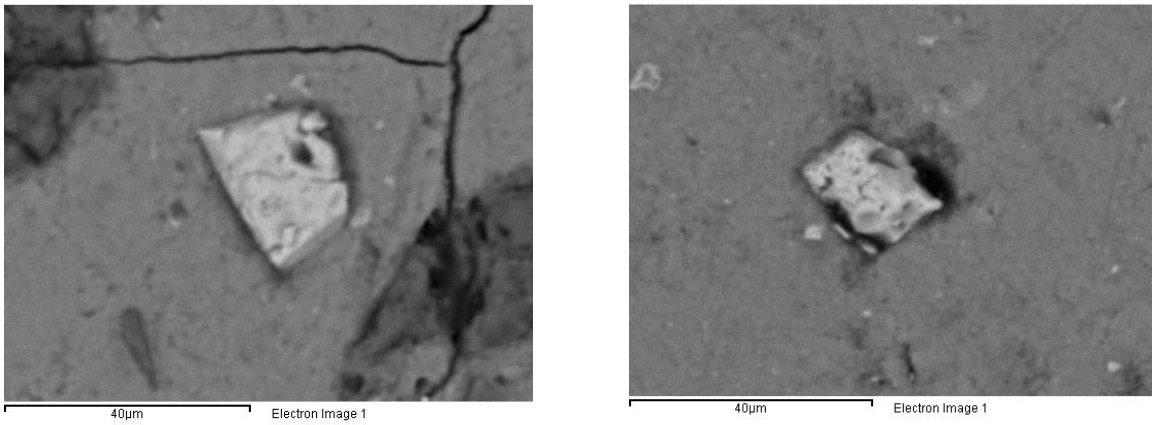


Рис. 1. Хромшпинелиды связующей массы лапиллей Булкурской антиклинали. Фото в обратнорассеянных электронах.

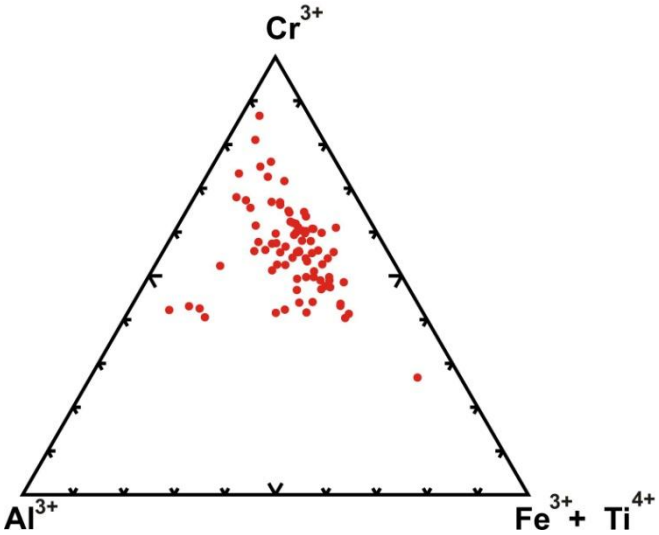


Рис. 2. Тренды составов микрокристаллических хромшпинелидов связующей массы туффитов Булкурской антиклинали.

На диаграмме по Mitchel and Bergman, 1991 [6] (рис. 3) шпинелиды основной массы туффитов занимают промежуточное положение между таковыми из кимберлитовых и лампроитовых пород.

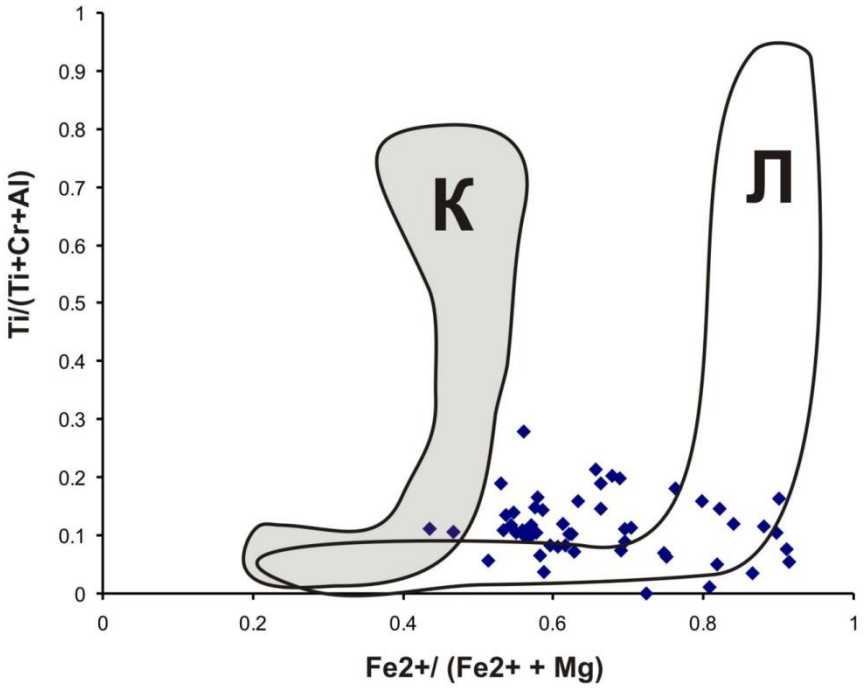


Рис. 3. Хромшпинелиды связующей массы туффитов участка Булкур на диаграмме в координатах (Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)-Ti /(Ti+Cr+Al) по [6]

В целом, микрокристаллические хромшпинелиды туффитов участка Булкур схожи по составу с шпинелидами из алмазоносных кимберлитовых трубок Якутской провинции. Присутствие высоко и среднехромистых шпинелидов свидетельствует о глубинном зарождении расплава. Неполный тренд микрокристаллических шпинелидов является показателем быстрого подъема вещества, а повышенное содержание Al_2O_3 указывает на высокоглиноземистый глубинный источник для образования этих минералов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98551-р_восток_а.

Литература:

1. Бовкун А.В. Минералогия оксидов из связующей массы кимберлитов Якутии (генетические и прикладные аспекты). Автореф. дис…. канд. геол.-мин. наук. М.: Геол. Фак-т МГУ. 2000.

2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция М.: Изд-во МГУ. 1999.
3. Граханов СЛ., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания кар-нийского яруса—источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5.
4. Коротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков Е.П. и др Новые технологии разведки алмазоносных месторождений. – М. :ГЕОС, 2201.
5. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Смелов. А.П., Граханов С.А., Лобанов С.С.,.Шелестов В.О, Николенко Е.И. Верхнетриасовый этап магматической активности с участием лав лампроитового состава северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 153-154.
6. Mitchel R.H., Brgman S.C. Petrology of lamproites. New Yourk: Plenum. 1991.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТЕМНЫЙ

Бирюков А.А.[1], Михалицына Т.И.[2], Фомина М.И. [2]
1 – ОАО «2С», г. Магадан;
2 – Северо–Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

Рудопроявление Темный расположено в пределах Шаманихо-Столбовской площади Приколымского террейна. Поисковый интерес к участку обусловлен наличием промышленной россыпи и единичных пунктов минерализации с содержаниями золота 0,3 – 0,8 г/т, серебра 10 г/т и цинка 0,04 %. По данным геохимических поисков на участке Темный установлены контрастные вторичные сорбционно-солевые ореолы золота (до 0,028 г/т), серебра, сурьмы; ореолы средней и низкой интенсивности – вольфрама, свинца, висмута, меди, ртути, марганца, мышьяка и молибдена.

В геологическом строении рудопроявления принимают участие карбонатные метаморфизованные разности чебукулахской серии нижнего-

среднего рифея: известковистые сланцы, доломиты и мрамора на центральном и западном флангах; филлиты, кварцито-песчаники и кварциты юкагирской серии нижнего-среднего рифея на восточном фланге. В структурно-морфологическом отношении оруденение является стратифицированным, контролируется напластованием метаморфизованных и мраморизованных доломитов чебукулахской серии. Среди интрузивных образований установлены маломощные дайки диоритового состава, предположительно мелового возраста. Дайки развиты в апикальной части скрытого интрузива аналогичного состава, расположенного в непосредственной близости от аномальной зоны. Их количество в пределах рудопроявления увеличивается по направлению с северо-востока на юго-запад.

Гидротермальные образования на участке представлены штокверковым прожилкованием (как правило, безрудным) и зонами субсогласного (со сланцеватостью) прожилкования в сланцах с маломощными (до 2 см) извилистыми прожилками Кварц мелкозернистый, серовато-белый, серый, халцедоновидный без видимой рудной минерализации. В сланцах часто отмечаются зоны слабой пиритизации (редкие вкрапленники пирита до 2–3 мм, кубической формы). Почти повсеместно на участке развиты слабые зоны лимонитизации как по всей массе породы, так и по трещинам.

Рудовмещающие породы, сложены гидротермально преобразованными массивными мраморами гранобластовой с изометричной формой зерен, реже гетеробластовой структуры и мраморовидной текстуры (рис. 1. 1). В составе содержится кальцит с включением доломита (от 60 до 85%), кварц, мусковит (1–3%) образуют гнездовидные срастания ~1–2%, ед. сфен, гидрооксиды Fe.

Основная масса доломитов представлена тесно сросшимися минеральными зернами кальцита и доломита (размерность варьирует от 0,03 мм до 0,1 мм) в ассоциации с мусковитом и гранобластовыми зернами кварца (0,03–0,05 мм), в которую включены удлиненные, округлые порфиробласты карбоната (0,5–1,0 мм), нередко образующие линзовидные микрослойки (рис. 1. 2). Сланцеватость обусловлена удлиненной ориентировкой зерен карбоната, чешуек слюды, гидроокисидов Fe.

Доломит образует изометричные зерна, лишенные двойников, с ромбовидным сечением в тесном срастании с порфиробластами кальцита. Кальцит в основной массе обогащен пелитоморфным материалом, в порфиробластах более чистый. Образует полисинтетические двойники.

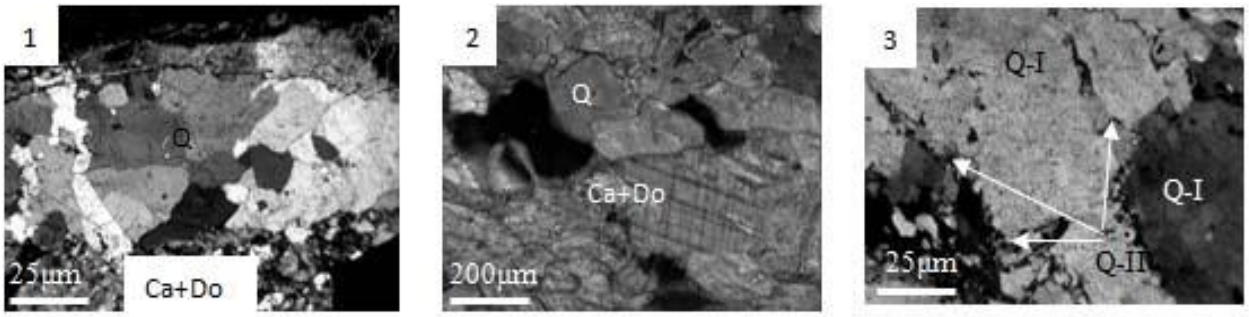


Рис. 1. Рудовмещающие породы участка Темный: 1. Мрамор с галенит-кварцевыми прожилками, шлиф. Ув.25. Николи +; 2. Доломит, шлиф. Ув. 200. Николи +; 3. Жильный кварц, шлиф. Ув. 25. Николи +.

Рудный кварц представлен двумя генерациями: кварц первой генерации – крупные кристаллы, трещиноватые; имеют ровные, часто зубчатые ограничения, размером от 0,5–0,8 до 1,0 мм. Характерно облачно-волнистое погасание, иногда отмечается блоково-секторное. Кварц второй генерации – имеет гранобластовую структуру, выполняет трещинки в кварце I генерации, облачно-волнистое погасание, более чистый (рис. 1.3). Рудный минерал образует стяжения различной формы и приурочен к участкам гранобластового кварца.

Фрагментами, рудная масса состоит из гидротермально измененных брекчий с кварцевым, лимонит-кварцевым или сульфидно-лимонит кварцевым агрегатом. Минерализация вкрапленная, гнездовая, часто выполняет трещины и микротрещины или развита в интерстициях обломков вмещающих пород и кварца. Распределение рудных минералов в кварцевой массе от неравномерного до весьма неравномерного, от 1–2% до 5–15%.

Среди рудных минералов установлен галенит, пирит, халькопирит, сфалерит, алтаит, теллуровисмутит, блеклая руда, самородное золото и серебро. Основная рудная минерализация приурочена к кварцевым жилам с галенитом, самородным золотом и теллуридами Bi и Pb. Вмещающие

породы содержат тонкую вкрапленность частично или полностью лимонитизированного пирита.

Выделено две морфологические разности пирита: а) кубической формы, частично или полностью замещенный лимонитом (0,025–0,3 мм) и б) додекаэдрической формы – неизмененный, тяготеет к линзам мелкокристаллического кварца (размер до 0,015 мм).

Главный рудный минерал – галенит – образует гнездовую вкрапленность идиоморфных зерен в жильном материале. Крупные кристаллы трещиноватые, их размер от 0,1 до 9 мм. Галенит по краям и по микротрещинам частично или полностью замещен церусситом, лимонитом и ковеллином (рис. 2.).

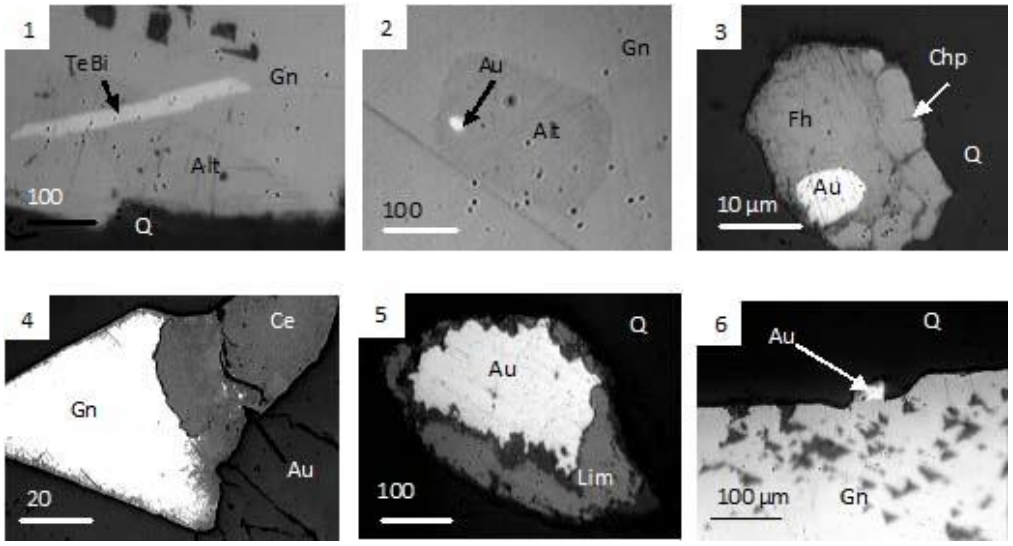


Рис. 2. Минеральные ассоциации рудопроявления Темный. 1. Включения алтаита (Alt) и теллуровимутита (TeBi) в галените (Gn). Ув. 1000; 2. Включение самородного золота (Au) в алтатите (Alt). Алтаит (Alt) образует включение в галените (Gn). Ув. 1000; 3. Срастание халькопирита (Chp), блеклой руды (Fh) и самородного золота (Au). Ув. 1000; 4. Галенит (Gn) корродированный церусситом (Ce). В церуссите (Ce) включение самородного золота (Au). Ув. 200; 5. Включение самородного золота (Au) в кварце (Q). Золото в рубашке лимонита (Lim). Ув. 1000; 6. Срастание галенита (Gn) и самородного золота (Au). Ув. 1000.

В галените встречены включения алтаита, теллуровисмутита и самородного золота (рис. 2.1, 2.2). В ассоциации с галенитом установлены блеклая руда, халькопирит и пирит (рис. 2.3). Самородное золото встречается в нескольких видах: а) в свободном состоянии; б) в срастании с галенитом, размер зерен 0,1 – 0,01 мм (рис. 2.6); в) в виде включений в

алтаите, размер 0,005 мм (рис. 2.2); г) в рубашке гидроксидов Fe (рис. 2.5). Золото отлагается в свободном состоянии в кварце, размер варьирует от 0,015 до 0,005 мм; д) в срастании с блеклой рудой и халькопиритом (рис. 2.3); е) в виде включений в церуссите (рис. 2.4). В отдельных случаях в результате коррозии галенита церусситом золото находится в рубашке из церуссита. В церуссите оно образует маломощные выделения, а при срастании с галенитом обособления золота достигают 0,2 мм. Золото ярко-желтого цвета, с небольшим розовым оттенком, возможна примесь Cu. Заполняет пустоты в кварцевом межзерновом пространстве, пространственно тяготеет к галениту.

Установленная в результате поисковых работ полисульфидная и золотая минерализация на рудопроявлении Темный приурочена к кварцевым прожилкам гранобластовой структуры. Среди рудных минералов установлен галенит, халькопирит, самородное золото, блеклая руда, теллуриды висмута и свинца. Золотая минерализация наиболее отчетливо проявлена в зонах окисления, где золото находится в свободном состоянии, в срастании с галенитом или в ассоциации с церусситом. Для выявления геолого-генетических особенностей золоторудного объекта Темный необходимо проведение детальных поисково-разведочных работ.

ЛИТОХИМИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА (ЖИГАНСКИЙ РАЙОН ЯКУТИИ)

Васильев Д.А.[1], Ивенсен Г.В.[1], Ершова В.Б.[2]

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

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Исследуемая территория расположена вдоль побережья р. Лены от п. Жиганск до устья р. Кыстатыам [1]. Здесь обнажаются прибрежно-морские и континентальные терригенные породы средней, верхней юры и нижнего

мела. Нами были опробованы отложения байос-батского яруса (средняя юра), джаскойско-сытогинской (средняя - верхняя юра) и ынгырской (нижний мел) свит [1]. В тектоническом отношении район находится на западном крыле северной части Приверхоянского прогиба, на границе Сибирской платформы и Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса [3].

Для определения литохимических особенностей исследуемых пород был применен метод петрохимических модулей [5], где авторы для классификации осадочных пород предлагают использовать гидролизатный модуль ГМ=(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2. Данный модуль предназначен для количественной оценки двух важнейших гипергенных процессов – выщелачивания и гидролиза. По значению ГМ все исследуемые образцы подразделяются на псаммитовые алкалиты, миосилиты, сиаллиты, алевритовые миосилиты и сиаллиты и пелитовые сиаллиты. Все они характеризуются выдержанным по разрезу и простиранию химическим составом (табл.1) и у них наблюдаются высокие содержания SiO_2 и суммы щелочей и низкие – всех остальных компонентов. Высокая щелочность не характерна для терригенных толщ, в то время как петрогенные и пирогенные породы часто аттестуются как щелочные силиты и сиаллиты (Na_2O+K_2O>5%) [5].

К типу алкалитов (Na_2O+K_2O>8%) относятся не очень распространенные, но зато весьма специфичные седиментиты с совершенно определенной генетической нагрузкой, например, щелочные туфы и продукты их перерождения в эпигенезе [5]. От псаммитовых алкалитов к алевритовым и пелитовым сиаллитам мы наблюдаем постепенное снижение содержания SiO_2, Na_2O и суммы щелочей при увеличении Al_2O_3 и неизменном K_2O, а также увеличение значений ГМ (влияния гипергенных процессов). В сумме щелочей псаммитов наблюдается преобладание Na_2O (на 0,01-1,27%) в 29 образцах, в 10 образцах не значительно (0,03-0,41%) преобладает K_2O. Основным отличием алевритовых и пелитовых сиаллитов является преобладание K_2O в сумме щелочей из 20-ти образцов только в трех Na_2O содержится больше. Также следует отметить, что все псаммиты имеют значение НМ (натриевый модуль НМ=Na_2O/Al_2O_3) больше 0,20, что свойственно только

граувакковым псаммитам [4]. К этому же типу псаммитов они относятся согласно классификационной диаграмме Ф. Петтиджона [2].

Таблица 1

Химический состав (в %) терригенных пород среднеюрско-нижнемелового возраста, классификация по [5]

Тип пород	Псаммитовые алкалиты	Псаммитовые миосилиты	Псаммитовые сиаллиты	Алевритовые миосилиты	Алевритовые сиаллиты	Пелитовые сиаллиты
К-во образцов	6	28	5	2	11	9
SiO_2	69,58 (68,13-71,00)	68,40 (64,83-72,31)	63,08 (60,69-66,15)	66,85 (66,66-67,04)	62,18 (57,89-65,90)	60,09 (57,42-61,74)
TiO_2	0,38 (0,21-0,66)	0,55 (0,29-0,93)	0,65 (0,51-0,77)	0,63 (0,55-0,71)	0,70 (0,47-0,83)	0,76 (0,64-0,90)
Al_2O_3	15,81 (14,83-16,88)	14,85 (14,10-16,06)	15,19 (14,35-16,79)	15,33 (15,11-15,54)	15,77 (14,33-16,59)	16,48 (15,35-17,93)
Fe_2O_3	0,22 (0,00-0,39)	0,80 (0,00-2,06)	1,41 (0,33-1,99)	0,86 (0,42-1,30)	1,48 (0,00-3,17)	1,80 (1,06-3,01)
FeO	1,95 (1,57-2,53)	2,37 (0,85-3,18)	4,24 (3,31-5,02)	2,43 (2,31-2,55)	3,94 (1,88-6,67)	4,27 (2,92-6,67)
MnO	0,04 (0,03-0,05)	0,05 (0,02-0,08)	0,09 (0,08-0,10)	0,06 (0,06)	0,07 (0,04-0,12)	0,12 (0,05-0,32)
MgO	0,68 (0,50-0,99)	0,98 (0,12-1,63)	1,96 (1,17-2,50)	1,56 (1,43-1,69)	2,11 (1,01-2,94)	2,64 (2,25-2,92)
CaO	2,05 (1,66-2,42)	2,38 (1,38-3,86)	2,20 (1,85-2,75)	2,03 (1,75-2,30)	1,90 (1,50-2,43)	1,86 (1,36-2,25)
Na_2O	4,39 (4,18-4,66)	3,90 (3,37-4,48)	3,47 (3,27-3,65)	3,66 (3,55-3,77)	3,40 (3,01-4,18)	2,96 (2,32-3,32)
K_2O	3,78 (3,44-4,42)	3,53 (2,90-4,06)	3,44 (3,05-3,71)	3,78 (3,62-3,93)	3,70 (3,02-4,09)	3,78 (2,37-4,18)
PPP	0,97 (0,67-1,28)	1,46 (0,43-2,91)	3,01 (2,13-4,85)	1,81 (1,63-1,99)	3,75 (2,27-7,76)	4,31 (3,29-6,35)
P_2O_5	0,15 (0,11-0,20)	0,21 (0,10-0,39)	0,23 (0,17-0,28)	0,27 (0,26-0,27)	0,21 (0,15-0,27)	0,24 (0,19-0,32)
CO_2	0,00	0,44 (0,00-1,61)	0,98 (0,00-1,81)	0,69 (0,00-1,38)	0,74 (0,00-2,23)	0,66 (0,00-2,14)
S	0,02 (0,00-0,06)	0,08 (0,00-0,45)	0,12 (0,11-0,13)	0,00	0,14 (0,07-0,22)	0,04 (0,00-0,08)
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,02 (99,75-100,32)	99,98 (99,00-100,67)	100,01 (99,76-100,32)	99,94 (99,54-100,34)	100,01 (99,54-100,36)	99,98 (99,65-100,40)

В результате, все исследованные образцы характеризуются несколькими особенностями, которые отличают их от нормальных осадочных пород: 1) высокое содержание щелочей (от 5,14% у пелитов до 8,63% у алкалитов); 2) высокое содержание SiO_2 при низком содержании всех остальных компонентов и низких значениях гидролизатного модуля; 3) граувакковый тип псаммитов; 4) не соблюдается закономерность Мигдисова (у пелитовых пород ТМ выше, чем у псаммитов) [5]; 5) исследуемые отложения накапливались при гумидном климате в прибрежно-морских и континентальных условиях и при этом имеют пониженное значение ТМ [5]; 6) во всех пробах преобладает FeO над Fe_2O_3, что не свойственно для нормальных осадочных пород.

Породы данного района предыдущими исследователями были отнесены к нормально-осадочным отложениям [1]. Их вывод базировался на микроскопических исследованиях шлифов, однако опыт последних лет показал, что если псаммитовый туф отличить от песчаника просто, то отличить туффоид, тем более тефроид, очень сложно и без большого практического опыта, почти невозможно.

Таким образом, все эти не свойственные нормально-осадочным отложениям геохимические особенности исследованных образцов позволяют предполагать присутствие в среднеюрско-нижнемеловом разрезе этой части Приверхоянского прогиба щелочных туффоидов и вулканогенно-осадочное происхождение пород.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ №14-05-31298, 13-05-00700, 13-05-0094, гранта Президента РФ МК-2044.2010.5.

Литература:

1. Колпаков В.В., Биджиев Р.А., Белова А.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист Q-51-IX, X. Объяснительная записка. - Москва, 1970. - 83 с.
2. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. Перевод с английского Книппер А.Л., Лисицына Н.А., Розен О.М. Москва: Мир, 1976.
3. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов. В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.

4. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. Москва: Интермет Инжиниринг, 2001. - 288 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука, 2000. - 479с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАНЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (ДОЛИНА Р. КУОЙКА)

Васильева А.Е., Копылова А.Г.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Интерес к базитам р. Куойки (юго-западный борт Оленекского поднятия) обусловлен сочетанием здесь двух разновозрастных групп магматитов основного состава [1]. Более ранняя из них связана с формированием в среднепалеозойское время Оленекского палеорифта. Следующий этап магматизма - становление в пермо-триасовое время Оленекской трапповой синеклизы [2]. В данном сообщении на основе данных многокомпонентного анализа приводится сравнительная характеристика геохимических особенностей фанерозойских магматитов основного состава. В пермо-триасовое время магматическая деятельность на данной территории была связана с внедрением магмы основного состава, сформировавшей протяженную (до 80 км) практически недифференцированную залежь и немногочисленные дайки трапповой формации. Химический состав траппов характеризуется узким диапазоном породообразующих элементов: содержания SiO_2 (мас. %) находятся в пределах 48-50, TiO_2 - 1,1-1,5, K_2O - 0,3-0,5, P_2O_5 - 0,12-0,30, суммарная железистость 11-13, индекс Mg# = 51-56. На классификационной диаграмме SiO_2 – (NaO_2+K_2O) фигуративные точки их составов образуют компактное поле в области распространения базитов нормальной толеит-базальтовой специализации (рис. 1).

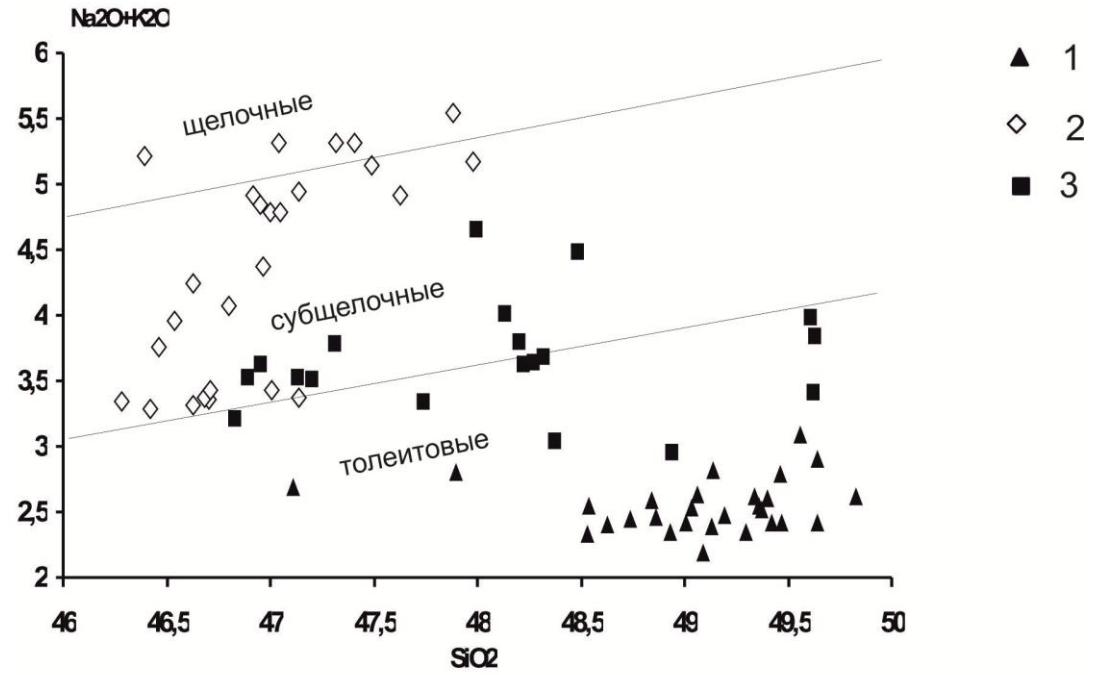


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов фанерозойских базитов долины р. Куойка на классификационной диаграмме. 1 – траппы, среднепалеозойские базиты: 2 – умеренно-Ti , 3 – высоко-Ti.

На мультиэлементных диаграммах тренды распределения несовместимых элементов в траппах показывают однотипное положение и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа E-MORB (рис. 2).

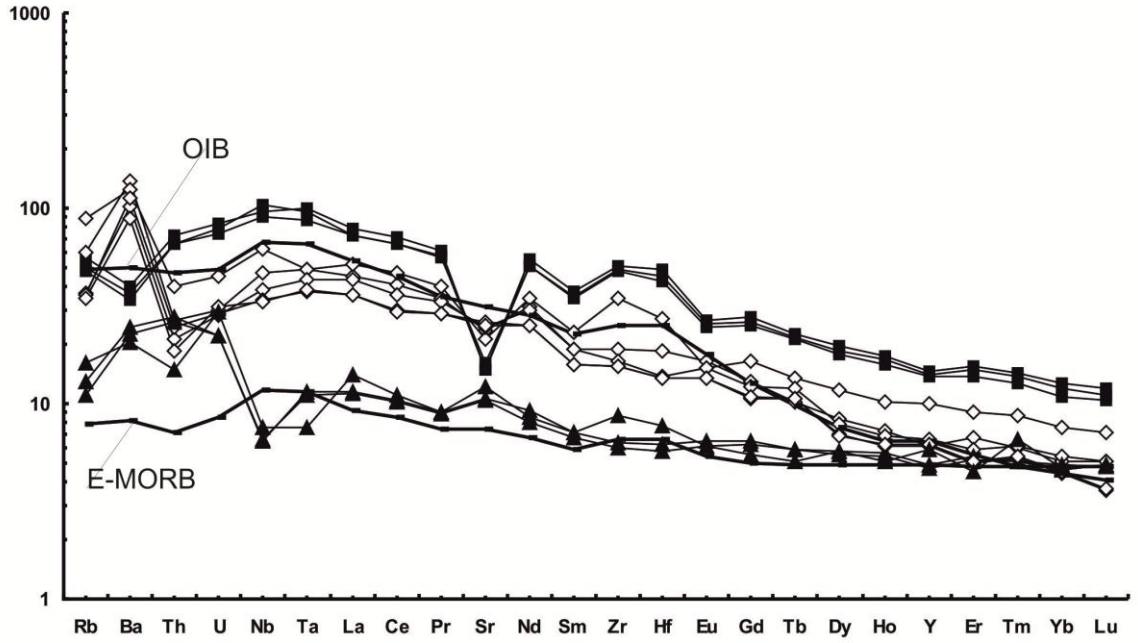


Рис. 2. Распределение нормированных по примитивной мантии [2] редких элементов в фанерозойских базитах долины р. Куойка. Условные обозначения на рис. 1.

Распределение редкоземельных элементов пологое – значение $(La/Yb)_n$, не превышает 2,40, суммарное значение REE (ppm) лежит в пределах 57-60. Геохимические индикаторы корового вклада Nb/Nb*=0,38-0,43, отношение La/Nb>1,2 и обогащение траппов Th, U свидетельствуют о наличии коровой контаминации в породах трапповой формации.

В среднем палеозое (девон) в центриклинальном замыкании Оленекского палеорифта формировалась группа даек северо-западного простирания. На классификационной диаграмме среднепалеозойские магматиты большей своей частью располагаются в поле субщелочных базитов. По химическому составу базиты среднего палеозоя отличаются относительно пород трапповой формации повышенными содержаниями Ti, K, P, при более низких значениях SiO_2, MgO, CaO. По содержанию титана дайки разделяются на умеренно-титанистую (TiO_2 от 2,4 до 3,1 %) и высоко-титанистую (TiO_2 от 3,2 до 5,1 %) группы. Высоко-Ti базиты сформированы в некоторой степени более диференцированным расплавом. Об этом можно судить по низкому значению Mg = 34-39 и более высокому содержанию всех несовместимых элементов.

Еще более значительно разновозрастные базиты различаются по микроэлементному составу. На спайдер-диаграммах девонские базиты выделяются более высокими содержаниями практически всех несовместимых элементов, их значения близки базальтам типа OIB. Характер распределения REE в них отличается заметным фракционированием (La/Yb_n = 6,7- 8,7), суммарное содержание REE (ppm) (150-340) значительно превосходит его значение в траппах. Положительная Ta-Nb аномалия, отношение La/Nb<1,2 свидетельствуют об отсутствии коровой контаминации расплава, ответственного за формирование среднепалеозойских магматитов. В отличие от траппов для них характерен стронциевый минимум, который более существенно проявлен в высоко-Ti базитах, что наряду с пониженным содержанием Al_2O_3 свидетельствует о минимальном участии элемента во фракционировании плагиоклаза. В то же время по содержанию несовместимых элементов (Ni, Cr, Co, Zn, Cu) пермо-триасовые траппы существенно превосходят девонские базиты.

Согласно [4], можно предположить, что мантийный источник для девонских базитов располагается в области устойчивости граната

(отношение Tb/Yb_n= 1,8-2,5), а для пермо-триасовых траппов он занимает менее глубинное положение соответствующее устойчивости шпинели (Tb/Yb_n= 1,2-1,3) Используя другие геохимические характеристики (Sm/Yb_n=3,2-3,8, Lu/Hf=0,058-0,086, Ti/Y=400-600) также получаем, что среднепалеозойские рифтогенные базиты формировались из обогащенного компонентом OIB мантийного источника, контролируемого гранатом, а магматиты трапповой формации (Sm/Yb_n=1,40-1,46, Lu/Hf=0,180-0,205, Ti/Y=330-340) с уровня соответствующего устойчивости шпинели. Именно различие в составе магматических источников для девонских базитов и пермо-триасовых траппов, обусловленное разной геодинамической обстановкой (рифтогенез и трапповая синеклиза) проявилось в специфике геохимических характеристик базитов долины р. Куойка. Существующее различие в вещественном составе умеренно-Ti и высоко-Ti среднепалеозойских базитов, вероятно, можно объяснять более низкой степенью плавления субстрата для последних или еще более глубинными источниками.

Литература:

1. Олейников Б.В., Савинов В.Т. Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленекского и Билиро-Уджинского поднятий (северо-восток Сибирской платформы). //Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. – Якутск. 1980. с. 120-144.

2. Олейников Б.В., Шпунт Б.Р., Томшин М.Д. Геодинамические обстановки проявлений базитового магматизма на Сибирской платформе в неогее // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск. 1989. С. 86-108.

3. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

4. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // J. Geophys. Res., 2002. V.107. № B1. 10.1029/2001JB000209.

РЗЭ В КАРБОНАТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРОГНОЗ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Викентьева О.В.[1], Гамянин Г.Н.[1,2]

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

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

Месторождение Прогноз, крупное серебро-полиметаллическое месторождение на северо-востоке России, локализовано в пределах Сартангского синклинория около сочленения его с Адычанским брахиантиклинорием. Оно приурочено к своду Арангасчанской антиклинали. Ее ядро сложено породами среднего триаса, с которыми в западной части площади по тектоническому шву граничат верхнетриасовые отложения крыла структуры. Породы триаса представлены преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов. Антиклиналь разбита на три блока двумя крупными сдвиговыми нарушениями северо-восточного направления. Магматизм в северном и южном блоках проявился слабо. Основная масса даек сосредоточена в центральном блоке и приурочена к своду антиклинали. Установлены два типа дайковых пород: дорудные диоритовые порфиры (113±1 млн. лет, K-Ar-метод) и внутрирудные субвулканические кварцевые порфиры (81,6±1.3млн. лет, Ar-Ar-метод). По магнитным аномалиям на северном и южном флангах месторождения предполагаются гранитные тела, не выходящие на поверхность. Рудные тела месторождения представлены протяженными (до 5-7 км) преимущественно субширотными минерализованными зонами дробления с изменчивой (0,5-17м) мощностью и приурочены к центральному, опущенному, блоку между невскрытыми выступами гранитоидного массива и сформировались в два этапа. Субширотные структуры вмещают наиболее раннее постдайковое (113 млн.лет) касситерит-сульфидное оруденение с низким содержанием серебра. После внедрения молодых кислых субвулканических даек кварцевых порфиров, вновь активизируется субширотная система разломов с последующим раскрытием нарушений северо-восточного простирания. Основная продуктивная серебряная минерализация серебро-

полиметаллических руд второго этапа наложена на поздние дайки кварцевых порфиров и представлена сидерит-галенит-сфалеритовой, кварц-сульфидно-сульфосольной, кварц-пирит-сфалерит-анкерит-доломитовой и кварц-кальцитовой ассоциациями. Минералами-носителями серебра являются галенит, фрейбергит и серебросодержащие сульфосоли. Минералогические, изотопные и текстурно-структурные особенности оруденения этого этапа свидетельствуют о его формировании из магматического флюида в условиях малых глубин.

Карбонаты на месторождении Прогноз являются главными жильными минералами. По данным парагенетического анализа на месторождении выделяется четыре генерации карбоната.

Наиболее ранний массивный сидерит-I с крупноблочной или гигантозернистой структурой образуется в касситерит-сульфидный этап совместно с пирротином, сфалеритом, марказитом и галенитом. Он отличается максимальной железистостью (для 80% проб f ' = $Fe/(Fe+Mg+Mn)_{(ат.)}$ = 0.9-0.95), минимальным содержанием магния (в основном C_{MgO} =0-1%) и присутствием 2-5% MnO.

Вторая генерация карбоната представлена ритмично-зональным сидеритом-II, который нарастает на щетки кристаллов сидерита-I, цементирует его, наблюдается в нем в виде секущих прожилков. С сидеритом-II постоянно ассоциируют галенит, маложелезистый сфалерит, редко пирит. Обычно сидерит-II располагается в центральных частях поликарбонатных жил, зальбанды которых сложены сидеритом-I. Реже образует самостоятельные прожилки и жилы. Для сидерита-II характерны более широкие вариации железистости (f ' = 0.7-0.95) и более высокие содержаниями MnO (до 10 %) и MgO (до 9 %), чем в сидерите-I.

Карбонат третьей генерации по составу отвечает анкериту-доломиту с железистостью 0.06-0.53, которая снижается по мере кристаллизации. Содержание MnO зависит от железистости анкерита (MnO=5.45f’-0.50; r=0.64), при этом максимальные содержания Mn характерны для наиболее ранних железистых разновидностей. В поздних маложелезистых разновидностях увеличивается содержание кальцитового минерала ($Ca_{(ф.е.)}$=-0.21f’+0.63; r =0.71). Карбонат четвертой генерации сечет и

цементирует все ранние ассоциации. По составу он соответствует кальциту.

Особенности распределения РЗЭ и поведение их в ходе гидротермального процесса рассмотрены в карбонатах всех генераций разных рудных зон (рис. 1). Содержания лантаноидов определялись с помощью ICP-MS (ИГЕМ РАН).

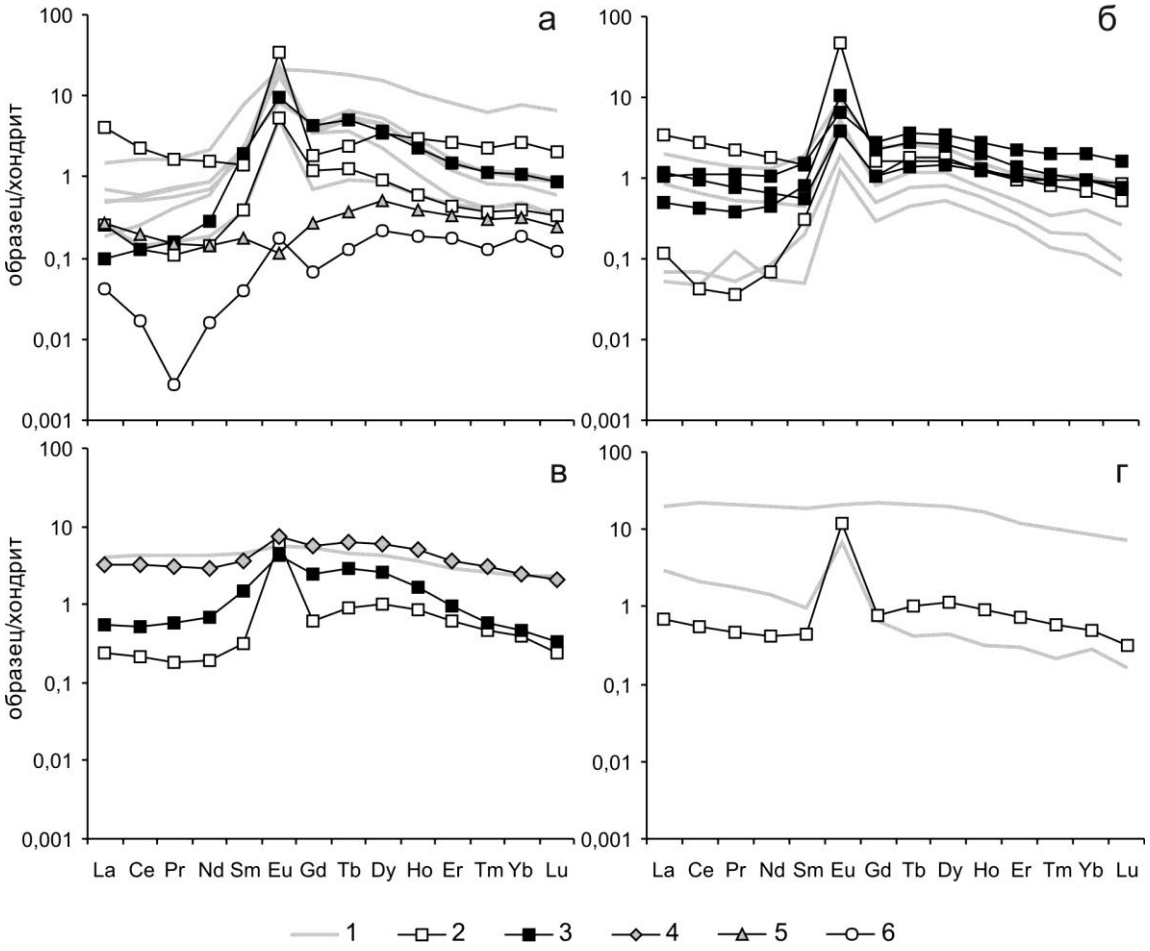


Рис. 1. Распределение РЗЭ в карбонатах месторождения Прогноз. а – сидерит-I, б - сидерит-II, в – анкерит, г – кальцит. Рудные тела: 1 – Главное, 2 – Весеннее, 3 – Болото, 4 – Южное, 5 – Дальнее, 6 – Солнечное.

В раннем *сидерите-I* суммарные содержания варьируют от 0.3 до 26 г/т (80% анализов – 0.3-7.7). Для него характерно обогащение тяжелыми лантаноидами (La/Yb=0.1-1.6, в основном <1), низкие отношения La/Sm (0.1-2.9) и значимая дифференциация среди тяжелых лантаноидов (Gd/Yb=0.4-7.3). Присутствует положительная аномалия европия (Eu/Eu*=1.7-9.7), за исключением р.т. Дальнего (Eu/Eu*=0.6), и

отрицательная аномалия церия (Ce/Ce*=0.2-0.8). Заметны различия в распределении РЗЭ для разных рудных тел и глубин опробования.

Для позднего *сидерита-II* спектры более пологие, менее проявлена дифференциация и среди легких (La/Sm=0.4-2.4), и среди тяжелых (Gd/Yb=1.1-2.7) лантаноидов. Суммарные содержания соответствуют уровню раннего сидерита (0.7-11.7 г/т, в основном 0.7-7.2). Положительная аномалия Eu несколько выше по амплитуде (Eu/Eu*=2.5-13.1), менее выражена аномалия Ce (Ce/Ce*=0.6-1).

Суммарные содержания в *анкерите* неоднородны (2.1-4.4 и 14.7-16.2 г/т) для разных рудных тел. Дифференциация среди легких и тяжелых лантаноидов незначительная (La/Yb=1±0.3). Характерны низкие величины La/Sm<1 (0.4-0.9), Gd/Yb изменяется от 1.6 до 5.2. Проявлена положительная аномалия Eu (1.2-7.3), и незначительная отрицательная Ce (0.6-1). В *кальците* обнаружены максимальные концентрации РЗЭ (3.4-74.5 г/т), напрямую коррелируя с его железистостью, и обогащение легкими лантаноидами (La/Yb=1.4-10.5), при этом дифференциация среди и легких, и тяжелых незначительная (1-3 и 1.6-2.6, соответственно). Присутствует положительная аномалия Eu (1.1-9.4), аномалия Ce не существенна (0.9-1.1).

Карбонаты месторождения Прогноз характеризуются невысокими содержаниями РЗЭ. Отношения La/Yb<1 и La/Sm<1 в сидерите, вероятно, указывают на то, что распределение РЗЭ определяется кристаллографическим контролем [1]. На это же указывают повышенные содержание лантаноидов и La/Yb>1 в кальците. Во всех карбонатах обнаружена положительная аномалия европия, что свидетельствует о низкотемпературных (<200°C) условиях их образования [2]. Увеличение величины La/Yb от ранних генераций к поздним, возможно коррелирует с уменьшением pH гидротермальных растворов. В том же направлении снижается роль механизмов комплексообразования и возрастает – сорбции. Значимая отрицательная аномалия Ce в раннем сидерите свидетельствует об окисленной природе растворов касситерит-сульфидного этапа.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаметальных исследований проекты 12-05-00623а, 12-0598506 р-восток-а.

Литература:

1. Bau, M., Möller, P., 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite,magnesite and siderite.Mineralogy and Petrology 45, 231–246.
2. Castorina F., Masi U. REE and Nd-isotope evidence for the origin of siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) / Ore Geology Reviews, 2008. V.34 P. 337–342.

ПЕРСПЕКТИВЫ НОВОГО ОСВОЕНИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЯКУТИИ

Гаврилов В.Л., Ткач С.М., Федоров В.И.

Институт горного дела Севера им Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Для арктических районов Якутии характерна практически 100% зависимость от завозных топливно-энергетических ресурсов (ТЭР). В условиях непрерывного роста цен на них, удорожания и без того высокой транспортной составляющей, повышения рисков несвоевременного завоза грузов из-за снижения эффективности работы речного флота происходит снижение энергетической безопасности данного обширного региона. При возникновении форс-мажорных обстоятельств, повторяющихся с завидным постоянством, приходится принимать авральные, очень дорогостоящие меры по экстренному решению проблем топливного обеспечения.

В настоящее время одним из основных источников ТЭР является уголь, завозимый в Арктику в количестве до 300 тыс. т в год в основном от местных поставщиков (шахта Джебарики-Хая, разрезы Зырянский, Харбалахский). При довольно успешном историческом опыте ни одно новое из достаточно большого количества угольных месторождений и проявлений региона в настоящее время не разрабатывается, а благие намерения о необходимости такой добычи не выходят за рамки разговоров.

Решение проблемы замещения привозного твердого топлива местными ресурсами на первый взгляд кажется достаточно простым. Но это только кажущаяся простота. Проводимые исследования показывают, что при наличии целого ряда научных, геологических, геотехнологических,

организационных, экономических, информационных предпосылок [2] эффективное в средне- и долгосрочной перспективе освоение угольных месторождений северной части Якутии возможно лишь в случае комплексного решения всех стоящих перед динамической системой «георесурс – потребитель» задач.

К числу важных элементов стратегии и тактики рационального освоения ресурсов твердого топлива региона по аналогии с [1] следует, в числе прочих, отнести: всесторонний анализ сырьевой базы на основе исследования закономерностей распределения её элементов, условий формирования с целью выбора наиболее перспективных объектов; изучение особенностей качества углей месторождений с соответствующей оценкой возможности применения наиболее эффективных технологий переработки и использования твердого топлива; создание специализированных баз данных о георесурсе и добывающих его предприятиях.

Одной из главных задач для динамической системы является достижение объема потребляемого угля. Оценка показывает, что на среднесрочную перспективу, а при существующих тенденциях развития региона и на долгосрочную, говорить о каком-либо значительном увеличении спроса нельзя. Внутренний рынок крайне мал, а внешний из-за действия кратно удорожающих производство факторов с экономической точки зрения не привлекателен. В данной ситуации целесообразно основное внимание обратить на геолого-экономическую оценку месторождений твердого топлива региона, как объектов маломасштабного освоения.

Одним из основных блоков в комплексе задач, требующих первоочередного решения, должен быть геологический. В последние десятилетия процесс получения новой информации об угольных месторождениях резко затормозился. Следствие такой ситуации: недооценка роли и места георесурса; ограниченные возможности проведения работы по рациональному выбору основных проектных и инвестиционных решений.

Проведенный анализ геологической информации по поискам, оценке и разведке сырьевой базы по твердому топливу, полученной различными

организациями за весь период изучения и находящейся, в первую очередь, в фондах ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ» (Якутск), показывает необходимость её актуализации и пополнения. По всем углепроявлениям требуется: дополнительное изучение геолого-структурных особенностей разрабатываемых горных массивов и их пространственной изменчивости; установление уровня варьирования, характера и закономерностей распределения основных количественных и качественных показателей угля в недрах (мощность, зольность общая и без учета породных прослоев, теплота сгорания); выявление различий между условно выделенными технологическими участками, блоками и пластами с целью повышения достоверности представлений о недрах, обусловленной низким уровнем разведанности арктических районов; проведение современной переоценки и новой оценки местного твердого топлива для целей сжигания и переработки современными технологиями с учетом изменения требований к качеству используемого угля; совершенствование законодательной базы в части упрощения порядка использования недр для целей разведки и разработки. Полное или частичное решение обозначенных задач позволит использовать в инвестиционных проектах, предполагаемых к реализации, более рациональные и объективные подходы, в том числе в условиях реализации механизма государственно-частного партнерства.

Одной из главных задач при освоении новых угольных ресурсов является рациональный выбор месторождений и/или их участков, на базе которых будут созданы или усовершенствованы небольшие локальные топливно-энергетические комплексы.

Следующим этапом должна стать переоценка в соответствии с современными требованиями к экономической эффективности стоящих на балансе угольных месторождений и постановка на баланс новых. Например, на основе динамических кондиций, позволяющих учесть постоянный рост затрат, в первую очередь на альтернативное углеводородное топливо в условиях инфляционной экономики. При технико-экономической оценке инвестиционной привлекательности проектов освоения местных топливных ресурсов в качестве дополняющего варианта может быть использован такой методический подход, при котором отдельные месторождения, их участки и создаваемые на их основе

добывающие предприятия, даже территориально удаленные друг от друга, рассматриваются как единое целое. В этих рамках создаются общая инфраструктура (транспортная, энергетическая), системы снабжения и сбыта продукции, подготовки кадров и др., позволяющие снизить общие издержки по системе с повышением качества её функционирования.

В целом уровень прогнозных и промышленных запасов в Зырянском угольном бассейне, Жиганском, Булунском, Оленекском, Анабаро-Хатангском угленосных районах Ленского угольного бассейна оценивается в миллиарды и сотни миллионов тонн соответственно. Для рассматриваемого региона характерно также наличие достаточно больших, но неоцененных запасов торфа и горючих сланцев. В то же время, в реальной работе следует учитывать фактические крайне ограниченные объемы потребления угля в регионе. Следовательно, речь должна идти не о всех огромных запасах, а только о тех из них (первые сотни тысяч тонн по каждому из вовлекаемых в освоение угольных участков), отработка которых возможна с минимальными издержками, рассчитываемыми в целом по системе «георесурс – потребитель», и максимально возможным на её выходе качеством получаемой угольной продукции.

Необходимая для проведения исследований первичная информация о месторождениях аккумулируется в постоянно пополняемой электронной базе данных «Уголь арктической зоны Якутии». Целями её создания являются сбор, обработка, систематизация, хранение, оценка и использование первичных данных различных форматов по основным аспектам разведки, освоения и отработки месторождений.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ-Восток №12-05-98549.

Литература:

1. Мамаев Ю.А. Научные основы стратегии развития горнопромышленного комплекса Дальнего Востока / Ю.А. Мамаев, Ван-Ван-Е А. П. // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. 2007. №10. С.177-181.

2. Ткач С.М. Предпосылки эффективного освоения угольных месторождений центральных и арктических районов Якутии / С.М. Ткач, В.Л. Гаврилов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. №ОВ4. С. 95-102.

О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОСТИ СТРОЕНИЯ ЭЛЬГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛНОТУ И КАЧЕСТВО ИЗВЛЕЧЕНИЯ УГЛЯ

Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.
Институт горного дела Севера СО РАН, г. Якутск

В последние десятилетия процесс получения новой научно-технической информации об угольных месторождениях, в том числе сложных по структуре и неоднородных по качеству, учитывающий возможности использования современных методов исследования, резко затормозился. Как следствие – недооценка роли и места георесурса, недостаточный для современных геотехнологий и методов управления уровень достоверности геологических данных, неиспользования всего спектра потенциальных резервов повышения устойчивости функционирования горнотехнических систем [1].

При оценке качества горючих полезных ископаемых (угли, сланцы) широко применяется такой интегральный показатель как зольность (содержание неорганической массы, выраженное в процентах от исходной массы продукта). Минеральные примеси в угле [3] - неорганическое вещество, которое ассоциировалось с органическим веществом углей во время их накопления и последующего превращения в процессе углефикации, называется материнской зольностью и представляет собой тонкие структурные срастания зерен минералов с мацералами углей, а также тонкодисперсное минеральное вещество в основной массе угля. Такие срастания образуют общую микроструктуру угля, поэтому от материнской зольности практически невозможно избавиться современными физическими методами обогащения. В процессе угленакопления зольность увеличивается за счет засорения породой из пропластков, породами кровли и почвы пласта при добыче угля, а также минералами из трещин в пластах. Угли с такими видами засорения поддаются обогащению с приемлемым технико-экономическим уровнем.

В ИГДС на основе обработки первичной геолого-маркшейдерской информации по Эльгинскому месторождению были получены следующие основные результаты и выводы:

- установлено межскважинное варьирование значений зольности общей и без учета породных прослоев;

- выявлены различия по простиранию между условно выделенными блоками в пределах каждого из основных пластов;

- показано, что при сгущении разведочной сети происходит усложнение границ, мощности и структуры пластов, что требует постоянной корректировки параметров геотехнологий в динамике;

- выявлена изменчивость коэффициента сложноструктурности (отношение суммарной мощности пропластков к общей мощности пласта);

- изучены характер и пространственные закономерности распределения породных прослоев в основных рабочих пластах;

- установлены межпластовые, межскважинные, межблочные различия качественных и количественных показателей, которые необходимо учитывать при планировании и ведении добычных работ.

Обусловленная количеством, размерами, мощностью пластов, изменчивостью структурно-морфологических характеристик, строением зон окисления, статистической и пространственной изменчивостью качественных и количественных параметров сложность строения Эльгинского месторождения оказывает непосредственное влияние на полноту и качество извлечения угля и предполагает целесообразность применения, в числе прочего, горно-геологических информационных систем для всестороннего изучения георесурса.

Одним из возможных резервов повышения полноты и качества добываемого твердого топлива может быть анализ и учёт отдельных составляющих зольности угля. Ранее в ИГДС в рамках рассмотрения угля как объекта обогащения была предложена концептуальная модель минеральной составляющей твердого топлива с выделением четырех групп образований.

Другой возможный подход рассматривается в [2]. Автор представляет зольность угольной массы суммой генетической и техногенной составляющих, выраженных зольностью материнской,

внутрипластовых прослоев и пород, залегающих в кровле и почве пласта. Принимая во внимание, что изменение материнской зольности теоретически возможно при обогащении, но практически неосуществимо промышленно освоенными технологиями, автор пишет, что снижение зольности угольной массы осуществляется применением селекции и снижением засорения угля породами кровли и почвы.

Описанные выше предпосылки (результаты обработки геологической информации по Эльгинскому месторождению) привели к необходимости выделения следующих составляющих (рис. 1), по каждой из которых после дополнительного анализа можно предложить методы по управлению (снижению) для конкретных месторождений, пластов или участков.

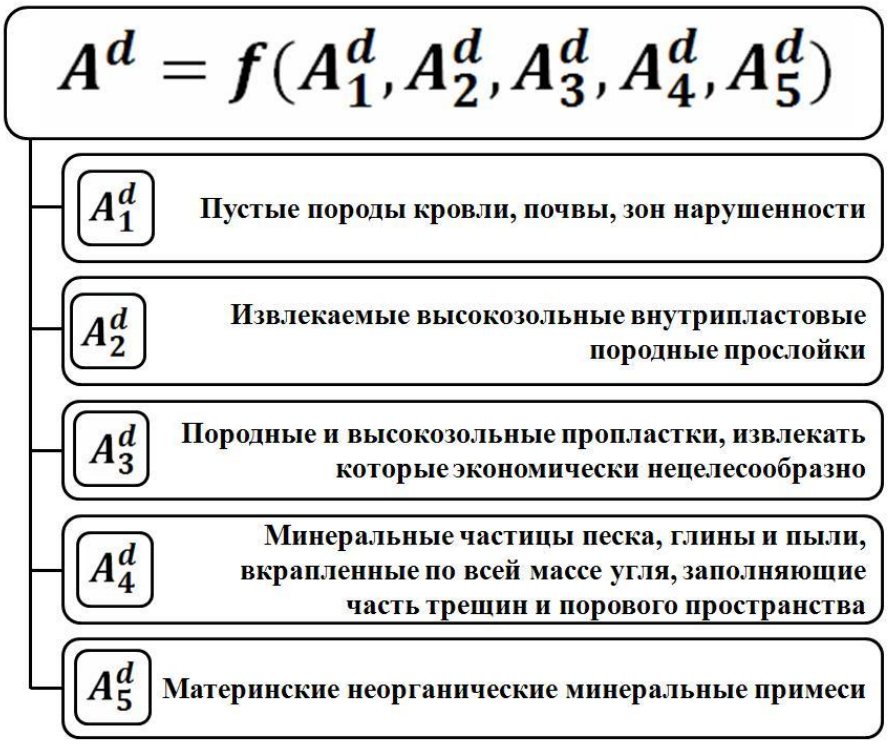


Рис 1. Структура зольности

Частичные результаты исследований по оценке составляющих зольности на примере Эльгинского месторождения и дальнейшие направления приведены в таблице 1.

Предлагаемое методическое выделение структуры зольности, обусловленное полученными выводами о сложности строения Эльгинского месторождения, позволяет выявить резервы повышения полноты и

качества извлечения угля, основанные на рациональном и обоснованном выборе мер по управлению составляющими A^d.

Таблица 1

Возможные средства анализа и меры по управлению составляющими зольности

Составляющая	Средства анализа	Меры по управлению
A^d_1	Картирование зон нарушенности, контактов породы кровли-почвы с угольным массивом пластов с использованием гипсометрии кровли-почвы	Позабойное нормирование, разупрочнение при БВР, оптимизация потерь и разубоживания, использование комбайнов типа КСМ
A^d_2	Построение карт изолиний суммарной мощности пропластков, оценка потенциала снижения на основе расчётов по средней зольности общей и без учета засорения породными прослоями, оценка по коэффициенту сложноструктурности	Селективная выемка породных прослойков по слоям и блокам, использование комбайнов послойного фрезерования, гидравлических экскаваторов, бульдозеров и др.
A^d_3	На основе литературных данных и натурных наблюдений	Формирование отдельных углепотоков для дальнейшего принятия мер по регулированию
A^d_4	На основе литературных данных и петрографических исследований	Сухое обогащение, применение фрезерных экскаваторов, додрабливание, раскрытие зёрен по трещинам и порам
A^d_5	На основе литературных данных	Совершенствование критериев оценки месторождений (определение чистых угольных пачек, геолого-экономическое разубоживание)

Литература:

1. Батугин С.А. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / С.А. Батугин, В.И. Ческидов, В.С. Литвинцев и др. Отв. ред. С.М. Ткач // Новосибирск: Изд-во Гео, 2013. 309 с.

2. Танайно А.С. Основные положения методики обоснования границ разреза по энергетическим критериям // Горн. информ.-аналит. бюл. 2006. № 4. С.368-377.

3. Шестакова О. Е. Петрографический состав, строение и генезис ископаемых углей // Вестник Кузбасского государственного технического университета. 2010. № 1. С. 3-10.

КЫСЫЛТАССКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гамянин Г.Н. [1, 2]

1 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва;

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

В пределах Кыгыл-Тасской структурно-металлогенической зоны развиты преимущественно касситерит-сульфидные серебросодержащие, серебро-полиметаллические и золоторудные месторождения. Близ осевой части антиклинальной структуры располагаются месторождения Аркачан, Кысыл-Тас, Чочимбал, Имтанджа и Кимпече. Месторождения Мангазейское, Эргелях и Эчийское локализуются на восточном крыле данной структуры (рис. 1). Месторождения Мангазейское и Аркачан наиболее разведанные, относятся к промышленно важным и их можно считать эталонными для данной зоны.

На основании имеющегося материала в пределах рудного поля можно выделить пять типов оруденения:

1. Гидротермально-метаморфогенное оруденение, которое связано с площадным рассеянным распространением убогосульфидных жил (мощностью не более 10 см) и прожилков молочно-белого кварца.

2. Золото-висмутовое малосульфидное оруденение локализуется в пределах Эндыбальского и Хобояту-Эчийского массивов гранитоидов и их ближайших экзоконтактов. Оно представлено прожилками и маломощными (до 20см) малосульфидными жилами водяно- и полупрозрачного крупнокристаллического кварца с кобальтоносным (до 2% Co) арсенопиритом, реже герсдорфитом (%: Ni-15-8; Co-2,6; Fe-14,2; As-48,3; Sb-04; S-17,7), вольфрамитом (3% MnO), молибденитом и продуктивным комплексом минералов висмута – сульфидов, сульфовисмутитов и теллуровисмутитов.

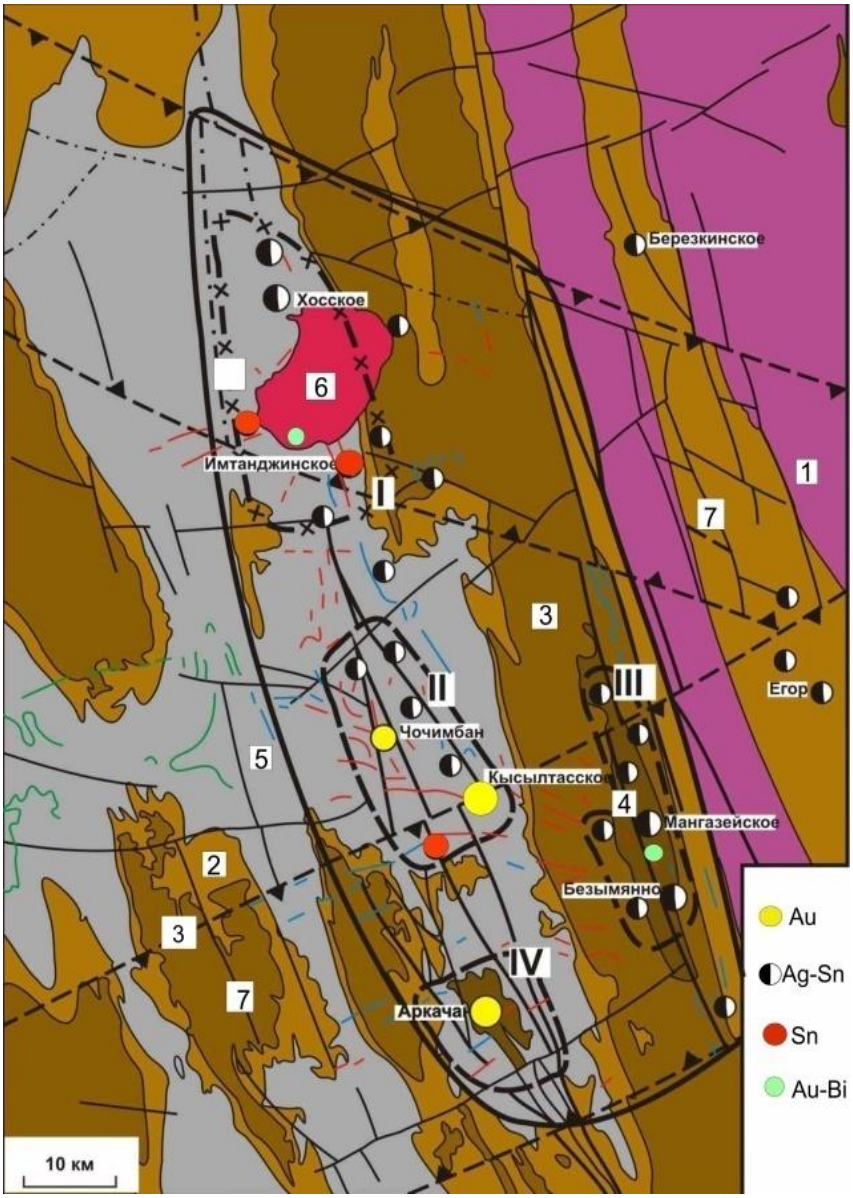


Рис. 1. Карта полезных ископаемых Кысыл-Тасской структурно-металлогенической зоны

1-песчано-сланцевые раннемезозойские отложения; позднепалеозойские отложения: 2 – ранне-позднепермские песчано-глинистые; 3 – раннепермские глинистые; 4– раннепермские конгломерат-песчанистые; 5 – каменноугольные флишоидные; 6-Хобояту-Эчийский массив гранитоидов; 7-разрывные нарушения. Контуры рудных районов: I – Хоботу-Эчийский; II – Нюэктоминский; III – Мангазейский; IV – Аркачанский. Месторождения и рудопроявления: Au – золото-висмут-сидерит-полисульфидные; Ag-Sn – серебро-полиметаллические; Sn – касситерит-сульфидные; Au-Bi – золото-висмутовые.

3. Касситерит-сульфидный сереброносный тип оруденения представлен сидерит-пирротин-леллингит-пирит-арсенопиритовой, халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевой и серебро-сульфоантимонит-

анкеритовой ассоциациями. Пирит, пирротин и леллингит практически стехиометричны, арсенопирит высоко мышьяковистый (As:S – 1,2-1,4), халькопирит содержит до 3% Zn, за счет ультратонкой эмульсионной округлой вкрапленности сфалерита, а изредка и валлериита. Содержание Fe в сфалерите варьирует в широких пределах (6-12%) и нередко его распределение имеет зональный характер. Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите чаще всего тяготеет к краевым зонам, где ее концентрация достигает 50% площади зерна. Галенит содержит постоянную примесь Ag, Sb, Bi в пределах 1-2%. Присутствие первых двух элементов обусловлено преимущественно вкрапленностью пираргирита и миаргирита, а Bi имеет изоморфную природу. Серебро-сульфоантимонитовая ассоциация представлена в основном свинцово-сурьмяными, реже серебро-сурьмяными сульфоантимонитами. Наибольшим распространением пользуется малосеребристая (до 5% Ag) блеклая руда, бурнонит и буланжерит. Последний чаще ассоциируется с пираргиритом и миаргиритом.

4. Серебро-полиметаллический тип оруденения наиболее распространенный. Он представлен Мангазейским и Хосским месторождениями и многочисленными рудопроявлениями. В этом типе месторождений устойчива последовательная смена ассоциаций, отражающая направленность процесса минералобразования: метасоматическая кварц-карбонат-пирит-I-арсенопиритовая-I → сидерит-I-пирит-II-арсенопитовой-II жильная, иногда ритмичная, → сидерит-II-сфалерит-I-галенитовая-I, обычно ритмичная, → кварц-анкерит-I-полисульфидно-сульфосольная, → сфалерит-III–сульфоантимонит-свинцово- анкеритовая-II.

Интенсивность проявления этих ассоциаций в разных рудопроявлениях и в разных рудных телах месторождений неодинакова. Важно подчеркнуть, что на примере аналогичного крупного и разведанного на глубину месторождения Прогноз [1] установлена индикаторность наиболее поздней ассоциации, отражающей наиболее верхние уровни оруденения. Отмечается изменчивость морфологии и типоморфных свойств однотипных минералов ассоциаций. В частности, тонкоигольчатый арсенопирит из метасоматической ассоциации сменяется

короткопризматическими и ромбовидными формами в жильных ассоциациях. В этом же направлении понижается их As/S отношение, возрастает набор примесных элементов и возрастание в них содержаний элементов свойственных полиметаллической (Cu, Zn, Sn, Pb) и сульфосольной (Sb, Ag) ассоциациям. Характерно присутствие в позднем арсенопирите существенной примеси (до 3%) сурьмы. От ранних сидеритов к поздним возрастает содержание Mn и понижается Fe. Микрозернистый кварц в поздних ассоциациях сменяется полупрозрачным или хрусталевидным, образующим в пустотках мелкие щетки кристаллов.

5. Выявленное и разведанное в данной зоне крупное золотое месторождение по данным различных исследователей отнесено к золото-сульфидному типу. Нами обосновано выделение нового генетического типа золото-висмут-сидерит-полисульфидного [2], являющегося производным оловорудных магматических систем. Подчеркивается типоморфизм широко распространенного в месторождении сидерита, которого нет ни в одном золоторудном месторождении Верхояно-Колымской золотоносной провинции, и геохимическая общность минералов руд с золото-висмутовыми месторождениями оловорудных узлов и с сереброносными касситерит-сульфидными месторождениями поперечных рядов. Рудные тела месторождения представлены штокверковыми зонами, насыщенными (до 10-20%) ветвящимися прожилками преобладающей мощностью 3±2см. Месторождение сформировано в течение одной стадии минерализации с последовательным отложением минералов: кварца, пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, сидерита, комплекса висмутовых минералов и поздних карбонатов (анкерит, кальцит). Границы начала и конца кристаллизации смежных минералов перекрываются. Золото в незначительном количестве присутствует в тонкодисперсном состоянии в пирите и, в основном, в арсенопирите, но основная его масса отлагается в виде свободного золота тонкого класса в тесной пространственно-временной ассоциации с халькопиритом и висмутовыми минералами. Кристаллизация идет, преимущественно, в открытых полостях, что свидетельствует об опережающем раскрытии трещин по отношению к скорости минералообразования. Этим обусловлено преобладание крупнокристаллических и друзовидных агрегатов. Устанавливается

минералогическая и скрытая зональность. Первая связана с увеличением с глубиной кварцевой составляющей и возрастании роли арсенопирита. Скрытая зональность фиксируется закономерной направленностью увеличения или уменьшения концентраций элементов в минералах руд. Незначительные вариации изменчивости типоморфных свойств минералов (состав, элементы-примеси, изотопный состав) и малый температурный градиент свидетельствуют о кристаллизации минералов в относительно глубинных условиях (>1,5км) и стабильных физико-химических условиях, что указывает на благоприятные предпосылки для большого вертикального диапазона оруденения. В Кысыл-Тасской зоне имеется одноименное рудопроявление с аналогичными минеральными ассоциациями в приконтактовой роговиковой зоне, а в Чочимбальском рудном поле выявлен ряд точек с аналогичной Аркачану минерализацией, золотоносность которых варьирует в пределах 2-10 г/т.

Изложенные выше данные свидетельствуют, что все выделенные генетические типы месторождений, кроме гидротермально метаморфогенного, являются производными зарождения и функционирования оловорудных РМС. Образование того или иного генетического типа месторождений обусловлено уровнем становления, дифференциации и эволюции магматических очагов и молодых геодинамических процессов, затрагивающих Западно-Верхоянский регион.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ – 12-05-623а и 12-05-98506 а- восток.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз: минералого-геохимические особенности и генезис. Геология рудных месторождений. 1998. Т.40. № 5. С.440-458.

2. Гамянин Г.Н., Боровиков.А.А. Новый висмут-сидерит-полисульфидный тип золотого оруденения Восточной Якутии. Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, экономика, экология. Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 2004. С. 47-49.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЯСКИТОВОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гамянин Г.Н.[1, 2] , Аникина Е.Ю. [1]

1 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва;

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

Олово-вольфрамовое месторождение Аляскитовое – один из интереснейших в минералогическом и генетическом отношении объектов восточной Якутии, в литературе практически не описано. Месторождение Аляскитовое расположено в среднем течении одноименного ручья на левобережье рч. Эльга (басс. р. Индигирки). Положение его в общей структуре Верхояно-Колымской складчатой области определяется приуроченностью к границе Кулар-Нерского турбидитового террейна и Верхоянского складчато-надвигового пояса, разделенных зоной Адыча-Тарынского регионального разлома. В геологическом отношении оно приурочено к Тарыно-Эльгинской зоне складчато-глыбовых структур, которая специализирована преимущественно на золотое и золото-сурьмяное оруденение. Месторождение Аляскитовое локализуется в субширотной олово-вольфрамовой металлогенической зоне, примыкающей к Адыча-Тарынской зоне разлома под острым углом.

Район месторождения сложен песчано-сланцевыми отложениями норийского яруса верхнего триаса, которые прорваны штоком среднезернистых двуслюдяных порфировидных гранитов и гранит-порфиров Шток Аляскитовый относится к формации молодых (98 млн.лет. Rb-Sr) литий-фтористых гранитов [1]. Присутствие в гранитах повышенных содержаний P_2O_5 – (0,22-0,56%) и F (0,12-0,21%) по данным химического анализа, Sr (9224-688г/т), Li (47-252г/т) и Rb (61-194г/т) по данным ICP MS подтверждают его принадлежность к литий-фтористым разностям. Шток и вмещающие роговики рассечены серией крутопадающих кварцевых жил преимущественно субмеридионального простирания (L – до 700м, M – 0,4-0,6м). Жилы сопровождаются околорудными метасоматитами. В гранитоидах это довольно интенсивная

околожильная (до 3м) грейзенизация, в роговиках – турмалинизация (0,5 м). Минеральный состав рудных тел весьма разнообразен. Наряду с кварцем в жилах и околожильных породах широко развиты мусковит, турмалин, апатит, флюорит, арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, станнин, вольфрамит, касситерит, триплит, комплекс серебро-висмутовых, серебро-свинцово-сурьмяно-висмутовых и серебро-сурьмяных сульфосолей.

В рудах и околорудных метасоматитаxx выделяется ряд парагенетических ассоциаций. Площадные метасоматиты связаны с грейзенизацией пород штока и представлены молибденит–апатит-I–турмалин-I–кварц–мусковитовой ассоциацией. Вблизи грейзенов развита более поздняя турмалин-II–апатит-II–флюорит–арсенопирит–гидрослюдистая ассоциация. Одни и те же минералы в каждой ассоциации различаются по морфологии и составу.

В рудных телах намечается следующий последовательный ряд ассоциаций: касситерит–вольфрамит–турмалин–арсенопирит–кварцевая, пирротин–станнин–сфалерит–пиритовая, молибденит–матильдит–арамайоит–галенит–(Bi-андорит)Sb-густовитовая, гюбнерит–серебросульфоантимонит–кальцит–кварцевая. Основу рудных тел на 80-90% составляет касситерит–вольфрамит–турмалин–арсенопирит–кварцевая ассоциация. Преобладающая роль в ней принадлежит кварцу (90%). Последний представлен полупрозрачными крупнозернистыми (5-10 мм) аллотриаморфнозернистыми агрегатами. Спецификой этой ассоциации на месторождении является наличие в участках раздувов кварцевых жил крупных полостей с друзами дымчатого (до мориона) или хрусталевидного кварца. Размер отдельных кристаллов достигает в длину 20 см. Головки кристаллов светлые и зональные. Весьма интересна в минералого-генетическом отношении матильдит–арамайоит–галенит– (Bi-андорит)Sb-густавитовая ассоциация. Эта ассоциация не имеет широкого распространения в рудах. Она характеризуется структурами субграфических срастаний минералов и их весьма изменчивым составом. Наиболее поздней является гюбнерит–серебросульфоантимонит–кальцит–кварцевая ассоциация. Она нередко формирует самостоятельные прожилки,

секущие все ранние ассоциации. Основу ассоциации составляют кальцит (50%) и микрозернистый кварц (40%). СКС его 44-48%, что свойственно кварцу эпитермального генезиса.

Были изучены флюидные включения в кварце грейзена и рудных жил. В кварце грезенов первичные включения имеют изометричную форму и часто содержат трудно растворимую фазу в виде мелкой сыпи на стенках вакуолей или тонких гексагональных пластинок. Температура гомогенезаций этих включений – 460-480°С. Включения содержат слабо концентрированные растворы (4,9-3,3 мас.% экв. NaCl), газовая фаза включений представлена CO_2 (29,6-78,2 мол.%), N_2 (0-25,2 мол.%), CH_4 (11,1-21,8 мол.%). Первичные флюидные включения в кварце рудных жил содержат жидкую фазу с концентрацией 9,2-3,3 мас.% экв. NaCl и гомогенизируются при температуре 290-380°С. В газовой фазе включений содержится CO_2 (53,1-97,4 мол.%), N_2 (0-35,7 мол.%), CH_4 (2,6-11,2 мол.%). В индивидуальных кристаллах позднего кварца содержатся первичные одно-, друхфазные включения. Двухфазные включения гомогенизируются от 180 до 150°С. Во включениях установлены растворы с концентрацией 4,9-3,3 мас.% экв NaCl и преобладанием в составе $CaCl_2$ и KCl (Тэвт. -51÷ -49°С). Газовая фаза включений содержит CO_2 (0-93,0 мол.%), N_2 (0-79.6 мол.%), CH_4 (7,0-20,4 мол.%).

Для флюидных включений в кварце общим является превалирующая роль бикарбонатной составляющей флюида при изменчивой доли хлор-иона и соотношением $HCO3^-$: Cl^- от 1,5 до 100. При высоких содержаниях карбонат-иона среди катионов преобладает Ca. Микрокомпонентный состав флюидных включений характеризуется набором практически всех главных рудообразующих компонентов – Sn, W, Mo, Sb, As, Zn, Cu, Pb. Они присутствуют во включениях из кварца лейкогранитов, грейзена, и жильного кварца. Концентрационные ряды микроэлементов (мг/кг H_2O) флюидных включений в различных кварцах выглядят следующим образом:

– Из вкрапленников мелкозернистого порфировидного гранита: Sb (40272); Tl (17128); As (8406); B (2096); Br (982); Fe (943); Mn (136); Sr (120); Rb (51); Li (42); Bi (18); Cu (17); Pb (7); Ag (1,6); Sn (1,5); W (0,6)

– Из полупрозрачного крупнозернистого рудных жил: Sb (245219); B (24274); As (3855); Fe (1346); Sr (713); Zn (533); Li (155); Cu (116); Mo (37); W (17); Pb (13,6); Sn (1,5); Bi (0,4); Ag (0,2)

– Из микрозернистого с сульфосолями: Pb (22284); Sb (18796); As (3349); Zn (2711); Bi (1138); Br(1113); Mn (389); B (348); W (85); Ni (81); Ag (44); Sn (8).

Был проанализирован изотопный состав серы сульфидов и сульфосолей. Значения $\delta^{34}S$, измеренные в арсенопирите попадают в интервал от -3,0 до -5,6‰, в пирите и молибдените – от -4,1 до -5,7‰, в сульфосолях – от -7,5 до -9,1‰. В целом, можно отметить небольшие вариации и смещение в сторону отрицательных величин значений $\delta^{34}S$. Причиной этого может быть многократное фракционирование изотопов серы между уже отложившимися минералами и минералообразующим флюидом при длительном функционировании гидротермальной ячейки и изначальное высокое соотношение H_2S/SO_4 в рудообразующем растворе магматического происхождения.

Анализ изотопного состава кислорода кварца показал некоторое увеличение значений $\delta^{18}O$ от кварца гранитов (+13,4‰) к кварцу жильного выполнения (+14,1…+16,3‰). При изучении крупных кристаллов кварца (l - 8см) была отмечена тенденция увеличения значений $\delta^{18}O$ от основания (+13,6‰) к головке (+18,0‰). При температурах, оцененных по результатам изучения флюидных включений, вода флюида равновесного с жильным кварцем будет изменяться от +6,0 до +11,3‰, что соответствует воде магматического происхождения. Поздний микрозернистый кварц имеет более легкий состав изотопа кислорода (+3…+4,5‰). С большой долей уверенности можно говорить о вкладе метеорных вод на последних стадиях формирования месторождения.

В основе модели формирования лежит тесная генетическая связь олово-вольфрамового месторождения Аляскитовое с молодым магматизмом литиево-фтористого типа, геохимически специализированного на ряд характерных для этого типа элементов: Sr, B, P, F, Li, Rb,Tl и др. Кристаллизация массива завершается при температуре 600-650°C (рис. 1).

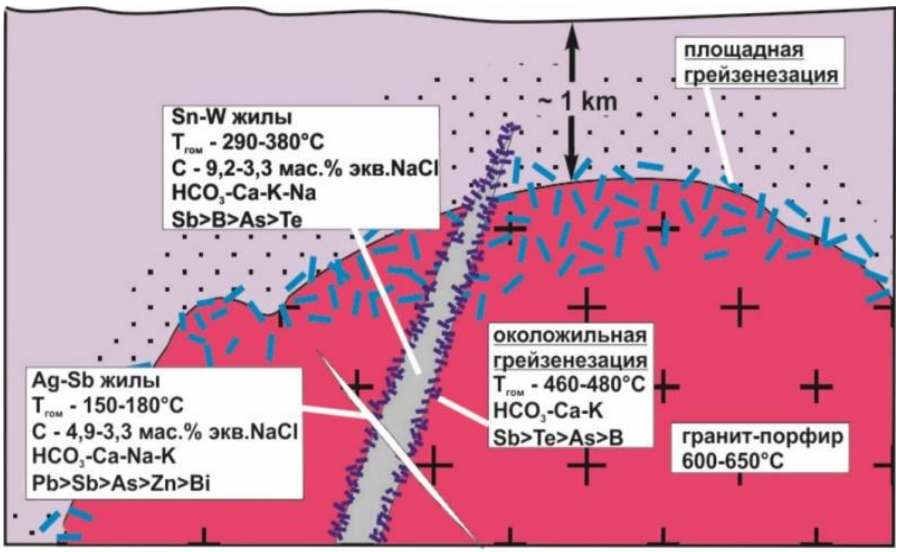


Рис. 1. Модель формирования олово-вольфрамового месторождения Аляскитовое.

Оруденение формируется на малоглубинном уровне (~ 1км) из газово насыщенного флюида, источником которого являются более глубокие уровни магматической камеры. Под роговиковой покрышкой при воздействии данного флюида происходит интенсивная площадная грейзенизация с формированием кварц–апатит–мусковитовой ассоциации. При дальнейшем остывании массива, интенсивного трещинообразования и конденсации флюида формируются Sn-W рудные тела (Т-290-380°С), сопровождающиеся околожильный грейзенизацией (Т-469-480°С). Геохимическая специализация рудоносного флюида (см. выше в тексте) практически одинакова на всех стадиях рудообразующего процесса, отличающаясь лишь преобладающей ролью того или иного компонента. Следует отметить, что формирование ассоциаций с поздним кварцем, хоть и происходит при более низких температур (Т-150-180°С), но геохимическая специализация ее аналогична первым двум. Главными (>1000 мг/кг H_2O) минералообразующими компонентами во флюиде различных типов являются Sb и As.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ – 12-05-623а и 12-05-98506 а- восток.

Литература:

1. Недосекин Ю.Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР. М. Наука. 1988.121 с.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

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

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Физические и минералого-геохимические неоднородности земной коры весьма консервативны. Медленно теряя контрастность, они способны сохраняться в течение сотен миллионов лет после завершения тектогенеза. Вследствие этого динамика и тип взаимодействия крупных блоков надолго фиксируются в породном веществе литосферы. Это позволяет использовать результаты современных глубинных геофизических исследований земной коры при воссоздании истории формирования древних областей наряду с традиционными данными о составе и возрасте магматических пород.

Специализированная обработка и интерпретация сейсмических данных опорного профиля 3-ДВ (рис. 1), выполненная в программном комплексе «StreamSDS» [1], позволила обнаружить архей-протерозойские ядра консолидации в земной коре Алданского щита и скрытом венд-кембрийскими осадками фундаменте Среднеленской моноклизы, предположить их геометрию и геодинамическую эволюцию.

Материалы сейсмических исследований земной коры отраженными волнами были трансформированы в программном комплексе «StreamSDS» в частотно-энергетические разрезы следующих динамических признаков: суммарной энергии отраженных волн в локальном окне, основной частоты волновых пакетов, высокочастотной энергии волн в интервале высоких частот. Частотно-энергетические характеристики сейсмического волнового поля непосредственно связаны с физическим состоянием вещества земной коры.

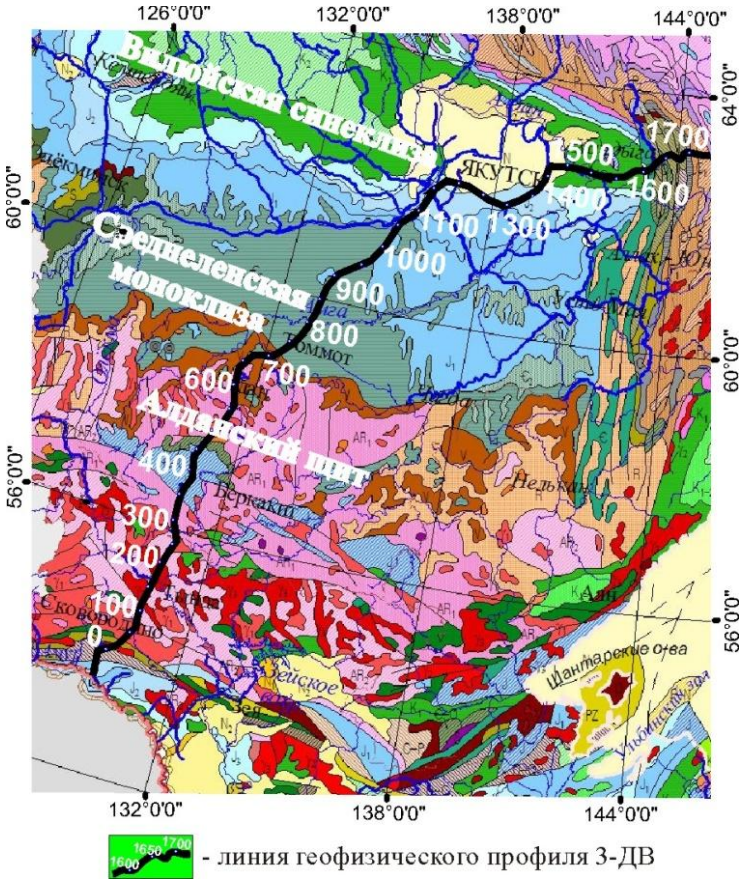


Рис. 1. Расположение профиля 3-ДВ на геологической карте

Суммарная энергия отражает распределение акустической жесткости (звучности) среды в масштабе локального окна сканирования сейсмического разреза. Основная частота интерференционного волнового пакета меняется в зависимости от масштаба геологических неоднородностей. Энергия высоких частот является показателем поглощающих свойств среды. Наибольшая наглядность частотно-энергетических изображений достигается подбором оптимальных способов визуализации и палитр для проявления геологических структур и особенностей их физических свойств в земной коре (рис. 2).

Полученные частотно-энергетические разрезы земной коры Алданского щита были сопоставлены в географических координатах с известными палеотектоническими построениями для данной территории.

Варианты реконструкции строения Северо-Азиатского кратона были выполнены Парфеновым, Розеном, Nokleberg и другими [2, 3, 4]. С учетом этих построений и имеющихся изотопных данных А.П. Смеловым в 2003 г. были составлены подробные палеотектонические схемы истории

формирования Северо-Азиатского кратона в архейско-протерозойский период [5]. В течение последнего десятилетия эти схемы получили новые подтверждения [6] и были положены нами в основу геодинамической интерпретации сейсмических данных по профилю 3-ДВ.

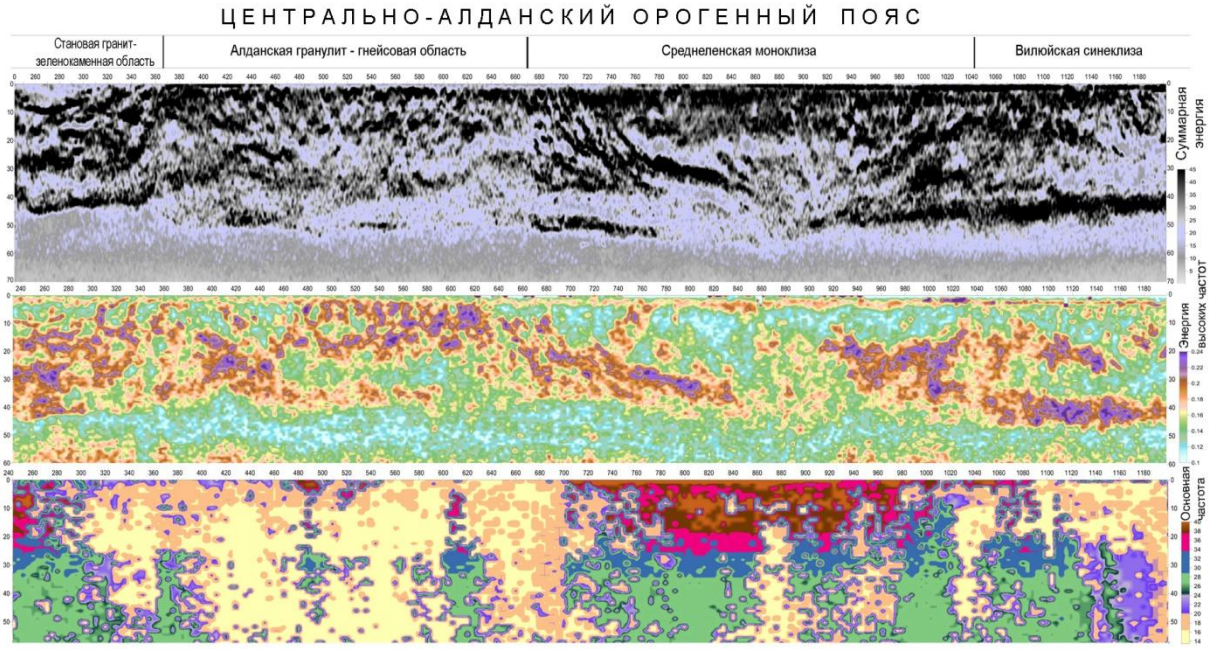


Рис. 2. Частотно-энергетические характеристики сейсмического волнового поля земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса

Современный фундамент Северо-Азиатского кратона представляет собой единую структуру. Однако в архее (> 2500 млн лет), согласно палеотектоническим построениям Смелова, на этой территории вдоль профиля 3-ДВ располагались первичные гранит-зеленокаменные террейны, разделенные океанической корой: Алданский и Батомгский (рис. 3, А).

Позднее, в палеопротерозое (2500-2000 млн лет), как полагает Смелов, происходило сближение террейнов. На западном берегу разделявшего их океанического бассейна им реконструируется обстановка активной субдукции коры с образованием аккреционного клина и ростом Алданского террейна за счет действия надсубдукционного вулканизма (рис. 3, А, Б). При этом на восточном берегу океана, на склоне и шельфе погруженной части Батомгского террейна существовала обстановка пассивной континентальной окраины. В период 2000-1900 млн лет Смелов предполагал окончательное закрытие архейского океана. Причленение друг

к другу Алданского и Батомгского террейнов сопровождалось гранулито-гнейсовым метаморфизмом в земной коре, результатом которого явился Центрально-Алданский орогенный пояс (рис. 3, В).

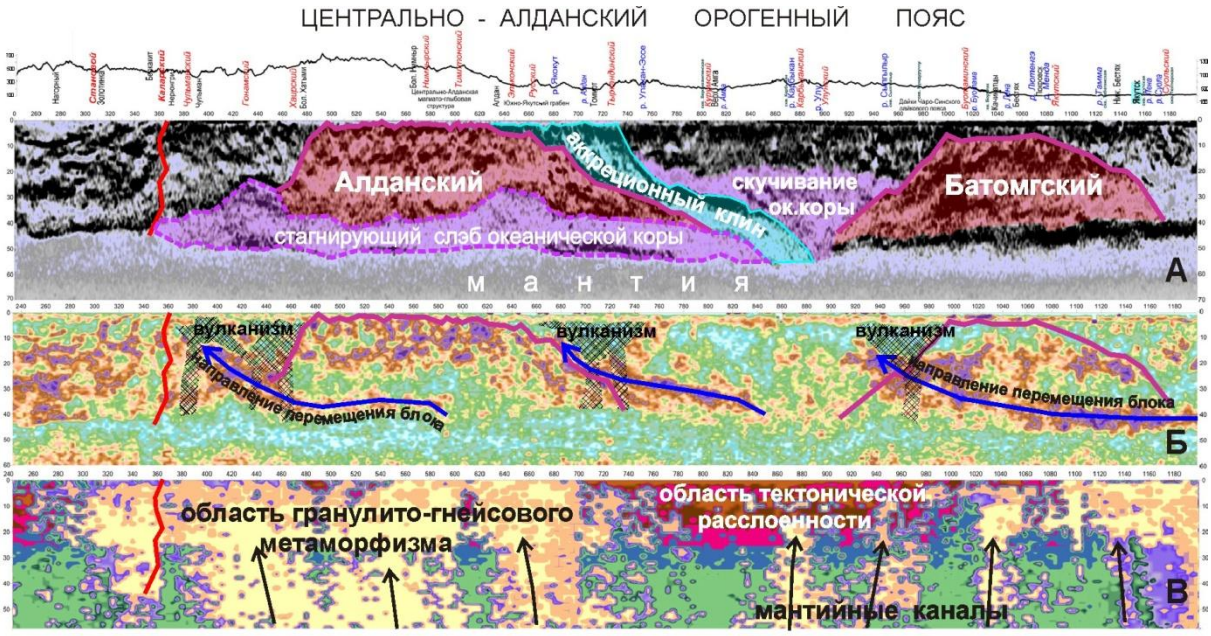


Рис. 3. Геодинамика Центрально-Алданского орогенного пояса

Частотно-энергетические изображения современной земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса дали возможность увидеть овеществленные следы архейско-протерозойской геодинамической истории региона, предложенной А.П. Смеловым. Найдены образы первичных ядер консолидации коры, направлений их перемещения, наращивания общей мощности коры Алданского щита за счет подвига и причленения снизу океанической коры, каналов с повышенной проницаемостью коры для подъема мантийных масс.

Литература:

1. Гошко Е.Ю., Марков В.М., Стражникова И.Н. и др. Патент на изобретение № 23234205 «Способ обработки сейсмических данных» – Госуд. Реестр изобретений РФ, 10.05.2008.

2. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.

3. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции. – Геотектоника, 2003. № 3. с. 3 – 21.
4. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Scotese C.R., Schoil D.W., Fujita K. Phaiverozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. "U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
5. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии. - Тихоокеанская геология, 2003, том 22, №6, с. 42-54.
6. Смелов, А. П., Кравченко, А. А., Березкин, В. И., Добрецов, В. Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // Отечественная геология. - 2007. - N 5. - С. 53-61.

ИННОВАЦИОННЫЕ ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПОРОДОРАЗРУШАЮЩИХ ИНСТРУМЕНТОВ ДЛЯ КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ В ОСЛОЖНЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Григорьев Б.В., Скрябин Р.М.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Как показывает практика, проходка на коронку и расход алмазов на 1 м бурения с продувкой серийными типами алмазных коронок, предназначенных для бурения с промывкой, уступают соответствующим показателям бурения этими коронками при промывке, поэтому алмазное бурение серийными коронками с продувкой сжатым воздухом в породах высоких категорий пока не эффективно и требует создания специализированного алмазного бурового инструмента для бурения с продувкой сжатым воздухом. Так по данным «Арктической экспедиции» АК «АЛРОСА» у твердосплавных буровых коронок используемых в бурении разведочных скважин в породах VII-VIII категории по буримости

ресурс составляет - 11 м с механической скоростью от 0.6-1.1 м/час. При бурении алмазными коронками в горных породах VIII категории и выше по буримости средний ресурс на коронку составляет 2.0-2.6 м, а механическая скорость бурения – 1.6 м/час.

Неоднородность условий изнашивания на породоразрушающей поверхности обусловлена несколькими группами причинных факторов:

- технических: неравномерное распределение температуры, нормальных и тангенциальных напряжений по резцу; различия в линейных скоростях перемещения участков режущей поверхности коронок; различия в величинах пути перемещения (трения) и объема разрушаемой на забое породы;

- эксплуатационных: изменение кинематики движения коронок; уровня нормальных и касательных напряжений, зависящих от величины отношения осевой нагрузки к угловой частоте вращения коронки; колебательные процессы в призабойной зоне, в буровом снаряде, в том числе и в колонне бурильных труб; нарушение технологии бурения и т.п.;

- геологических и физико-механических: неоднородности структур и текстур буримых горных пород забоя скважины; их трещиноватость; перемежаемость по твердости; различия по теплофизическим характеристикам и т.п. [2].

Наиболее перспективным в совершенствовании разведочного бурения в условиях криолитозоны является применение в качестве очистного агента сжатого воздуха. Сжатый воздух, в отличие от воды и глинистых растворов, не замерзает, поэтому полностью устраняются осложнения, связанные с замерзанием и потерей промывочной жидкости в скважине. При одной и той же начальной температуре воздух несет в 60–100 раз меньше тепла, чем промывочная жидкость.

Температурные напряжения в алмазах имеют место на их поверхностях, в зоне соприкосновения с очистным агентом (рис. 1., табл. 1.) [1]:

$$\sigma_T = E\beta(t_a - t_0)(1-\mu)^{-1}\left(\theta_{\text{ср}} - \theta_{\text{П}}\right)10^{-6}$$

где E - модуль упругости первого рода (модуль Юнга), МПа;

μ - коэффициент Пуассона (для алмазов μ=0,3);

$\theta_{ср}$ - средняя по объему алмаза «безразмерная» температура (средний температурный критерий); $\theta_{П}$ - температурный критерий для поверхности алмаза.

Таблица 1

Температурные критерии $\theta_{П}$ и $\theta_{ср}$ для алмазов различной зернистости

Зернистость алмазов, шт/кар	$R \cdot 10^3$, м	B	T	B^2T	$\theta_{П}$	$\theta_{ср}$
20-30	0,816	0,138	3,39	0,065	0,75	0,60
30-40	0,730	0,124	4,20	0,065	0,77	0,64
40-60	0,648	0,110	5,31	0,065	0,80	0,68
60-90	0,566	0,097	6,94	0,065	0,83	0,72
120-150	0,466	0,080	10,22	0,065	0,86	0,78
150-400	0,067	0,063	16,48	0,065	0,92	0,87

В общем виде температурный критерий для алмазного зерна

$$\theta = (t - t_0)(t_a - t_0)^{-1}$$

где t - текущая абсолютная температура в объеме алмаза, зависящая от времени прогрева и значения текущего радиуса, °С.

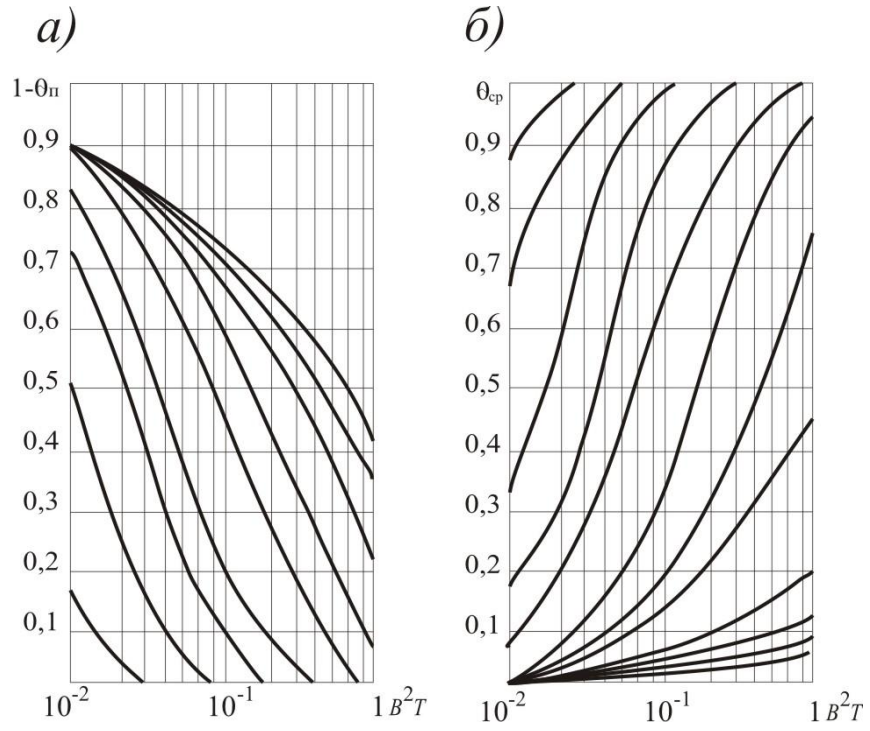


Рис. 1. Номограммы для определения величин температурных критериев: а - на поверхности алмазов $\theta_{П}$; б - среднего по объему $\theta_{ср}$

Из табл. 2 следует, что для крупных алмазов зернистостью 20-90 шт./кар разрушающие напряжения возникают при нагреве от 300 до 600 °С, соответственно, тогда как более мелкие алмазы (120-400 шт./кар) выдерживают нагрев до 700-1000 °С без нарушения целостности. Однако при таком нагреве алмаз все же теряет в прочности, что становится причиной появления зашлифований (пластических деформаций) рабочих граней.

Таблица 2

Температурные напряжения на поверхности буровых алмазов различной зернистости от степени их нагрева (температура очистного агента t_0=10 °С)

Зернистость алмазов, шт./кар	σ_{BC}, МПа	$[\sigma]_C$, МПа	Температурное напряжение (МПа) при температурах нагрева алмазов (◦С)						
			200	300	400	600	800	1000	1200
20-30	900	225	$\frac{84}{216}$	$\frac{190}{211}$	$\frac{339}{205}$	$\frac{541}{187}$	$\frac{762}{160}$	$\frac{1022}{135}$	$\frac{1308}{49}$
30-40	1400	350	$\frac{73}{336}$	$\frac{165}{328}$	$\frac{294}{319}$	$\frac{469}{291}$	$\frac{660}{249}$	$\frac{886}{210}$	$\frac{1134}{76}$
40-60	2200	500	$\frac{67}{480}$	$\frac{152}{468}$	$\frac{271}{456}$	$\frac{433}{426}$	$\frac{610}{356}$	$\frac{818}{300}$	$\frac{1046}{108}$
60-90	2700	675	$\frac{62}{648}$	$\frac{139}{632}$	$\frac{249}{616}$	$\frac{397}{562}$	$\frac{559}{481}$	$\frac{749}{405}$	$\frac{959}{146}$
120-150	3100	775	$\frac{45}{744}$	$\frac{107}{725}$	$\frac{181}{707}$	$\frac{288}{645}$	$\frac{406}{552}$	$\frac{545}{465}$	$\frac{698}{167}$
150-400	3500	875	$\frac{28}{840}$	$\frac{67}{819}$	$\frac{113}{798}$	$\frac{180}{728}$	$\frac{254}{625}$	$\frac{341}{525}$	$\frac{436}{189}$

Предлагаемое техническое решение направлено на повышение стойкости буровых коронок и снижение энергоемкости разрушения при бурении с продувкой сжатым воздухом за счет более интенсивного охлаждения торца буровой коронки, защиты их от окисления и снижения коэффициента трения о горную породу.

Для бурения в твердых и крепких горных породах предлагается специальная алмазная коронка (рис. 2), отличающаяся особым выполнением секторов матрицы — плавно возрастающей шириной и убывающей высотой в направлении, обратном направлению вращения коронки на забое скважины. Такое исполнение коронки обеспечивает

уменьшение контактной поверхности на 20% по сравнению с серийной коронкой типа К-09.

В процессе разрушения забоя постепенно внедряются и остальные части секторов со всей массой армирующих коронку алмазов. При этом происходит клиновое расширение разрушаемой поверхности забоя скважины, от чего забой становится уступообразным, а сами уступы приобретают вид вытянутых треугольников, что способствует направлению реакции забоя снизу вверх с передачей на уступы растягивающих усилий, в результате чего эффективность разрушения породы усиливается и происходит интенсивный вынос шлама на поверхность [3].

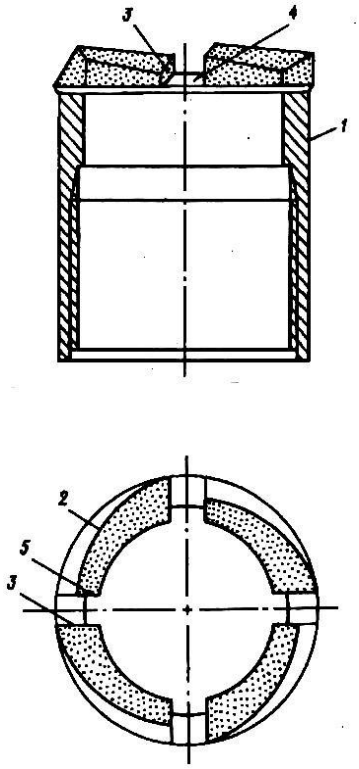


Рис. 2. Алмазная коронка для бурения в твердых и крепких породах: 1 — корпус; 2 — специальным образом профилированные сектора; 3 — задняя стенка сектора; 4 — промывочный канал; 5 — передняя стенка сектора.

Расположение промывочных каналов по схеме рис. 2 способствует снижению пневматических сопротивлений в призабойной зоне и увеличению глубины бурения без изменения мощности компрессоров. Как следует из рис. 2, сектора матрицы смещаются от средней окружности коронки попеременно то к периферии, то к центру, образуя амплитудное расположение секторов с высвобождением полостей, заполняемых

промывочной жидкостью на боковых поверхностях матрицы, которые, играя роль резервуаров для гидродинамической смазки трущихся поверхностей, способствуют снижению степени воздействия потока на керн и повышению его выхода при бурении.

Анализ приведенных зависимостей и данных расчетов по ним позволил сформулировать некоторые мероприятия предупреждения или снижения интенсивности трещинообразования в матрицах алмазных коронок из-за действия механических и температурных напряжений:

- снижение величины поступающего в матрицу теплового потока, что можно реализовать уменьшением поверхности для поступления тепла, например, за счет «амплитудного» расположения секторов матрицы, при котором вдвое сокращается температурное напряжение и вдвое снижается температурный градиент (рис. 1);
- выбор материала для связки в матрице коронки, обладающего низкими значениями модуля упругости при растяжении-сжатии и коэффициента Пуассона и повышенной теплопроводностью, а также высоким значением удельной работы разрушения при образовании новых поверхностей [4].

Литература:

1. Горшков Л.К. Температурные режимы алмазного бурения / Горшков Л.К., Гореликов В.Г. // М. Недра, 1992 г.
2. Кудряшов Б. Б., Яковлев А. М. Бурение скважин в осложненных условиях: Учеб. пособие для вузов. – М.: Недра, 1987. – С.124–147.
3. Повышение эффективности колонкового алмазного бурения /Б.И.Воздвиженский, Г.А.Воробьев, Л.К.Горшков и др. - М.: Недра, 1990. - 208 с.
4. Горшков Л.К. Развитие принципов конструирования алмазного породоразрушающего инструмента нового поколения. – С-Петербург 2010 г.

ГОСУДАРСТВЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ МАСШТАБА 1:1 000 000 ЗОНЫ ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА — ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»: НОВОЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ ТЕРРИТОРИИ

Гриненко В.С.[1], Прокопьев А.В.[1], Казакова Г.Г. [2], Кропачев А.П.[2]

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

2 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Утверждённая Правительством РФ стратегия развития геологической отрасли России на период до 2030 г. предполагает создание «минерально—сырьевых кластеров», под которыми понимаются группы разрабатываемых объектов, связанных, для доставки потребителю, общей инфраструктурой и имеющих единые пункты отгрузки добываемого минерального сырья или продуктов его обогащения в федеральную или региональную транспортную систему. Площадной основой таких «кластеров» (в границах Республики Саха (Якутия)), могут стать блоки (всего 11) Геологической карты Якутии масштаба 1:500 000 [4], охватывающие своей международной нарезкой известные провинции, к примеру, такие как Якутская алмазоносная, Верхояно-Колымская (Яно-Колымская золоторудная) минерагеническая и др., обладающие значительным ресурсным потенциалом, включающим россыпи и коренные источники алмазов, месторождения благороднометальной и редкоземельной групп, а также рудопроявления и месторождения других видов полезных ископаемых. Подготовка и производство работ по созданию геологически многопрофильных «минерально-сырьевых кластеров», ориентированных на добычу не одного, а нескольких профилирующих видов полезных ископаемых, проведение геологоразведочных работ, нацеленных на выявление новых видов полезных ископаемых и на расширение минерально-сырьевой базы уже известных видов минерального сырья, требует использование универсальных мелкомасштабных геологических основ, созданных на

основе новых региональных обобщений в сочетании с современными ГИС-технологиями, сопровождающимися электронными базами данных, обеспечивающими достоверные минерагенические и прогнозтические построения. В ФГУП «ВСЕГЕИ», Госкомгеологии РС (Я), ИГАБМ СО РАН накоплен опыт по региональному изучению и картографированию территории Якутии [4 и др.], который может быть полноценно использован для дальнейшего анализа «зоны перехода» с использованием ГИС-технологий. Такая новаторская работа под методическим кураторством ФГУП «ВСЕГЕИ» была проведена в 2003-2010 годах в «ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»), в содружестве со специалистами из ИГАБМ СО РАН, в ходе составления и подготовки к изданию Госгеолкарты-1000/3 РФ (издание третье) листов Q-52 «Верхоянские цепи» и R-51 «Джарджан» [1, 2]. При изучении «зоны перехода» и региональном обобщении материала её территории с использованием ГИС-технологий составлены новые комплекты карт разного геологического содержания, включающие, кроме обязательных, и вспомогательные карты и схемы: геологического, тектонического и минерагенического районирования; корреляционные; глубинного строения; геоморфологические, гидрогеологические и др. Эти разномасштабные материалы адаптированы к инструктивным и директивным документам, выполнены в рамках рекомендаций НРС Роснедра и ФГУП «ВСЕГЕИ», а также учитывают достижения многих геологических форумов – по стратиграфии, литологии, тектонике, петрологии осадочно-вулканогенных образований и магматических комплексов, по картографированию территории РФ (в т.ч. Западной и Восточной Якутии). В ходе создания Госгеолкарт-1000/3 РФ, большая часть материалов по образованиям осадочного чехла и комплекса основания была модельно реконструирована посредством создания литолого-фациальных профилей, геологических и геолого- геофизических разрезов, что позволило проследить в пределах «зоны перехода» эволюцию вещественного состава докембрийских и фанерозойских образований во времени и пространстве. При этом, достигнуто наиболее полное отображение реальных результатов производственного картирования с максимальным учетом достижений тематических,

научно—исследовательских работ и глубокого бурения, включая и результаты предыдущих этапов средне- и мелкомасштабного картосоставления. Основные результаты работ сводятся к созданию, апробации в НРС Роснедра и публикации в открытой печати на Санкт-Петербургской картфабрике ФГУП «ВСЕГЕИ» комплектов Госгеолкарт-1000/3 РФ (поколение третье) и Объяснительных записок к ним на листы: Q-52 «Верхоянские цепи» и R-51 «Джарджан». Эти комплекты карт являются первыми геолого-картографическими информационными основами федерального уровня территории Западной и Восточной Якутии, обеспечивающими формирование единого информационного пространства в сфере недропользования в рамках общей системы информационной поддержки принятия управленческих решений на государственном уровне. На решение основной задачи – создание Госгеолкарты-1000/3 РФ были ориентированы полевые, лабораторные и камеральные (картосоставительские) работы указанных выше ведомств, завершившиеся подготовкой к изданию итоговых документов.

I. На листе R-51 «Джарджан» выполнены новейшие радиогеохронологические датировки магматических образований комплекса основания. Выделен принципиально новый, «рэтский», уровень распространения базальных конгломератов в основании кыринской свиты, который литологически контролирует крупную погребённую потенциально—промышленную россыпь алмазов. По результатам аналитических исследований базальных горизонтов свиты (образцы предоставлены ОАО «Нижнее-Ленское», анализы на безвозмездной основе выполнены в 2008-2010 гг. в «ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»), впервые для исследованной территории установлены повышенные концентрации минералов редкоземельной группы - церия, иттрия и лантана. Дана современная оценка ресурсов приоритетных видов минерального сырья (отраженных на картах комплекта и в объяснительной записке к нему). Минерагенический потенциал территории листа R-51 «Джарджан» составляет: по алмазам - 137,459 млн. карат; по золоту - 48,43 т. В ФГУП ВСЕГЕИ и НРС Роснедра представлены рекомендации по постановке поисковых работ в пределах северо-востока Сибирской

платформы (Оленекское поднятие), оформленные в виде паспортов учета перспективных объектов для площадей (Булунканская, Угюс-Юрюе, Харыялах). Несомненно, что в ближайшие 10-15 лет на территории листа R-51 «Джарджан» необходимо провести комплекс исследований, опирающийся на новые методические приемы системного изучения геологических объектов докембрия и фанерозоя с разным иерархическим уровнем соподчинения, с применением новых методик поисков приоритетных и высоколиквидных видов минерального сырья на закрытых территориях.

II. Создание Госгеолкарты-1000/3 листа Q-52 «Верхоянские цепи» позволило оценить ресурсный потенциал высоколиквидных (Au, Ag) видов минерального сырья в пределах Куранахского антиклинория (Верхоянский складчато—надвиговый пояс). Выявлены первоочередные перспективные площади и объекты, определены направления дальнейших исследований. Основные результаты сводятся к следующему:

II.1. В каменноугольных отложениях выявлены повышенные содержания $C_{орг}$ (от 0,8-1,5 до 4,6 %), что позволило отнести их к терригенно-углеродистой группе формаций. Было установлено, что данные образования обладают фоновой золотоносностью и содержаниями Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, As, превышающими их кларки в 2-10 раз, содержат сингенетическую рассеянную (0,5-1 % до 3-5 %) вкрапленность сульфидов, в которых количество благородных и рудогенных элементов составляет (в среднем, г/т): Au—1,14; Ag—12,5; Co—190, Ni—250, Cu—254, Pb—956, Zn—409, As—1467. Отмечены ЭПГ (палладий). Толщи рассматриваются как рудоматеринские, определившие благороднометально-полиметаллическую специализацию территории.

II.2. В пределах Куранахского (Эчийского, по [3]) рудного района расширены перспективы на серебро (4768 т по P_3) и медь (108 тыс.т по P_3) Кимпиче-Берелехского медно-сереброрудного узла, на серебро (885 т по P_2) и золото (0,72 т по P_3) Верхне-Эчийского золото—олово—сереброрудного узла.

II.3. При изотопно-геохимических исследованиях установлено, что изотопный состав серы сингенетичных пиритов из каменноугольных

отложений имеет узкий диапазон вариаций (от +0,7 до -4,5, в среднем -1,45) и геохимическую специализацию на Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, As. Это свидетельствуют, скорее, в пользу нижнекорово-мантийного происхождения сформировавших сульфиды рудоносных растворов. Кроме этого, изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$—2,5-8,5 ‰.), кислорода ($\delta^{18}O$—10-20 ‰) в жильных карбонатах и серы (δ^{34} S в диапазоне + 0,5 + 11 ‰ , с преобладанием + 3 + 5 ‰) в сульфидах из руд различных месторождений территории достаточно однообразен. Сравнительно невысокие их вариации в рудах разнотипных месторождений, залегающих на разных стратиграфических уровнях, свидетельствуют об отсутствии связи рудообразующих флюидных систем с процессами осадконакопления. Также, наличие в жильных серебро—полиметаллических (Мангазейская группа месторождений), золото—сульфидно—кварцевых (проявление Пентиум) и во вкрапленных золото-сульфидных (проявление Кысыл-Тас) рудах Эндыбальской рудной зоны и Ньюктоминского рудного узла высокой доли мантийного гелия (от 6 % до 49 %). По аналогии с крупнейшими на Северо-Востоке России сереброрудными месторождениями - «Дукат» (лист P-56) и «Прогноз» (лист Q-53), где доля мантийного гелия в рудах варьирует соответственно в пределах 15-54 % и 16-49 %, полученные значения могут служить показателями масштабности оруденения в изученных объектах, а присутствие мантийного гелия в месторождениях и проявлениях важным критерием оценки их промышленной значимости.

II.4. Прогнозно-минерагенические исследования (ПМИ) позволили: типизировать развитые на территории месторождения и проявления Ag, Au, Pb, Zn, Sn, Cu, Hg, Sb, Mo,W по их рудно-формационной принадлежности, установить профилирующую в промышленном отношении роль серебро-полиметаллической, олово — серебро-полиметаллической, золото — висмут — полисульфидной, золото — сульфидно- кварцевой, золото-полиметаллической и, впервые выделенной в Куранахском антиклинории Западного Верхоянья, золото—(мышьяково)—сульфидной формаций. Также выявить: а) ряд новых региональных факторов, к которым отнесены: элементы глубинного

строения, связанные с формированием в консолидированном фундаменте трехлучевой среднепалеозойской рифтовой системы; б) благороднометально-полиметаллическую специализацию терригенно-углеродистых каменноугольных и пермских отложений, накапливавшихся, главным образом, в относительно глубоководных частях внутриконтинентального палеобассейна; в) разнообразный и достаточно продолжительный позднемезозойский магматизм, связанный с развитием Западно-Верхоянского пояса гранитоидов; г) интенсивность проявления, глубину залегания позднемезозойских гранитоидных интрузий и приуроченность их к определенному магматическому комплексу; д) наметить в строении наиболее изученного Куранахского (Эчийского, по [3]) рудного района латеральную зональность, при которой рудные узлы с преимущественно золото- и сереброрудной минерализацией концентрируются в его центральной части, а сереброрудные — по его периферии. Данная зональность может служить критерием оценки размещения разных типов благороднометальной минерализации в менее изученных рудных районах; е) уточнить границы, площади развития, время формирования и рудную специализацию минерагенических подразделений на изученной территории в рамках Верхояно-Колымской минерагенической (Яно-Колымской золоторудной) провинции. Продольные по отношению к основным структурам региона минерагенические зоны (Западно-Верхоянская, Омолойская, Дулгалах-Брюнгадинская) имеют достаточно длительную историю формирования (Pz_3, J, K) и специализацию на Ag, Au, Pb, Zn, Hg, Sb. Поперечная, Яно-Адычанская зона, наложена на продольную, Дулгалах-Брюнгадинскую. Время ее формирования охватывает меловой период, рудная специализация — преимущественно редкометальная (оловорудная). В пределах минерагенических зон выделено 36 рудных районов, узлов и рудоносных зон, из них впервые — 2 прогнозируемых рудных района, 13 узлов и рудоносных зон. Кроме этого, удалось расширить перспективы территории на Ag и Au. Основной прирост ресурсов приурочен к Куранахскому (Эчийскому, по [3]) рудному району и Верхнее-Дулгалахскому прогнозируемому рудному району и связан, главным образом, с серебро-

полиметаллической (9907 т Ag по P_3), олово-серебро-полиметаллической (1115 т Ag по P_{2+3}) и золото-(мышьяково)-сульфидной (219 т Au, 10469 т Ag по P_3) формациями. По отношению к суммарному потенциалу всех категорий (Au около 530 т, Ag — 57900 т) прирост ресурсов составил для Au — 41%, Ag — 37 %.

II.5. По результатам выполненных ПМИ предлагается: а) проведение ГДП-200 по 5-ти номенклатурным листам с оценкой перспектив территорий на серебряное (Q-52-X, Кимпиче-Берелехский прогнозируемый рудный узел; Q-52-XIX,XX, Баяндинский прогнозируемый рудный узел), золотое и серебряное (Q-52-I,II, Сынчинский и Сылыгырканский прогнозируемые рудные узлы) оруденение. Постановка прогнозно-поисковых работ, направленных на выявление б) рудных полей крупных объектов с бедными рудами золото—(мышьяково)—сульфидной формации с серебром на 2-х площадях: Тарыннахской (120 км^2) с ресурсами по P_3 Au — 156т, Ag — 8424 т (Верхне-Дулгалахский рудный район), и Красногорской (60 км^2) с ресурсами по P_3 Au — 63 т, Ag — 2045 т (Ньюктоминский рудный узел). Поисковых работ, с целью выявления: в) сереброрудной минерализации в жильных телах олово—серебро—полиметаллической формации на Хадарынння-Имтанджинской площади (55 км^2) с ресурсами по P_2 Ag — 885 т (Верхне-Эчийский рудный район).

Литература:

1. Гриненко В.С., Трущелев А.М., Сметанникова Л.И., Кропачев А.П., Щербаков О.И. Геологическая карта. Q-52 (Верхоянские цепи). Верхояно—Колымская серия //Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). СПб, Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2008.

2. Гриненко В.С., Юганова Л.А., Трущелев А.М., Маланин Ю.А., Сметанникова Л.И., Князев В.Г., Прокопьев А.В., Казакова Г.Г., Протопопов Р.И. Геологическая карта. R-51 (Джарджан). Анабаро—Вилюйская серия //Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.

3. Гриненко В.С., Мишнин В.М. Эчийский рудный район Западного Верхоянья (телескопированный характер, промышленные масштабы и суперпозиция оруденения //Рудогенез и металлогения Востока Азии. Материалы совещания, посвященного

100—летию д.г.-м.н., лауреата Госпремии СССР Б.Л. Флерова. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2006. С. 51—54.
4. Ян-Жин-Шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин Г.В., Сластенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С. Новый этап картографирования территории Якутии //Отечественная геология, 1994, № 8. С. 25—27.

КЫБЫТТЫГАССКАЯ СВИТА В СТРАТОТИПЕ И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ ТРИАСА—ЮРЫ В СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Гриненко В.С., Князев В.Г.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Проблема границы триаса—юры, также как и проблема корреляции верхнетриасовых—юрских отложений на востоке Сибирской платформы и в её складчатом обрамлении, вновь приобрели актуальность в связи с проведением в данном регионе Российской Федерации работ по мелкомасштабному государственному картографированию территории. В процессе исследований изученного интервала в центральной части Предверхоянского краевого прогиба (Восточная Якутии) было установлено [1, 2], что выходы маркирующего горизонта кварцитовидных песчаников муосучанской свиты, по кровле которых на Китчанском поднятии ранее проводилась граница между триасом и юрой, достаточно уверенно распознаются и картируются только в бассейнах междуречья рр. Дянышка, Лемписке и Белянка. На большей же части северо-востока и востока Сибирской платформы, а также в Ленской и Алданской ветвях краевого прогиба этот региональный литологический маркер, в виду существенных фациальных замещений по латерали и в вертикальном разрезе, на закрытых территориях отсутствует (данные глубокого бурения), или с трудом устанавливается в обнажениях, поэтому стратиграфический объем его

аналогов в разных районах краевого прогиба, а также лито— и фациальная характеристики в складчатом обрамлении платформы понимаются разными исследователями не везде однозначно. Еще более завуалированной, после проведения ГГС-200 и подготовки листов к изданию в пределах Китчанского поднятия и, во многом, до сих пор запутанной, остается проблема границы триаса—юры в разрезах внутренней зоны Предверхоянского краевого прогиба. После проведения в 2002 г. во ВСЕГЕИ Межведомственного регионального стратиграфического совещания (МРСС) по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России, обозначенный стратиграфический рубеж начали диагностировать с учетом ранее известного комплекса двустворок, развитого в стратотипической местности, и, как всегда, сразу был обозначен приоритет в проведении границы систем — «по кровле кыбыттыгасской свиты» [7]. В ряде районов краевого прогиба, сходные раковины двустворок, обнаруженные при детальных работах, нередко «являются транзитными, и как часто в таких случаях бывает, они получают разные родовые и видовые названия, хотя весьма близки по морфологии»… (например, *Plicatula* и *Harpax)*. Учитывая положение уровней распространения *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub. (определение И.В. Полуботко) на р. Дянышка (70 м от подошвы) и, расположенной ниже этой находки *Д*-зоны *Tosapecten efimovae* (определение А.М. Трущелева) на р. Леписке и Ундюлюнг, у специалистов появляется возможность проводить границу триаса-юры уже не в кровле, а внутри кыбыттыгасской свиты, причем, на разных стратиграфических уровнях литологического разреза. Вследствие такого разночтения и, неоднозначностью изложенной позиции И.В. Полуботко (ВСЕГЕИ) «о возрасте кыбыттыгасской свиты, а также и её верхней границы» в работе [7], искомый рубеж систем в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы стал вновь повсеместно неясным. Это относится, также, к пока необъяснимому, с точки зрения нормальной логики, распределению (с севера на юг Предверхоянского прогиба) мощности кыбыттыгасской свиты — до 260-280 м на севере прогиба (бассейны рр. Менгкере, Бегиджан, Ундюлюнг, Дянышка и Лемписке), близко к 150 м в центральной части (в бассейны рр. Белянка, Тумара) и, до 200 м, на юге прогиба (бассейны рр.

Байбыкан, Келе, Зап. Градыга). К этому, также, следует добавить различное положение в разрезе находок *Tosapecten efimovae* Polub. (определение А.М. Трущелева), в разные годы обнаруженных В.С. Гриненко и В.Б. Петровым на Ундюлюнгском (в бассейне р. Ундюлюнг, в 6 м от подошвы свиты) и на Китчанском поднятиях (бассейн р. Лемписке, в 33 м от подошвы свиты) в ходе тематических работ [3, 4, 5].

Из литературных источников известно, что возраст свиты был впервые обоснован в 1963 г. находками верхнетриасовых *Nucula* cf. *strigilata* Goldf. в описанном В.П. Семеновым стратотипе по ручью Кыбыттагас (бассейн р. Нуора). Она доизучалась на протяжении 50-ти лет в различных районах Предверхоянской структурно—фациальной зоны в ходе геологосъемочных и тематических работ и её возраст дискутируется и в настоящее время.

Так, в 1964 г. Р.А. Биджиевым в породах, отнесенных к геттангу—синемюру, мощность которых была установлена «изменчивой» на реках Бегиджан, Тарыннах (180-280 м), Кучу (190-200 м), Кюндюдей (230-240 м), и залегающих с размывом на кварцитовидных песчаниках верхнего триаса, были найдены и определены: *Otapiria limaeformis*, *Otapiria* sp., *Cardinia* aff. *copides*, *Crenatula* sp. ind., *Myophoria* sp., *Mytilus* cf. *scalprum*. У данного автора, фауна «отапирий» в разрезах обычно располагается в кровле описанной толщи геттанга—синемюра, остальные двустворки, указанные выше — найдены в подошве толщи, или, в некоторых разрезах, пункты находок их равномерно распределены по разрезу до её середины.

В 1976 году В.Н. Зинченко (ВНИГРИ) собрал отпечатки двустворок *Tosapecten hiemalis* (Tell.) в бассейне р. Бегидян (Ундюлюнгское поднятие), в 30 и 65 м выше кровли верхнетриасовых кварцитовидных песчаников.

На р. Лемписке (Китчанское поднятие) Ю.Л. Сластеновым, в 1977-78 гг., в нижней части разреза кыбыттыгасской свиты, в толще тонкого переслаивания песчаников и алевролитов были собраны и определены Ю.С. Репиным (ВНИГРИ) и И.В. Полуботко (ВСЕГЕИ) верхнетриасовые двустворки *Tancredia* cf. *tuchkovi* Kipar. и *Neoschisodus rotundus* (Alberti).

Кроме этого, здесь же, в разрезе свиты, в слоях залегающих в 50 метрах выше кровли муосучанской свиты, обнаружены *Plarorhynchia* sp.

В 1978 г. Ю.Л. Сластеновым комплекс верхнетриасовых моллюсков был собран в 30 м выше кровли кварцевых песчаников в разрезе по р. Дянышка. В него входили двустворки *Tosapecten efimovae* Polub., *Neoschizodus rotundus* (Alberti), *N.* cf. *laevigatus* (Zietcn). Здесь же, в 60-ти метрах выше кровли, обнаружены *Parallelodon* sp. (*P.* aff. *subnavicellus* Hayami), *Tancredia tuchkovi* Kipar. Выше по разрезу на р. Дянышка, в 70-ти метрах от кровли кварцитовидных песчаников, располагаются юрские двустворки — *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polubotko (определение И.В. Полуботко).

В этом же 1978 г., но уже по р. Кюндюдей Ю.Л. Сластеновым в кровле 9-ти метровой пачки песчаников залегающих непосредственно на размытой поверхности муосучанской свиты, собраны многочисленные ядра мелких «*Mytilus*», а в основании этой пачки переслаивания — обнаружены *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Neoschisodus* ex gr. *laevigatus* (Zieten), *Parallelodon* sp., *Faleimytilus* sp., *Pseudomytiloides* sp., совместно с остатками морских лилий и звезд.

Верхнетриасовые двустворки *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Parallelodon* sp. были собраны в 1979-1981 гг. Ю.Л. Сластеновым по руч. Елюнджен (бассейн р. Тумара), в основании кыбыттыгасской свиты, в пачке переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В 1982 гг. в бассейне р. Белянка А.Н. Гомой мощность кыбыттагасской свиты была оценена в 150 м и она полностью соответствовала рэту в опубликованной в 1986 г. схеме корреляции разрезов. Свита с размывом залегает на муосучанскуой свите верхнего триаса и перекрыта, также, с размывом, нижнеюрской амбарюлегирской свитой. В нижней её части были собраны брахиоподы плохой сохранности. В верхней половине разреза, в 90 м от подошвы свиты — отпечатки *Tancredia* sp. indet. (*Tancredia tuchkovi* Kipar.) и *Pleuromya* sp. ind. (по определению А.Н. Трущелева норийско-рэтского возраста). Выше них, в интервале 110-125 м от подошвы свиты, были обнаружены брахиоподы, близкие к видам *Plarorhynchia formalis* Dagis, *P. diva* Dagis (по

определению А.С. Дагиса, скорее всего, верхнетриасового возраста). Еще выше по разрезу, но уже в подошве нижнеюрской амбарюлегирской свиты были найдены нижнеюрские двустворки *Harpax laevigatus* (Orb.), диагностированные верхним плинсбахом (по мощности разреза, в 160 м выше от кровли кварцитовидных песчаников верхнего триаса).

Палеонтологические материалы, приведенные выше, позволяют утверждать, что озвученный в Решениях МРСС [7] только «рэтский возраст кыбыттыгасской свиты» проблематичен по своей сути. В большинстве своём, верхняя часть разрезов кыбыттыгасской свиты недостаточно обоснована палеонтологически. В Решениях… [7], скорее всего, возраст свиты должен был быть обозначен как T_3r_2-J_1s_1, так как в таких рубежах своего формирования, данный стратон с местным географическим названием был опубликован ранее [6]. Положение этой границы в конкретных разрезах остаётся неясным и многими исследователями эта проблема, обсуждаемая на протяжении 50-ти лет, считается окончательно не решенной.

Литература:

1. Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено—Вилюйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология, № 5, 2008а. С. 72-78.
2. Гриненко В.С., Князев В.Г. Юрская система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно—Колымская. Лист Q-52 — Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008б. С. 62-82.
3. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. Новые данные о стратиграфии верхнетриасовых—юрских отложений перспективных на алмазы районов Сибирской платформы // Наука и образование, 2009, № 4 (56). С. 21-30.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r_2—J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование, № 4 (68), 2012. С. 13-18.
5. Гриненко В.С., Князев В.Г. Проблемы стратиграфии верхнего триаса—юры Предверхоянской структурно—фациальной зоны // Отечественная геология, № 5, 2013. С. 41- 45.
6. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии //Отечественная геология, № 4, 2002. С. 73-80.

7. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо—Востока России (Санкт—Петербург, 2002) / Под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 267с.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА РУДНИКЕ «МИР»

Дроздов А.В., Черкашин С.Г., Яценко С.В.
Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА», г. Мирный

Крупнейшее месторождение алмазов – трубка «Мир», находится в сложных криогидрогеологических и горнотехнических условиях. Основными негативными факторами при ее подземной разработке являются: развитие высоконапорного метегеро-ичерского водоносного комплекса (МИВК), подземные воды которого представлены агрессивными газонасыщенными рассолами с сероводородом; приуроченность трубки к Параллельному разлому, который является зоной повышенной трещиноватости и водопроводимости пород; присутствие на глубоких горизонтах галогенных отложений (до 300 м); наличие базитовых тел и т.д. В 2009 г.на месторождении введен в эксплуатацию подземный рудник с проектной производительностью 1 млн тонн в год. Добыча руды осуществляется с применением слоевой системы разработки при комбайновой отбойке с закладкой выработанного пространства твердеющими смесями и нисходящим порядком выемки слоев.

Для защиты горных выработок подземного рудника от обводнения реализован проект «сухой» консервации карьера, суть которого сводилась к засыпке полотна до отметки -160 абс. м грубообломочными долеритами, созданию грунтово-плёночного экрана и заглубленного карьерного водоотлива на отметке -141 абс. м. Между дном карьера и подземными выработками оставлен рудный предохранительный целик мощностью 20 м в отметках -190…-210 абс. м. В связи с началом развития горных работ,

отставанием закладки в пройденных лентах, несвоевременным выполнением мероприятий по водоотведению на руднике сложилась непростая ситуация с возникновением опасных проявлений геомеханических и гидродинамических процессов в рудном целике и закладочном массиве.

Для сбора и отвода дренажных вод, профильтровавшихся через рудный целик, предусмотрено регулируемое водоотведение проскока рассолов с использованием скважин и последующей подачей на КГВУ и вспомогательную насосную станцию. По мере сооружения дренажных скважин в долеритовую толщу объем поступления к ним рассолов достигал 140 $м^3$/ч (ноябрь 2012 г.). Одновременно с увеличением водопритока к скважинам снижался объем перетока через предохранительный целик, который составлял 100 $м^3$/ч. Позднее соотношение спускаемых вод через дренажные скважины и нерегулируемых стоков изменилось. С апреля 2013 г. водоприток к дренажным скважинам стал снижаться, а переток через рудный предохранительный экран, наоборот, увеличился. В настоящее время объем перетока через рудный целик составляет порядка 150 $м^3$/ч. Водовыпуск из дренажных скважин оценивается величиной в 30−35 $м^3$/ч.

Гидрогеомеханический мониторинг за состоянием предохранительного целика под МИВК проводится в рамках существующего проекта, включающего комплекс сейсмического просвечивания и ультразвукового каротажа, инструментальных маркшейдерских измерений, проводимых на наблюдательных станциях и данных инклинометрических замеров по контрольным скважинам. С запуском подземного рудника специалистами Мирнинского ГОКа начали проводиться регулярные наблюдения за интенсивностью водопроявлений через рудный целик, а также состоянием устойчивости рудных, породных и закладочных массивов. В заезде к ВВ-4 на отметке -210 абс. м была сооружена наблюдательная станция, оборудованная реперами, на которой было произведено два замера: нулевой цикл и спустя два месяца, результаты которого показали, что измеренные смещения незначительны. В связи с увеличением водопритоков в данную выработку было принято решение о ее

ликвидации путем заполнения твердеющей смесью, поэтому инструментальные замеры по реперам были прекращены.

Позднее, на горизонте -210 абс. м была создана сеть наблюдательных станций, состоящих из пъезометрических скважин, акустических зондов и тензометрических реперов. Пробурено 8 горизонтальных скважин глубиной от 49 до 58 м, которые обсажены гибкими пластиковыми трубами диаметром 70 мм. Фиксация горизонтальных перемещений реперов в скважинах осуществляется при помощи магнито-герконового экстензометра. Вертикальные смещения фиксируются путем периодического проведения инклинометрической съемки скважин при помощи системы DIS 500.

По результатам инструментальных измерений, проводимых на наблюдательных станциях (гор. -210 м), размещенных в массиве горных пород в переходной зоне рудника «Мир» можно сделать следующие выводы: происходящие деформации носят знакопеременный, непоследовательный характер, что характерно для блочного строения массива. Геомеханическое воздействие на рудный массив, связанное с подземными работами и недозакладам в лентах, приводит к неупругим деформационным процессам при трещиноватой, мелкоблочной его структуре, для которой характерным является дискретный характер смещений.

В настоящее время на руднике выполнено несколько серий наблюдений, позволяющих установить влияние горных работ на деформации блоков в предохранительном рудном целике. Анализ результатов прямых инструментальных измерений показал, что массив кимберлитов на горизонте -210 абс. м находится в относительно неустойчивом состоянии. Напряжения в руде на некоторых участках достигли своих критических значений, в результате чего была нарушена целостность предохранительного целика. Сделанный вывод подтверждается инструментальными измерениями, зафиксировавшие места и величины дискретного распределения деформаций массива горных пород. На некоторых участках эти величины достигали больших значений (более 0,5

м), что подтверждалось визуально наблюдаемыми разрывными нарушениями в этих блоках (к примеру, срез и замятия обсадки скважин).

Так, в буровой камере № 3, наблюдается раскрытие трещины в потолочине груди забоя. Это подтверждается и просадкой устьев скважин № 4 и № 5. Оседание устьевой части составляет порядка 20 см, а за период полных наблюдений − 38 см.К сожалению, на сегодняшний момент практически все проектные наблюдательные скважины выведены из рабочего состояния. В последующем, за период выполнения регулярного геомеханического мониторинга (с июля 2012 г.) было произведено 19 циклов измерений по созданным реперам. По результатам наблюдений установлено, что смещения в среднем в плановом положении по оси X составляют 51 мм, по оси Y – 29 мм, в высотном положении – 58 мм. Стоит подчеркнуть, что деформации блоков пород продолжают развиваться.

Можно предположить, что на расстоянии 25−30 м от контура рудного тела в наблюдаемом интервале произошел отрыв (или сдвиг, срез) в районе границы плоского дна мульды оседания. Как следствие, горные породы, слагающие рудный целик, в результате неравномерных оседаний блоков, испытывают растяжение. Данный процесс зафиксирован на всех инклинометрических скважинах, за исключением № 4. При этом наблюдения показывают, что обрыв происходит в результате знакопеременных вертикальных деформаций, после увеличившегося оседания. Оставшаяся часть наблюдательных скважин, доступная для измерений, после обрыва испытывает поднятия, что объясняется снятием нагрузки в результате разрыва сплошности центральной части массива. Целик, в сегодняшнем его состоянии, геомеханически относительно устойчив, но пронизан сетью высокопроводящих гидродинамически соединенных трещин и не в неполной мере выполняет возложенную на него гидроизолирующую функцию.

Наблюдаемые деформации в исследуемом массиве распределяются явно неравномерно, но ввиду отсутствия полных и непрерывных данных о фактическом состоянии участков предохранительного целика, а также с увязкой осуществляемых горных работ на периоды проведения циклов

измерений на наблюдательных станциях, более детально проанализировать степень их влияния на распределения деформаций в рудном массиве, в настоящее время, не представляется возможным.

Закладка наблюдательных станций и инструментальные измерения на них осуществляются, к сожалению, после начала горных работ, что в свою очередь не позволяет более точно оценить истинные величины деформирования исследуемого массива, так как измерениями были зафиксированы только часть остаточных деформаций, развивающиеся после снятия нагрузки. Для установления истинных величин и характера развития деформационных процессов в массиве горных пород, а также степени влияния на них горных работ, необходимо развивать и совершенствовать систему гидрогеомеханического мониторинга с выполнением систематических наблюдений на наблюдательных станциях и производить анализ этих измерений с выдачей прогнозов по гидрогеомеханической ситуации.

Таким образом, по анализу всех имеющихся данных гидрогеомеханическая ситуация на руднике «Мир» в оставленном рудном целике в настоящее время остается сложной. Основной причиной деформаций пород рудного предохранительного целика считается нарушение технологической дисциплины и несовершенством самой технологии горных работ с регулярным недозакладом в очистных лентах твердеющей закладки и конфигурацией кровли от проходки с «мешками» в очистных лентах.

Дальнейшее внешнее воздействие на горный массив в районе проведения гидрогеомеханического мониторинга, может привести к усугублению ситуации на руднике. А именно, к появлению новых водопроводящих нарушений и увеличению блочности, устойчивостии проницаемости рудного целика. Поэтому необходимо разработать технические решения, направленные на снижения негативного влияния горных работ на исследуемый массив. Для более достоверных прогнозных оценок состояния рудного целика необходимо развивать и совершенствовать систему гидрогеомеханического мониторинга с продолжением регулярных наблюдений за развитием геомеханических и

гидродинамических процессов в предохранительном экране и окружающем его горном массиве с привязкой их к срокам проведения подземных горных работ, а также выполнять дополнительные исследования гидрогеомеханического характера в требуемых объемах.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Дроздов А.В.[1], Каверин С.В.[2], Попов В.Ф.[3]

1 – Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА», г. Мирный;

2 – Мирнинский ГОК АК «АЛРОСА», г. Мирный;

3 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Алмазные месторождениюга Западной Якутии разрабатываются АК «АЛРОСА» открыто-подземнымспособом. Извлечение кимберлитовых руд с глубоких горизонтов осложнено поступлением в горные выработки высокотоксичных рассолов с минерализацией свыше 350 г/дм^3, которые являются промышленными водами. Интенсивность притока подземных флюидовразличная, и зависит, главным образом, от приуроченности к определенной водоносной толще. Из-за превышения предельнодопустимых концентраций отдельных компонентов в рассолах, их прямой сброс в речную сеть недопустим. Поэтому Мирнинским ГОКом применяется обратная закачка минерализованных стоков в существующие подземные водоносные структуры с учетом криогидрогеологических условий полигонов.

По отношению к многолетнемёрзлым породам (ММП) выделяются три основных типа подземных вод: над-, меж- и подмерзлотные. Первые два типа в связи сограниченным распространениеми малой водообильностьюне влияют на разработку алмазных месторождений. Подмерзлотные вод распространены повсеместно и представлены хлоридными натриевыми и кальциевыми рассолами. Наличие в регионе

мощной толщи галогенных отложений позволяет стратифицировать подмерзлотные водоносные системы глубоких горизонтов на следующие гидрогеологические формации: надсолевой, межсолевой и подсолевой водоносный комплекс [2].

Основной обводняющей толщей, существенно влияющей на отработку трубок «Мир» и «Интернациональная», является надсолевойнижне-среднекембрийский водоносный комплекс, повсеместно распространённый в районе. Трещинно-порово-пластовые воды подмерзлотного комплекса связаны с отложениями ичерской и метегерской свиты. Водоупорной кровлей комплекса является подошва ММП, подошвой толщи – сульфатно-карбонатные породы в подошве ичерской свиты и галогенные отложенияв кровельной части чарской свиты. В целом отмечается общее пологое погружение кровли водоносной толщи с юга-запада (+220 абс. м) на северо-запад и северо-восток (-100 абс. м) и крутое ступенчатое падение в восточном направлении. Суммарная эффективная мощность комплекса колеблется от 50 до 80 м. Подземные воды комплекса напорные, величины напора составляют в статических условиях до 220 м и более.

Надсолевая водоносная толща характеризуется существенной фильтрационной неоднородностью, как в плане, так и в разрезе, которая связана с зонами региональных тектонических нарушений. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0005 до 1,88 л/с×м, коэффициенты водопроводимости от 0,04 до 188 $м^2$/сут, с увеличением в трещинных зонах до 360 $м^2$/сут. За период отработки трубки «Мир» пьезометрическая поверхность комплекса претерпевала сложные и разнонаправленные изменения. За первый этап осушения карьера (1977–1988 гг.) сформировалась региональная депрессионная воронка с радиусом свыше 70 км и снижением уровня в центре депрессии до 340 м. С 1988 г. после отключения системы водопонижения происходило восстановление уровня воды с заполнением выработанного карьерного пространства. С 1992 г. выполняются работы по осушению карьера, поэтому происходит понижение уровня в депрессионной воронке. Одновременно с января 1993 г. началась и

продолжается по настоящее время эксплуатация системы обратной закачки рассолов на полигонах.

Ниже по разрезу в отложениях эльгянской, толбачанской, олёкминской и чарской свит распространен межсолевой слабоводоносный комплекс. Водонасыщенные отложения представлены трещиноватыми и кавернозными доломитами и ангидритами. Верхним водоупором служит соленосная толща чарской свиты. Межсолевойкомплекс обладает низкими коллекторскими свойствами и содержит несколько пластов-коллекторов собщей мощностью от 19,1 до 30 м и эффективной – от 3 до 5,2 м. По результатам испытания КИИ-95 притоки составили 0,01–0,04 $м^3$/ч, а коэффициент водопроводимости $n\times10^{-3}$ $м^2$/сут. При отработке глубоких горизонтов рудника «Интернациональный» в интервалах олёкминской свиты рассолы вскрывались при подсечении локальных тектонических нарушений и прослоев терригенно-карбонатных отложений. Первоначальный приток не превышал 15 $м^3$/ч и далее снижался дополной разгрузки, либо с дебитом менее 1 $м^3$/ч.

Подсолевые водоносные комплексы приурочены к терригенным разностям отложений, реже – к карбонатным, залегающим на глубине более 1,5 км. Рассолоносные горизонты представлены маломощными (10–15 м) пачками пород, выдержанными по простиранию. Дебиты скважин при испытаниях составляют 1–10 $м^3$/сут при понижениях 1000–1200 м. В регионе выделяются верхневендско-нижнекембрийский и вендский гидрогеологические комплексы. Верхневендско-нижнекембрийский комплекс включает осинский,верхне- инижнеданиловский горизонты. Этот гидрогеологический комплекс характеризуется повышенными пластовыми давлениями, которые в среднем превышают на 5–10% условные гидростатические. Высокие давлениях нижне-, верхнеданиловском (28–29 МПа) и в осинском (32 МПа) горизонтах, связаны с нисходящими перетоками рассолов из галогенно-карбонатных толщ пород в подстилающие слои в начальные периоды формирования бассейна, обусловливая высокую минерализацию рассолов терригенного комплекса.

Вендский гидрогеологический комплекс включает ботуобинский, верхне- и нижненепский терригенные водоносные горизонты. Комплекс

испытывает дефицит пластового давления до 20–25 %. Различия в современном гидрогеодинамическом режиме горизонтов сформировались под влиянием активной тектоники, обусловив неоднородность гидрогеодинамических полей по латерали. Гидрогеодинамическая изолированность этих структур подтверждается выявленной их дифференциацией по приведенным давлениям. Общий перепад давлений на плоскости сравнения (-2300 м) в вендском комплексе достигает 11 МПа. Таким образом, подмерзлотная толща представляет собой своеобразную водонапорную систему, где обособляются несколько водоносных комплексов-стратонов: верхне-, средне-, нижнекембрийский и верхнепротерозойский. Всего в осадочном чехле региона распространено пять водоносных систем, подземные воды которых представлены четырьмя типами. I система – зона развития пресных, ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых, магниево-кальциевых вод сезонно-талого слоя и несквозных таликов. II система – зона локального развития межмерзлотных соленых вод в толще ММП, являющихся региональным водоупором. Мощность зоны соответствует мощности мерзлого яруса и составляет 300–385 м. Подземные водыздесь распространены в виде изолированных линз. Состав их многокомпонентный, а концентрация микрокомпонентов невысокая. III система – зона регионального развития сероводородных хлоридных натриевых рассолов подмерзлотного надсолевого водоносного комплекса. IV система – зона локального развития межсолевых хлоридных кальциевых рассолов в галогенно-карбонатной толще нижнего кембрия. Минерализация растворовдостигает 515 г/дм^3. Подземные рассолы обогащены бромом, стронцием, редкими щелочами и являются промышленными водами, из которых возможно извлечение многих компонентов. V система – зона регионального развития рассолов в подсолевых терригенных отложениях докембрия. Минерализация рассолов, их геохимический облик близки к межсолевым, но состав их более однороден, концентрации магния, брома, стронция несколько ниже.

Каждая из групп солёных вод и рассолов отличается по величинам коэффициентов пропорциональности химического состава (табл. 1).

Характер изменения величин гидрохимических коэффициентов от солёных вод до весьма крепких рассолов имеет одну и ту же тенденцию – постепенную метаморфизацию и закономерное изменение генетического облика подземных вод по мере увеличения минерализации.

Таблица 1

Характеристические коэффициенты химического состава солёных вод и рассолов

Характерные коэффициенты	Разделение воды по минерализации [3], г/дм^3			
	Солёные воды (1–35)	Слабые рассолы (35–150)	Крепкие рассолы (150–320)	Весьма крепкие (>320)
rNa/rCl	0,74–0,96	0,83–1,0	0,78–0,99	0,01–0,6
rCa/rMg	0,83–3,25	0,56–2,61	0,71–3,15	2,04–3,6
Cl/Br	390–831	300–2477	411–3889	59–67
rSO_4×100/rCl	9,26–48,7	3,84–17,4	0,48–3,99	0,01–1,28
K×100/M	0,23	0,068–0,157	0,05–0,79	1,84–3,59
Br×100/M	0,06–0,13	0,02–0,25	0,03–0,15	0,93–1,07

Выделенные в регионе гидрогеохимические системы являются выдержанными и присутствуют постоянно. В целом, рассматриваемый район относится к гидрогеохимической области с зональным инверсионным развитием разреза, где минерализация межсолевых рассолов выше, чем у над- и подсолевых растворов. Смена типов вод обусловлена, прежде всего, историей развития региона со структурно-тектоническим положением ее частей в каждую геологическую эпоху и связанным с этим изменением условий осадкообразования, а также характером массообмена в толщах пород.

Изотопный состав природных вод изучался в разных условиях их распространения по району. Содержание дейтерия в надсолевых хлоридных натриевых рассолах метегеро-ичерского водоносного комплекса изменяется от –113,17 до –184 ‰, а изотопа кислорода–18 от –9,57 до –21,7 ‰, при средних значениях –143 и –15 ‰, соответственно. Изотопный состав хлора ($\delta^{37}Cl$) для этих вод соответствует 1,536 ‰ [1]. Содержание дейтерия в межсолевых рассолах водоносных комплексов

изменяется от −23 до −94 ‰, а изотопа кислорода–18 от −0,6 до −10,4 ‰. Изотопный состав хлора ($\delta^{37}Cl$) для этих вод соответствует −0,318…+0,044 ‰.

Изученные геохимические особенности природных рассолов на алмазных месторождениях позволяют выделить как общие черты их распространения, так и различия в их составе и концентрациях, что актуально при проектировании, строительстве и эксплуатации карьеров, подземных рудников, освоении нефтегазовых и других месторождений в регионе.

Литература:

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. и др. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 291–304.
2. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В.Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008.507 с.
3. Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332с.

РЕШЕНИЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ ПРИ ВСКРЫТИИ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ НА КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛМАЗОВ В НАКЫНСКОМ И АЛАКИТСКОМ РАЙОНАХ ЯКУТИИ

Дроздов А.В.[1], Попов В.Ф.[2]
1 – Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА», г. Мирный;
2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В разрабатываемых проектах защиты горных предприятий АК «АЛРОСА» от дренажных рассолов важным экологическим показателем является производительность дренажных систем, которая в большей мере зависят от принимаемой технологии ведения добычных работ. За

многолетний период осушения алмазных месторождений Якутии с последующим удалением стоков в недра криолитозоны вблизи карьеров и рудников формируются многокилометровые депрессионные воронки и репрессивные куполы с изменившимся гидродинамическим режимом подземных вод. Поэтому для прогнозов водопритоков в горные выработки и последующего захоронения (обратной закачки) дренажных рассолов отстраиваются гидродинамические модели и проводятся многовариантные эксперименты с использованием численного моделирования.

Криогидрогеологические условия Накынского и Алакитского алмазоносных районов, где разрабатываются трубки «Айхал», «Комсомольская», «Юбилейная», «Нюрбинская» и другие, имеют ряд существенных отличий, связанных с наличием меж- и подмерзлотных водоносных горизонтов, их низкой водообильностью, строением водовмещающих пород, составом и свойствами подземных рассолов, которые определяют затраты на их утилизацию и в целом на эффективность освоения месторождений. Разработка кимберлитовых трубок в этих районах осуществляется, в основном, открытым способом с осушением горных выработок за счет внутрикарьерного водоотлива.

Высокая минерализация дренажных вод, наличие растворенных газов, засоление поверхностных стоковза счет складирования вскрышных пород требуют разработки специальных мероприятий, в частности, по эффективному и экологически безопасному удалению дренажных рассолов с учетом сезонных объемов атмосферных осадков с водосборной площади, что представляет достаточную сложность для месторождений, приуроченных к зоне Арктического бассейна.

Существующий многолетний опыт Удачнинского ГОКа АК «АЛРОСА» позволил успешно внедрить способ захоронения дренажных рассолов в мерзлый ярус криолитозоны в Нюрбинском (Ботуобинский участок) и Айхальском (Ноябрьский участок) ГОКах с соблюдением всех требований экологической безопасности. В основе применяемого способа удаления стоков задействовано свойство формирования полезной емкости резервуара в криогенном массиве за счет изменения фазового состояния воды из твердого в жидкое под воздействием рассолов.

Основным условием использования ММП при захоронении (утилизации) жидких отходов горного производства является безнапорный режим сброса рассолов с поддержанием уровней воды в формирующемся резервуаре на определенных экологически безопасных отметках. Для каждого участка (полигона) захоронения установленной уровенной границей в направлениях основных дрен (водотоков) является отметка подошвы подрусловых таликов. Для района трубки «Нюрбинская» границей безопасного уровня в формируемом техногенном талике ММП следует считать отметку +110 абс. м, для трубки «Айхал» +500 абс. м.

Приуроченность Накынского и Алакитского алмазоносных районов к зоне развития раннепалеозойской слабоводоносной формации в регионе предопределяет низкую величину притоков дренажных рассолов в карьеры и к подземным горным выработкам (150–300 $м^3$/сут), что существенно упрощает проблему удаления дренажных вод в ММП с транспортировкой минерализованных стоков до участков закачки автотранспортом. Для указанных месторождений данное обстоятельство имеет достаточно большое значение, так как дренажные рассолы имеют высокую минерализацию (до 300 г/$дм^3$).

Рассмотрим основные элементы проектных решений, предусмотренных по участкам закачки дренажных рассолов. Строительство и эксплуатация системы удаления минерализованных вод на одном из участков разлома «Ботуобинский» предусматривает сброс лишь части объемов водопритоков из карьера «Нюрбинский», а именно – минерализованных подземных вод для исключения их попадания в местные поверхностные водотоки.

Проектом предусмотрено раздельное удаление минерализованных и поверхностных вод из карьера к объектам сброса, в частности, к участку захоронения рассолов – автотранспортом, а в емкости хвостохранилища обогатительной фабрики № 16 – по водоводам. Для перехвата и накопления поверхностных вод в весенне-летние периоды предусматривается строительство зумпфов-перехвата на земной поверхности и разных горизонтах карьера. В летний период времени года, когда происходит разбавление минерализованных вод в карьере атмосферными осадками,

осуществляется захоронение на полигоне только минерализованных вод, поверхностные стоки карьера при этом накапливаются и удаляются в хвостохранилище фабрики № 16.

На «Ботуобинском» участке закачки Нюрбинского ГОКа пробурено 6 эксплуатационных скважин (2 – основных, 4 – резервных) глубиной 210 м и 8 наблюдательных. Дренажные воды из карьера вывозились автотранспортом, сливались в стационарные и передвижные металлические резервуары, из которых самотеком подавались в закачные скважины (1−2 шт.). Закачка дренажных вод в скважины производилась в период с июля по октябрь месяцы. Водопритоки рассолов в карьер «Нюрбинский», к примеру, в июне-сентябре 2012 г. достигали 64,5 $м^3$/сут. Дебит закачки в скважины на участке изменялся от 25 до 100 $м^3$/сут. Согласно приведённым данным, коэффициент приемистости закачных скважин, в среднем, составлял 25,9 $м^3$/ч×м. Всего было закачано на «Ботуобинском» участке в 2011 г. − 2375, в 2012 г. – 1941,5, в 2013 г. − 3690 $м^3$ дренажных рассолов с минерализацией от 76 до 215 г/$дм^3$.

Проектом на подземную отработку трубки «Айхал» предусмотрено раздельное удаление минерализованных и поверхностных вод из рудника к объектам сброса, в частности, к участку закачки рассолов– автотранспортом, а в емкости хвостохранилища обогатительной фабрики № 8 – по водоводам. Откачиваемые с нижних горизонтов рудника минерализованные воды подаются через насосную станцию на горизонте +100 абс. м по водоводам в резервуары РВС-200 (V=400 $м^3$), расположенные на промплощадке. После слива из водовозок в 2-а передвижных металлических резервуара РГ-25 (V=25 $м^3$ каждая), которые расположены у закачных скважин, дренажные рассолы самотеком поступают в поглощающие интервалы ММП. Поверхностные воды в теплые периоды года (май-сентябрь) от зумпфа-перехвата нагор. +163 абс. м рудника через насосные станции шахтного водоотлива по системе водоводов поступают в емкость хвостохранилища фабрики № 8.

На «Ноябрьском» участке закачки АГОКа предусмотрено бурение 6 эксплуатационных скважин (2 – основных, 4 – резервных) глубиной 230 м. Для наблюдений за ходом процесса растекания рассолов предусмотрена

наблюдательная сеть из 10 скважин, из которых две (1 и 2) уже пробурены на поисковой стадии работ, позднее к существующей сети сооружается еще ряд дополнительных скважин в направлениях основных путей миграции минерализованных стоков. Для контроля возможного перетока в водонасыщенные толщи межмерзлотного и подмерзлотного водоносных комплексов предусматривается осуществлять режимные наблюдения по скважинам 7Н и 8Н, глубиной 400 и 600 м, соответственно. Количество одновременно эксплуатируемых скважин варьируется в зависимости от их приемистости, объемов поступления дренажных рассолов и других факторов.

В последующем при переходе на постоянный режим промышленной эксплуатации, по мере развития техногенного талика в ММП и увеличением площади развития репрессивного купола, наблюдательную сеть скважин следует расширять с бурением скважинкак в ярусе ММП, так и для контроля возможного перетока в водонасыщенные толщи межмерзлотного и подмерзлотного водоносных комплексов. Дополнительный объем необходимых работ будет уточнен после проведения опытно-промышленной стадии закачки рассолов на участке.

В целом для всей системы захоронения стоков предусмотрен «свободный» налив рассолов под напором от максимальной высоты подъема уровня воды в емкости накопления. В случае падения приемистости или длительного (2–3 месяца) высокого стояния уровней в эксплуатируемых закачных скважинах (20–50 м от поверхности) налив должен быть перенесен в другие резервные выработки. Продолжительность эксплуатации одной скважины не должна превышать трех-пяти лет. После чего она подлежит плановой чистке, регенерации специальными методами (промывке крепкими рассолами М>250 г/дм^3) или перебурке при невозможности ее дальнейшего использования.

В своей деятельности на территории Якутии АК «АЛРОСА» постоянно разрабатывает и осуществляет одно из стратегических направлений – создание малоотходных технологий при отработке алмазных месторождений, учитывающих экологические аспекты данной проблемы. При принятии решения о месте захоронения дренажных

рассолов делается обоснованный выбор из множества альтернативных вариантов, а также учитываются особенности криогидрогеологических условий, в которых процесс утилизации осуществляется.

УСТОЙЧИВОСТЬ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ К ХИМИЧЕСКОМУ ЗАГРЯЗНЕНИЮ ПРИ ОТРАБОТКЕ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЯКУТИИ

Дягилева А.Г.
Научно-исследовательский институт прикладной экологии севера, г. Якутск

Устойчивость мерзлотных почв – это способность почв приспосабливаться к изменившимся условиям среды и сохранению естественного функционирования при воздействии возмущающих факторов. По отношению к устойчивости почв необходимо выделять определенный вид воздействия (механическое, гидравлическое, химическое, радиохимическое, тепловое или биологическое воздействия). В зависимости от вида воздействия выделяются конкретные параметры устойчивости почв. В силу того что отработка коренных месторождений алмазов обуславливает аэротехногенное рассеяние поллютантов оседающих в почвах, в результате которого происходит геохимическая трансформация химических элементов, представляющих экологическую опасность, данная работа направлена на рассмотрение устойчивости мерзлотных почв непосредственно к химическому загрязнению.

В качестве объектов исследования послужили мерзлотные почвы северо-таежных ландшафтов Западной Якутии – криоземы, расположенные на Хання-Накынском междуречье, где находятся коренные месторождения алмазов – Накынское кимберлитовое поле, обусловленное тремя трубками – «Нюрбинская», «Ботуобинская» и «Майская».

Количественный анализ подвижных форм микроэлементов (тяжелых металлов) проводились атомно-абсорбционным методом на МГА-915.

Содержание гумуса определяли по методу И.В. Тюрина, кислотно-щелочные условия – потенциометрическим методом на pH-метре АНИОН-4100. Аналитические работы проведены в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ (аттестат аккредитации РОСС.RU 0001.517741).

Определение устойчивости почв к химическому загрязнению предлагается рассматривать через критерии сорбционной способности. Выбор параметров устойчивости почв основан на опыте многочисленных исследований, имеющихся в отечественной и мировой научной литературе о коррелятивных связях между гранулометрическим составом, физико-химическим, химическим, свойствами почв и накоплением, аккумуляцией вредных и опасных элементов, соединений, поступающих в почву из внешней среды.

При выборе показателей устойчивости мы руководствовались представлением о влиянии того или иного показателя на интенсивность химических процессов в почвах, на накопление и увеличение количества подвижных форм микроэлементов и тяжелых металлов, а также их соединений. Такими показателями являются гранулометрический состав, кислотно-основные условия почвенной среды, содержание гумуса, емкость катионного обмена, основные оксиды.

Сорбционная способность почвенного материала определяет устойчивость почв к химическому загрязнению. Чем выше сорбционная способность, тем ниже устойчивость почв к химическому загрязнению. При этом каждый генетический горизонт обладает своей сорбционной способностью, а, следовательно, и различной степенью устойчивости к химическому загрязнению, что очень важно при прогнозировании развития процессов деградации почвенного покрова.

По гранулометрическому составу криоземыхарактеризуются преобладанием легких суглинков. Наибольшее поглощение прослеживается во фракциях размером 0,01-0,005мм: Cu→Ni→Co→Mn→Zn. Отмечено, что уменьшение доли физической глины приводит к уменьшению сорбции Pb, Cuи Ni почвами и прочности их закрепления на поверхности почвенных частиц.

Условия почвенной среды криоземов преимущественно слабокислые в верхних органогенных горизонтах и близко нейтральными в минеральной части почвенного профиля, которые также являются ведущим фактором, контролирующим распределение и поглощение микроэлементов в почвенном профиле. Выявлена сорбция следующих элементов: в кислой среде низкая сорбция: Pb→As, в щелочной среде высокая сорбция: Ni→Zn→Cu→Pb.

По содержанию гумуса криоземы характеризуются высокимизначениямипо всему почвенному профилю, в состав которой также входят техногенные составляющие промышленной площадки. Характерное накопление гумуса в надмерзлотном горизонте связано с механическим заносом гумуса в нижние горизонты при мерзлотной перемешанности почвы, а также по морозобойным трещинам. Выявлена связь микроэлементов с содержанием гумуса как в органо-минеральных, так и минеральных горизонтах, составляющие следующий ряд по коэффициенту корреляции для: органо-минеральных горизонтов: As→Pb→Cd→Mn, минеральных горизонтов: As→Cd→Pb→Mn→Cu.

Емкость катионного обмена криоземов возрастает с увеличением pH, содержания гумуса и количества илистой фракции. Величина ЕКО в криоземах связана в большей степени с содержанием физической глины, чем органическим веществом и играет значительную роль в сорбции тяжелых металлов. Установлено влияние емкости катионного обмена на элементы Ni,Zn и Cu, и на распределение подвижной формы Cu по почвенному профилю.

Прианализе валового химического состава основных оксидов криоземы характеризуются недифференцированным или слабо дифференцированным почвенным профилем. По весовому содержанию основных оксидов во всех подтипах криоземов характерно доминирование SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и K_2O. Наибольшая сорбция подвижных форм микроэлементов установлена в оксидах группы железа. Такие микроэлементы, Zn и Cu отражают специфику сорбции основных оксидов в криоземах Хання-Накынского междуречья. Аккумуляция As и Pbсвязано с

результатом техногенного воздействия на почвы в зоне влияния промышленных объектов НГОКа.

Таблица 1

Интегральная оценка устойчивости криоземов территории Хання-Накынского междуречья

Критерии сорбционной способности		Подтипы криоземов			Уровень сорбционной способности	Устойчивость почв к химическому загрязнению
		Криозем гомогенный надмерзлотно-глееватый	Криозем гомогенный неоглеенный	Криозем гомогенный глееватый оподзоленный		
Морфо-генетические	Грансостав (ФГ/ФП)	Профиль двучленный суглинистый/ супесчаный (22/78)	Профиль двучленный супесчаный/ суглинистый (21/79)	Профиль двучленный супесчаный/ суглинистый (16/84)	Средний	Средняя
	Плотность	Плотный	Уплотненный	Уплотненный	Средний	Средняя
	Мощностьорганического горизонта (АО), см	0-14	0-26	0-42	Средний	Средняя
	Наличие и характер мерзлоты (глубина залегания, см)	Льдистая мерзлота	Льдистая мерзлота	Льдистая мерзлота	Высокий	Низкая
Функциональные	Кислотно-щелочные условия	5,0-7,0	5,5-6,4	5,3-7,0	Низкий	Высокая
	Емкость катионного обмена, мг-экв/100 г	36-22	32-30	24-28	Высокий	Низкая
	Влажность(ГВ, %)	Влажный (3,3-2,1)	Влажный (1,9-2,4)	Свежий (2,0-2,5)	Высокий	Низкая
	Содержание основных оксидов	SiO_2>>Al_2O_3>Fe_2O_3>K_2O>Na_2O, MgO>CaO	SiO_2>>Al_2O_3>Fe_2O_3>K_2O>Na_2O>MgO>CaO	SiO_2>>Al_2O_3>Fe_2O_3>K_2O>MgO>Na_2O>CaO	Высокий	Низкая
Уровень сорбционной способности		Высокий	Высокий	Низкий		
Устойчивость почв к химическому загрязнению		Низкая	Низкая	Высокая		

По данным результатам работы проведена интегральная оценка показателей сорбционной способности почвенных материалов, обусловливающие устойчивость почв к химическому загрязнению (табл. 1). При обобщении всех полученных выводов можно констатировать, что криоземы Хання-Накынского междуречья в целом характеризуются высокой сорбционной способностью и низкой устойчивостью к химическому загрязнению. И только криозем гомогенный глееватый оподзоленный отличается низкой сорбционной способность и, следовательно, высокой устойчивостью к химическому загрязнению.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ В КРАЕВЫХ СТРУКТУРАХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Егоров К.Н.
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Эффективность стратегического прогноза коренной алмазоносности на юге Сибирского кратона, как и результативность проведения алмазопоисковых работ в этом регионе в значительной мере зависят от оценки и определения многофакторных параметров прогнозно-поисковых моделей коренных источников алмазов.

Для выделения прогнозно-поисковых моделей в пределах краевых минерагенических алмазоносных зон юга Сибирского кратона использованы новые данные по проявлению разновозрастного мантийного алмазоносного или потенциально алмазоносного магматизма, а также типоморфизму алмазов и парагенетических ассоциаций индикаторных минералов кимберлитов/лампроитов. Ранее, на территории окраинных структур юга Сибирского кратона были выделены три тектоно-магматических цикла (1268 млн. лет; 660-630 млн. лет: 370-350 млн. лет), с которыми связано формирование алмазоносных или потенциально алмазоносных коренных источников [4]. К докембрийским алмазоносным телам относится серия жильных тел лампроитов Ингашинского лампроитового поля протяженностью около 30 км, при ширине 5-8 км [2].

В последнее время появилось сообщение о более молодом возрасте (менее 300 млн. лет) лампроитов на примере пород жилы «Искра» Ингашинского поля, полученным по U-Pb датированию ксеногенных цирконов [1]. В этой связи возникла необходимость повторного проведения геохронологического исследования лампроитов жилы «Правобережная» с возрастом 1268 млн. лет [4] с использованием современных методов анализа. Для этого из керновой пробы плотных, массивных лампроитов жилы «Правобережная» была отобрана мономинеральная фракция флогопита основной массы породы. Датирование $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом

флогопита осуществлено в Институте земной коры СО РАН с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI с высоковакуумной печью двойного вакуума. Расчет возраста осуществлялся относительно стандарта BERN4M, возраст которого принимался равным 18.7 ± 0.096 млн. лет [5]. На рис. 1 показан возрастной спектр датированного флогопита из образца П-1 в диапазоне температур от 510° С до полного плавления при температуре 1185° С (21 температурная ступень).

Четыре ступени в средней части спектра формируют платоподобный участок с рассчитанным возрастом 1480.9 ± 3.2 млн. лет (рис. 1).

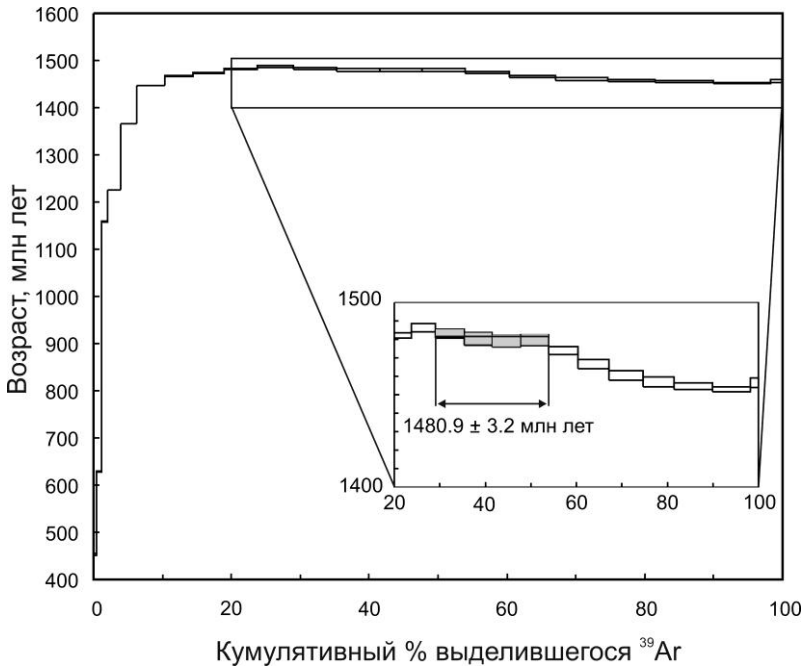


Рис. 1. Диаграмма ступенчатого нагрева мономинеральной фракции флогопита основной массы из лампроита жилы «Правобережная».

Наличие докембрийской алмазоносности подтверждается находками нескольких десятков алмазов в классе -2+1 из вендских отложений мотской свиты Урикско-Ийского грабена Восточного Присаянья. По совокупности типоморфных особенностей алмазы проявляет абсолютное сходство с определенной группой алмазов Шелеховской россыпи юга Сибирского кратона [3], которые претерпели интенсивный механический износ, характерный для алмазов из докембрийских прибрежно-морских коллекторов.

Следует отметить, что по петрографо-минералогическим, изотопно-геохимическим особенностям лампроиты жилы «Правобережная» несколько отличаются от пород жилы «Искра» [2], что может, в какой-то мере, свидетельствовать о двух разновозрастных этапах проявления лампроитового магматизма на юге Сибирского кратона.

Таким образом, на основе новой информации по вещественному составу полихронных и разнотипных мантийных пород выделяются следующие типы прогнозно-поисковых моделей Присаянской минерагенической алмазоносной зоны.

1. Первый тип модели – мезопротерозойские (1.4 – 1.2 млрд. лет) флогопит-оливиновые лампроиты ультраосновного ряда, содержащих в основной массе Mn-ильменит (MnO 2-3 мас.%, примесь Nb_2O_5 до 3.5 мас. %), F-Sr-апатит (SrO 1.5-12 мас.%, F 2-4 мас. %), La-Ce рабдофанит (La_2O_3 20-22 мас.%, Ce_2O_3 34-36 мас. %). Среди барофильных акцессорных минералов установлены пиропы ультраосновного (12%) и эклогитового (88%) парагенезисов. Изотопный состав лампроитов указывает на формирование мантийного источника этих пород в обогащенной мантии первого типа (EM-1). Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ обогащения мантийного источника лампроитов равен 2.1-2.0 млрд. лет.

2. Второй тип модели – неопротерозойские (660 – 630 млн. лет) слюдяные кимберлиты, сложенные вкрапленниками измененного оливина, флогопита, кальциевого диопсида и хромдиопсида (Cr_2O_3 1.5-2.5 мас.%). В кимберлите отмечаются редкие зерна пикроильменита, а также манганоильменита с аномально высокими содержаниями оксида марганца (до 17 мас.%). По изотопии (-9.0 ε_{Nd} и 0.7050 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$) мантийный источник кимберлитов соответствует обогащенной мантии первого типа (EM-1). Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ обогащения мантийного источника кимберлитов равен 2.1 млрд. лет.

3. Третий тип модели – лампроитоиды основного состава, слагающие дайковые тела среднепалеозойского возраста (370 млн. лет). Среди акцессорных минералов отмечаются микроалмазы, единичные пиропы лерцолитового парагенезиса, пироп-альмандины, гранаты голдмандит-уваровитового ряда, хромгроссуляры, хромшпинелиды (Cr_2O_3 40-59

мас.%). Согласно изотопии (ε_{Nd} = -8.39, $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ = 0.7086) источник лампроитоидов располагается в поле обогащенной мантии. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ обогащения мантийного источника лампроитоидов равен 1.8 млрд. лет, т. е. характерный для модельных возрастов источников EM1-типа (AR_3-PR_1).

4. Четвертый тип модели – верхнепалеозойские (менее 300 млн. лет) лампроиты ультраосновного состава с флогопит-апатит-рутиловой основной массой. В породах встречаются тетраферрифлогопит (TiO_2 6-8 мас.%, Al_2O_3 5-7 мас.%), прайдерит, Nb-рутил (Nb_2O_5 до 1.61 мас. %) и др. Среди барофильных акцессорных минералов установлены алмазы, пиропы ультраосновного и эклогитового (в т.ч. алмазоносных) парагенезисов. По изотопному составу мантийный источник лампроитов относится к обогащенной мантии первого типа (EM-1).

Необходимо подчеркнуть, что охарактеризованные прогнозно-поисковые модели коренных источников алмазов юга Сибирского кратона имеют общие изотопно-геохимические признаки резко отличные от слюдяных пикритов и щелочных пород зиминского комплекса Присаянья.

Литература:

1. Гладкочуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В. и др. Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // Доклады РАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 567-572.

2. Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. и др. Петрологические особенности оливин-флогопитовых лампроитов Присаянья по данным Sr-Nd изотопии и ICP-MS геохимии // Геохимия. 2006. №7. С. 538-544.

3. Егоров К.Н., Галенко В.П., Скляров В.Е. Типоморфные особенности алмазов бассейна р. Бирюсы (Восточное Присаянье) в связи с поисками коренных источников // Материалы конференции «Онтогения минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач. Санкт-Петербург: СПГГИ, 2009. С. 45-47.

4. Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники, алмазоносность // Доклады РАН. 2010. Т.435. № 6. С. 779-783.

5. Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 35. P. 1-12.

ВАРИАЦИИ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ АЛМАЗОНОСНОСТИ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ КИМБЕРЛИТОВ НА НИЖНИХ ГОРИЗОНТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТРУБКИ «НЮРБИНСКАЯ»

Егоров К.Н., Кошкарев Д.А.
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

На основе комплексного исследования внутреннего строения трубки «Нюрбинская», вещественного состава и алмазоносности слагающих кимберлитов на глубоких горизонтах рудного тела (+70м – -5м) выделены три основных этапа формирования месторождения. На каждом этапе становления рудного тела происходило внедрение различных по вещественным характеристикам и алмазоносности геолого-технологических типов кимберлитов. Для решения поставленных задач был изучен керновый материал по 540 эксплуатационным скважинам и проведен общий анализ алмазоносности (содержание, ситовые характеристики, стоимостная оценка кристаллов и т.д.) по 475 эксплуатационным пробам.

В первый этап становления трубки «Нюрбинская» образовались приконтактовые сильно карбонатизированные брекчии. Они характеризуется минимальными общими содержаниями полезного компонента. Общее содержание крайне редко превышает 50 у.е. и практически в 2 раза ниже среднего содержания по всему объему рудного тела. При этом анализ ситовых характеристик алмазов показал явное преобладание мелких классов. С возрастанием глубины алмазоносность карбонатизированных кимберлитовых брекчий имеет небольшую тенденцию к возрастанию, которое не превышает первых 10%. Отрицательным моментом для промышленной отработки данного геолого-технологического типа является присутствие в значительных количествах вторичной наложенной минерализации кальцитизации, сульфидизации и окварцевания.

Близко по времени становления формировались автолитовые брекчии (АКБ I), слагающие основной объем рудной массы в пределах южного фланга трубки, а в северной части месторождения имеют ограниченное распространение. Их алмазоносность соответствует средней продуктивности по месторождению и составляет 45-50 у.е. Однако данный геолого-технологический тип характеризуется повышенным качество камней крупных классов (+4). Кроме того, при пониженном содержании крупных камней относительно всего месторождения, средний вес и, соответственно, цена показали максимальные значения (212 мг против 175.9 мг по рудам северных флангов месторождения и 198.1 мг по рудам центральной части трубки). К тому же, АКБ I отличается устойчивыми содержаниями мелких классов (-1+0.5 и -2+1) которые имеют минимальные вариации.

Во второй этап становления трубки «Нюрбинская» сформированы автолитовые брекчии (АКБ II), слагающие северную и северо-восточную часть месторождения. Они заметно отличаются от АКБ I южных флангов рудного тела по петрографо-минералогическим характеристикам и параметрам алмазоносности. По продуктивности АКБ II севера, северо-востока трубки являются богатыми рудами (45-50 у.е.) с относительно устойчивым содержанием и ситовых характеристик алмазов. При этом они отличаются крайне контрастной алмазоносностью. Наблюдаются сильные вариации содержаний как мелких, так и крупных коммерческих классов. АКБ II характеризуются максимальным количеством камней средних и крупных ситовых классов, но при этом камни размером -4+2 будут иметь максимальные ценовые параметры, а камни ранга -8+4 минимальные. Контрастность алмазоносности АКБ II частично обусловлена наличием обособленных зон с повышенным содержанием обломков вмещающих пород.

В третий, завершающий этап формирования трубки «Нюрбинская», произошло внедрение автолитовой брекчии (АКБ III), слагающей центральную часть месторождения (рис. 1).

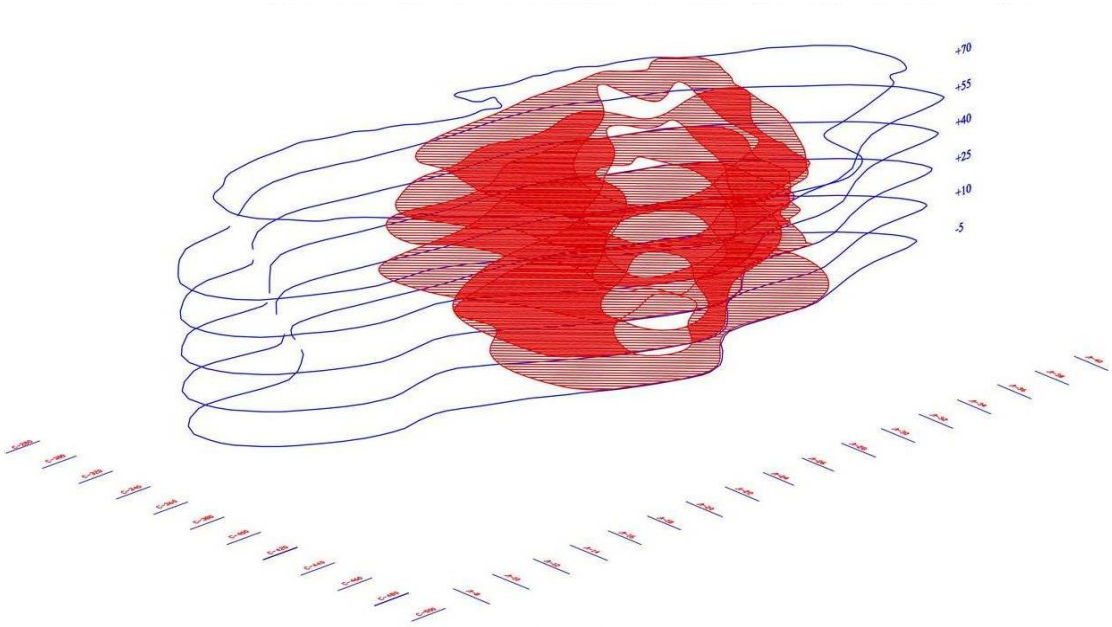


Рис. 1. Пространственное расположение АКБ III центральной части трубки «Нюрбинская» на горизонтах +70м ÷-5м.

Для АКБ III характерно максимальное содержание включений перидотитов и эклогитов, крупных псевдоморфоз по оливину, а также пиропов различного состава. АКБ III выполняет мощное штокообразное геологическое тело в центральной части трубки и имеет наибольшее распространение в объеме месторождения на глубоких (ниже +25) горизонтах (рис. 1). АКБ III формируют на контактах с другими типами (АКБ I и АКБ II) мощные зоны с образованием смешанных гибридных типов кимберлитов, которые имеют усредненные характеристики по вещественному составу и алмазоносности.

АКБ III являются наиболее продуктивными по уровню алмазоносности и качеству алмазов (среднее содержание по классу +0.5 – 60.3% и по классу -4+1 – 48.9%) по сравнению с другими геолого-технологическими типами. Общее содержание обычно составляет не менее 55-70 у.е. Основная нагрузка общей алмазоносности в равной мере ложится на классы -2+1 и -4+2. Другой особенностью АКБ III является повышенное содержание камней средних и крупных коммерческих классов в сравнении с АКБ I и АКБ II южных и северных флангов трубки. При этом средний вес (199 мг) кристаллов с размерами +4 в АКБ III центральной части трубки ниже, чем в АКБ I (средний вес 212 мг) и незначительно выше, чем в АКБ

II (средний вес 175,9 мг). Другими словами, для алмазов крупных коммерческих классов из разных геолого-технологических типов кимберлитов трубки «Нюрбинская» характерна обратная зависимость с общим уровнем алмазоносности. В других крупных месторождениях алмазов Якутии (трубки «Юбилейная», «Комсомольская» и др.) подобной закономерности не наблюдается [1-3 и др.].

В целом следует отметить, что полученные усредненные результаты по вариациям ситовых характеристик, ценовых параметров и т.д., за исключением общего содержания алмазов, показывают их небольшие вариации по вертикали рудного тела. Однако практически все параметры алмазоносности месторождения имеют значительные изменения (от 2 до 10 порядков) по латерали каждого горизонта трубочного тела. В частности, уровень алмазоносности по латерали месторождения на горизонте +70м варьирует от 15 до 110 у.е., при этом вариабельность ситовых классов алмазов по латерали на отдельных горизонтах также очень значительна.

Данная информации является важнейшим элементом в ходе оперативного планирования добычи, так как позволяет маневрировать поквартальным выходом полезного компонента на обогатительной фабрике.

Литература:

1. Кошкарев Д.А., Егоров К.Н., Карпенко М.А., Маковчук И.В. Основные параметры алмазоносности геолого-технологических типов кимберлитовых руд крупнейшего месторождения алмазов Якутии (трубка Юбилейная) // Руды и металлы, 2010. № 4. С. 27-35.

2. Гладков А.С., Кошкарев Д.А. Трехмерные структурно-вещественные модели разрабатываемых месторождений алмазов (Якутская алмазоносная провинция) // Материалы IV Уральского горнопромышленного форума «Горное дело: технологии, оборудование, спецтехника». Екатеринбург. ИГД УрО РАН, 2011. С 156-157.

3. Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Геолого-технологическая типизация кимберлитов трубок «Юбилейная» и «Комсомольская» с целью повышения эффективности опережающей разбраковки руд по уровню алмазоносности и ситовым характеристикам» // Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А. и 120-летию профессора Урванцева Н.Н. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. С. 381-385.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТНЫХ АССОЦИАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ МЕТОДА ПОЛУЧЕНИЯ ОЦЕНОК ИНФОРМАЦИОННОЙ ЭНТРОПИИ И ЧАСТНОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЙСКОЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

Есипенко А.Г.
Северо–Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

В работе реализован системно-геохимически и математически обоснованный подход к изучению гидротермального или пневматолито-гидротермального геохимического поля для модели относительного концентрирования в условиях общего рассеяния вещества гидротермы, внедряющегося за одну или несколько стадий в тектонически подготовленные вмещающие толщи, возможно находящиеся в зоне действия регионального или контактового метаморфизма (или суммы этих факторов). Даны определение геохимической элементной ассоциации и концепция геохимической структуры гидротермального объекта-импульса, как диссипативно-концентрационной системы, реализующейся в виде геохимических элементных ассоциаций с их взаимными связями. Решена задача создания математического метода, на основе аппарата информационной энтропии и частной информации как мер организации вещества поля, позволяющего вычислить соответствующие латеральную и вертикальную геохимические зональности, установить качественную термальность ассоциаций, на которые расслаивается многоэлементный эндогенный ореол исследуемого геохимического поля. Предложенный подход позволил установить принципиальную двойственность формирования эндогенной гидротермальной зональности, и предварительно объяснить эту двойственность действием аддитивного термального фактора (АТФ). Метод был применен для исследования геохимического поля одного из месторождений Северо-Востока России. Он

может быть использован для уточнения состава, стадийности, возможной полихронности геохимических и минеральных ассоциаций гидротермальных объектов разных масштабов, адекватных предложенной системной модели.

Исследования в области физики и других дисциплин позволили применить для них, предложенные, в частности, К. Шенноном [3] универсальные меры. Они дали возможность установить сущность новой научной интерпретации понятия «информация» как меры структурной упорядоченности, организации самых разнообразных по своей природе объектов. Организации, как физическому аналогу роли, которую играет шенноновская информация в информационно-энтропийных, теоретико-информационных представлениях объектов, и прийти к понятию об организации физического объекта, как диалектическом партнере его же энтропии или хаоса. Такая формулировка представляет организацию как систему, формирующуюся из «собственного» начального объема «хаоса» потенциальной диссипации объекта, который реализуется, рассеиваясь под действием (различных форм) собственной энергии и внешних условий. Систему, реализующую часть первоначальной энтропии путем частичной организации вещества объема объекта-импульса (в виде концентрации), относительно его общей совершившейся (в результате) диссипации.

Примером таких объектов, являются диалектические диссипативно-концентрационные объекты – рудно-геохимические явления – многие эндогенные гидротермальные геохимические поля.

Техника применения метода в вычислительном плане сводится к тому, что для каждого предполагаемого (например, из формационных посылок) элемента-ассоциатора, получаются два ряда оценок: латеральные (последовательного латерального уменьшения оценок $\Delta \boldsymbol{h_e}$ - соаномальности рядовых элементов с ассоциатором) и вертикальные (средние между тенденцией зонирования вверх и вниз в рамках диапазона исследования), Так получаются геохимические элементные ассоциации. Для идентификации ассоциаций, результаты были соотнесены с данными пространственного размещения элементных масс, корреляцией элементов, минеральными ассоциациями, представлениями об их последовательности

(этапах, стадиях), тектонической структуре месторождения, магматизме, данными по флюидным включениям, температурам, глубинам минералообразования, и т.д. Каждый тип формирования зональности из двух возможных назовем формингом, 1 (горячий) или 2 (холодный).

В ключе развиваемого подхода установлено, что на одном гипсометрическом уровне в месторождении реализовались четыре гидротермальных ассоциации: 1) +[Bi, Sn, W, Be, Mo]⁄−[Y, Zn], условно редкометалльная, t = 530^{0}C, глубина формирования 3 км, тип 1; 2) +[Au, As, Sb, Mn, Ba]⁄−[Cr], золото-сульфидно-вкрапленная, t = 400^{0}C, глубина формирования 3 км, тип 1; 3) +[Ag, Cu] ⁄−[Co, V, Ni], t = 330^{0}C в ядре, и второй тип форминга для ее зоны выноса (где происходит ее существенное охлаждение, при горячем ядре с t АТФ в полосе бифуркации форминга), глубина формирования 1,2 км; 4) +[Ag, Pb, Au, Sr], приповерхностная, второй тип форминга, t от 280^{0}C и ниже в среднем, глубина формирования около 500 м (оценки t маркирующих минералов и глубин формирования даны по [1]). Полученная геохимическая картина согласуется с характером минеральных ассоциаций и в целом с этапностью формирования месторождения [2, 1]. В то же время геохимическая структура месторождения получилась достаточно новой и частично меняющей предыдущие представления о геохимии месторождения.

Таким образом, диалектика диссипации и концентрирования геохимического поля, в целом рассеивающегося в некоторых условиях гидротермального импульса, в своем преломлении через физико-математический аспект метода и определение геохимических элементных ассоциаций, позволяют установить строение поля, структуру и зональность гидротермальных ассоциаций, соответствующие температурам их образования (термальности).

1. На основании выделения геохимических элементных ассоциаций, с учетом принципиального подобия работы гидродинамического механизма инъекции и размещения элементных масс, можно сделать вывод, что критичным фактором, детерминирующим тип форминга в процессе инъекции вещества гидротермы, оказывается аддитивный термальный фактор (АТФ), обеспечиваемый различными причинами: геотермическим

градиентом, пребыванием блока в состоянии регионального и/или контактового метаморфизма, в процессе гидротермальной инъекции.

2. При наложении разных ассоциаций, несмотря на возможно высокие кросс-ассоциативные корреляции для ряда элементов, сохраняется собственная (первоначальная) зональная структура ассоциаций внутри каждой из них (отражая единство ее генезиса).

3. «Отдельность» ассоциаций объясняется тем, что если новый гидротермальный импульс способен перемещать вещество уже имеющихся элементных масс, то он становится лишь стадией или серией новых стадий предыдущей ассоциации. И в результате массы составляющих его элементов функционально встроятся в нее в соответствии с типом форминга, и они образуют функциональное целое. Иначе, будет реализована ситуация наложения двух ассоциаций, каждой с различимо индивидуальными функциональными свойствами.

4. «Завершенность как отдельность» элементных ассоциаций (а значит, их полихронность) накладывает некоторые ограничения на последовательность формирования минеральных ассоциаций и указывает на их возможные преобразования в процессе генезиса. Так как для образования минеральных ассоциаций необходим достаточно высокий уровень концентраций, наличие вещества определенных химических элементов и условий.

5. Предложенный подход позволил установить и предварительно объяснить явление двойственности формирования эндогенной гидротермальной зональности.

Литература:

1. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В., Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (O и S), история и условия образования. Геология рудных месторождений. 2004. № 6, с. 74-87.

2. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН; М.: ИГЕМ РАН, 2001. - 180с.

3. Шеннон К. Математическая теория связи. /Работы по теории информации и кибернетике.- М.: ИЛ,1963.- 830 с., с.233-343.

АНАЛИЗ ОСЛОЖНЕНИЙ ПРИ ТАМПОНИРОВАНИИ СКВАЖИН НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Ефимов Д.Н.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одним из основных топливно-энергетических центров нашей страны являются месторождения Северо-Востока, характеризующиеся наличием в геологическом разрезе многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью до 600 м с температурой до минус 10 °С, что значительно осложняет сооружение и эксплуатацию скважин.

Многолетний отечественный и зарубежный опыт свидетельствует, что наличие в геологическом разрезе месторождений криолитозоны обусловливает возникновение в скважинах различных специфических осложнений и аварий таких как: интенсивное кавернообразование, размыв и просадка устья скважины, нарушение целостности крепи скважин и др.

Одним из самых тяжелых по последствиям осложнений является смятие обсадных труб в интервале ММП во время длительных простоев скважин. В результате нередко возникают заколонные газопроявления, наносящие огромный ущерб экологии данного района, что порождает социальные проблемы для малых народов Крайнего Севера [2]. Для ликвидации последствий смятия обсадных колонн требуются большие дополнительные затраты.

Для предупреждения смятия крепи скважин предложены различные технические решения, но вследствие их значительной трудоемкости и низкой надежности они практически не применяются.

Качественное цементирование и тампонирование скважин предупреждает поглощение промывочной жидкости, потерю устойчивости стенок скважины.

На сроки схватывания тампонажной смеси влияет низкая температура горных пород. В зонах ММП тампонажные смеси, состоящие из цемента и воды, быстро охлаждаются и даже замораживаются. Система «цемент-вода» считается не пригодной для цементирования скважин в

ММП [3]. Обычные тампонажные портландцементы могут быть использованы только в породах с температурой не ниже 4,5-7,2 ^{0}С и при условии прогрева скважины в период схватывания тампонажной смеси. Более эффективными считаются цементно-гипсовые смеси, содержащие минимум свободной воды. Гипс изменяет первоначально заданное отношение вода-цемент, регулирует распространение воды в растворе и предотвращает ее нежелательную миграцию в смеси. Для бурения скважин в арктических районах технологически наиболее эффективно использовать гипсосодержащую смесь [3].

Для предупреждения осложнений тампонажная смесь не должна вызывать оттаивания льда и пород, сцементированных льдом, и разрушения льда фильтратом тампонажного раствора и должна отвечать оптимальным срокам схватывания. Время схватывания гипсовой смеси практически не зависит от среды, в которой происходит ее твердение. У смеси, состоящей из портландцемента и ускорителя схватывания, время схватывания в жидкой среде выше по сравнению с твердением ее на воздухе. В связи с этим применяют разделительные буферные жидкости, предотвращающие разубоживание цементных и тампонажных растворов на контакте их с продавочной и выдавливаемой из скважины жидкостями. Смеси, твердеющие в атмосферных условиях и при отрицательных температурах, не схватываются при погружении их в минерализованную воду [4].

Осложнения при цементировании и тампонировании при низких температурах можно предупредить применением портландцементов, в клинкерном составе которых содержится более 50% C_3S и около 20% C_3A+C_4AF. С ростом суммы минералов $C_3S+C_3A>60\%$ прочность цементного камня растет в ранние сроки твердения.

Быстрый рост прочности цементного камня в первые сроки твердения дают высокопрочные и быстротвердеющие цементы на основе алитового клинкера с содержанием до 85% алита. На прочность в этот период наибольшее влияние оказывает минерал C_3A. При содержании C_3A до 15% цемент не должен содержать других добавок, кроме гипса, вводимого в строго определенном количестве. Цементы с удельной

поверхностью 5000-6500 $см^2$/г ведут к получению быстросхватывающихся тампонажных смесей [3].

Изоляция зон поглощения и крепление стенок скважины эффективны методом сухого тампонирования. Этим методом изолируются зоны поглощения, водопритоки, укрепляются интервалы неустойчивых пород при бурении скважин. Преимущество метода – исключение времени на ожидание затвердевания цемента и разбуривания цементной пробки.

Ликвидация зон поглощения промывочной жидкости достигается применением тампонажных паст и нетвердеющих тампонажных растворов. Для практических целей хорошо себя зарекомендовали цементно-гипсово-глинистые, цементно-гипсовые и гипсовые пасты на дизельном топливе. Для эффективности тампонирования пастами необходимо тщательно перемешивать вяжущие материалы. Наряду с традиционными вяжущими веществами – цементом и гипсом, в настоящее время применяются различные полимерные материалы. Их использование может оказаться экономически оправданным для районов Крайнего Севера.

Институтом «ПечорНИПИнефть» были проведены испытания тампонажных растворов для месторождений в районах Крайнего Севера [1]. Результаты испытаний показывают следующее:

1. Время загустеваниятампонажных растворов можно увеличить с помощью пластификаторов. В качестве пластификатора был испытан комплекс фосфоновых кислот – нитрилотриметилфосфоновая кислота.

2. Тампонажные растворы на основе портландцемента с добавками кальцинированной соды и углекислого калия и пластификатора НТФ (нитрилотриметилфосфоновая кислота) быстро схватываются – конец схватывания (при температуре твердения 5^oC) 8 ч. При этом достаточной прокачиваемостью обладают растворы с добавками кальцинированной соды и НТФ. В то же время в течение 2 сут. более интенсивно набирает прочность раствор с добавкой углекислого калия и НТФ (по сравнению с добавкой кальцинированной соды и НТФ) и составляет 1,75 МПа.

Предварительные испытания тампонажного раствора, приготовленного из цемента тампонажного низкотемпературного (ЦТН). Данный раствор, сохраняя прокачиваемость более 3 ч., имеет короткие

сроки схватывания и быстро набирает прочность, через 1 сут. притвердения 5^{o}С прочность достигает 2,3 МПа. Тампонажный раствор стабилен и не выпадает в осадок в течение процесса затворения. Цементный раствор из ЦТН имеет короткие сроки схватывания и повышенную прочность при низких температурах по сравнению с обычными цементами, что позволяет сократить время ожидания затвердевания цемента до 6 ч. и повысить качество крепления скважин.

Современные производственные задачи требуют решения проблемы тампонирования скважин в зонах ММП. Решение данной проблемы требует научного обоснования и практического решения вопросов оптимизации крепи скважин в криолитозоне, разработки и промышленного производства специальных тампонажных материалов для цементирования низкотемпературных скважин. Одним из инновационных направлений научной работы может быть улучшение качества тампонирования путем закачивания в скважину растворов с пониженной температурой, увеличивая при этом сроки прокачиваемости, применением жидкости с пониженной температурой для продавкитампонажного раствора.

Литература:

1. Буслаев В.Ф. Предупреждение аварий и осложнений при строительстве скважин в многолетнемерзлых породах: Учеб.пособие / В.Ф. Буслаев, И.Ю. Быков. – Ухта, 1995. – 88с.
2. Коломец А.В. Современные методы предупреждения и ликвидации аварий в разведочном бурении / А.В. Коломец, А.К. Ветков. – М.: Недра, 1977. – 200с.
3. Кудряшов Б.Б. Бурение скважин в мерзлых породах / Б.Б. Кудряшов, А.М. Яковлев. – М.: Недра, 1983. – 286с.
4. РД 39-3-1107-84. Инструкция по эксплуатации скважин, пробуренных в зоне вечной мерзлоты / И.Ю. Быков, П.Б. Садчиков, В.Ф. Буслаев, Б.Я. Сапгир, А.Г. Минко, В.В. Соловьев и др. – М.: ВНИИнефть, 1984. – 128с.

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АДЖИБУГУТ (ЦЕНТАРЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Жанибеков Б.О.[1], Дулабова Н.Ю.[2], Турапов М.К.[1]
1 – ГП "НИИМР" Госкомгеологии РУз, г. Ташкент;
2 – Госкомгеологии РУз, г. Ташкент

Месторождение золота Аджибугут одно из перспективных объектов Центральных Кызылкумов для промышленного освоения и находится в юго-восточной части Ауминзатауских гор. В его геологическом строении принимают участие бессапанская (метаморфизованные песчаники и алевролиты, сланцы с прослоями кремния и карбонатов) и тасказганская (метатерригенные, кремнисто-карбонатно-сланцевые образования) свиты вбольшинстве части площади месторождения она перекрыты мезозойско-кайнозойскими образованиями [3].

Структурно-тектоническая позиция определяется зоной пересечения крупных региональных разломов. С пересечением разломов связано образование клиновидной структуры, к центральной площади которой приурочено месторождение Аджибугут.

Геолого-разведочные работы, проведенные Ю.И. Парамановым, А.В. Муровцевым, Ю.Н. Зверевым и др. в горах Ауминзатау позволили выявить крупную тектоническую единицу – грабен – синклиналь клинообразной формы. По их мнению, эта структура контролирует золотую минерализацию Ауминзатау. Месторождение было открыто в 1994 г. в процессе опережающей литогеохимической съемки. По результатам этой съемки на восточной части гор Ауминзатау была оконтурена аномальная зона золота. Зона аномалии протяженностью около 2 км при мощности 300-500 м включает в себе отдельные залежи руд при ширине 20-150 м и протяженности до 800 м. Месторождение изучено до глубины 300 м и установлено, что мощности рудных залежей с глубиной сокращаются [3]. Основание геологического разреза составляют породы тасказганской свиты, на которую залегают рудовмещающие образования бессапанской толщи.

Как признают геологи из-за малой изученности геолого-генетических особенностей месторождения, в особенности его глубоких зон, и ряда объективных причин, данный золоторудный объект ждет своего промышленного освоения.

Проведенные тематические исследования в рамках госзаказа осуществлены с целью изучению механизма формирования рудоконтролирующих структур напряженно-деформированного состояния площади месторождения и реконструкции геодинамических обстановок, при которых произошли процессы рудоотложения. Эти исследования позволяют более глубоко понять природные геологические условия, при которых формировалось месторождение Аджибугут и с другой стороны, получить новые геолого-структурные и геодинамические признаки золотого оруденение, которые послужат прогнозно-поисковыми критериями. Использование их в комплексе с минералого-геохимическими, литолого-петрографическими, геофизическими и другими поисковыми признаками позволит более достоверно осуществить прогноз и эффективно провести поисковые работы на флангах месторождения.

Для решения целевого задания использовались методы геолого-структурного анализа, позволившие определить условия (литологические, структурно-тектонические магматические) при которых формировалось месторождение, а также метод поляризационно-оптического моделирования напряженно-деформированного состояния участка земной коры. Результаты полученные в ходе применения этих методик явились основой для восстановления геодинамических обстановок площади месторождения в далеком прошлом.

Результаты геолого-структурных исследований позволили ранжировать структуры месторождения по отношению к рудообразованию, по этим данным восстановлено структурное строение месторождения периода рудоотложения. Эти данные составили структурно-тектоническую основу моделей структур месторождения, которые использовались для изучения напряженно-деформированного состояния изучаемого объекта. Экспериментальные работы по моделированию тектонических напряжений в моделях структур месторождения Аджибугут проводились в лаборатории

тектонофизических методов исследований ГП «НИИМР» Госкомгеологии РУз.

Эксперименты проводились в условиях комнатной температуры $+21^0$С; модель изготовлена из желатин-глицериновой (23%) смеси; модель размером 1м х 1м, при толщине 0,03. Эксперименты проводились на основе принципов моделирования М.В. Гзовского, а модели изготовлены по рецептуре Д.Н. Осокиной [1, 2].

Результаты экспериментов. Эксперименты проводились в нескольких вариантах, их структурно-тектонические основы соответствовали определенным этапам геологического развития месторождения. Остановимся на варианте, где строение модели соответствует структурной обстановке периода рудоотложения, структурную основу составляют серия субширотных разломов являющиеся элементами грабен-синклинали и серия северо-западных разрывов, осложняющих внутреннее строение данной структуры. На модель месторождения приложены силы, имитирующие региональное тектоническое сжатие периода рудообразования. Полученная при этом картина распределения касательных напряжений модели показывает, что вариация тектонических напряжений имеет широкий диапазон – от нейтральной зоны (τ_{max}=0) до сильных величин напряжений (τ_{max}=21г/см^2). Распределение напряжений очень неравномерное

Зоны сопряжений и пересечений напряжений являющиеся в большинстве случаев тектонически активными способствовали концентрации максимума напряжений. Одновременно в зонах этих структур элементов можно наблюдать и нейтрализацию напряжений до нуля. Почему в одних случаях в зонах сопряжений-пересечений разломов происходит концентрация, а в других случаях – наоборот, нейтрализация напряжений. Всё зависит от направления тектонической активности разломов. Когда активность их направлена в сторону сопряжений и пересечений разломов – происходит повышение тектонической напряженности участка, а когда активность их направлены от зоны сопряжения или пересечения разломов - происходит падение напряженности, вплоть до ее полной нейтрализации. Нейтрализация

напряжений отмечается как вдоль разрывных структур, а также внутри тектонических блоков. В первом случае они связаны с активностью разломов, а во втором случае – с активностью тектонических блоков.

Широкая вариация напряжений указывает на тектоническую активность структур, имитирующих рудоконтролирующие разломы месторождения, которые выступают как главные элементы в распределении напряжений по всей площади модели месторождения.

Они же являются основными причинами тектонической активности блоков. Как было отмечено выше, некоторые исследователи указывают на рудоконтролирующую роль грабена, к которой приурочено месторождение Аджибугут. Анализ тектонофизического состояния модели структур месторождения показывает, что внутренняя площадь грабена менее напряжена по сравнению с внешней территорией. Поля умеренных и сильных напряжений занимают вместе около 8% внутренней площади грабена, тогда как во внешней они занимают от 40% (на севере) до 20 % (на юге). На остальных площадях проявлены поля слабых напряжений и нейтральные зоны, причем нейтрализация напряжений, в основном, произошла во внутренней части грабена и как указывалось выше этот процесс связан с активностью разломов и тектонических блоков, где разломы являются их граничными элементами.

Площадь месторождения характеризуется ослаблением тектонической напряженности, где господствуют поля слабых напряжений и нейтральные зоны. Геодинамическая обстановка периода рудоотложения такова: тектонические блоки, являющиеся одним из структурных элементов площади-месторождения тектонически активизировались, их активность обусловлена сдвиговыми процессами по их граничным структурам. Разнонаправленность сдвиговых процессов по разломам, отсюда и неоднородная активность блоков послужили причиной в перераспределении напряжений, изменения деформации пород с образованием зон локального сжатия и растяжения. Изменение деформации, обусловленное активностью разломов и тектонических блоков, в комплексе с другими геологическими факторами, способствовали разрушению структур горных пород, выражавшихся в форме

трещиноватости и дробления. Как известно эти явления создают определенные благоприятные структурные условия для локализации эндогенного оруденения. Возможно, по этой причине произошло размещение золотого оруденения на месторождении Аджибугут.

Факты пространственной связи золотого оруденения с полями пониженных напряжений, где наблюдается локальное изменение деформации в форме растяжения, вызывающее образование зон трещиноватости и дробления пород, являются одной из главных причин проявления эндогенного оруденения. Использование их в качестве прогнозно поисковых критериев позволит оценить перспективу флангов месторождения Аджибугут на обнаружение новых рудных залежей промышленного значения, что дает возможность в ближайшем будущем произвести промышленное освоение данного золоторудного объекта.

Литература:

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975.
2. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомодульные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
3. Парамонов Ю.И. и др. Месторождение Аджибугут // Рудные месторождения Узбекистан Т.; ИМР, 2001.

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Жанибеков Б.О.[1], Турапов М.К.[1], Дулабова Н.Ю.[2], Зокиров О.Т.[1,3]
1 – ГП "НИИМР" Госкомгеологии РУз, г. Ташкент; 2 – Госкомгеологии РУз, г. Ташкент; 3 – Государственная инспекция «Саноатгеоконтехназорат», г. Ташкент

Развитие экономики Республики Узбекистан, как во многих странах мира, тесным образом связано с освоением её минерально-сырьевых

ресурсов. Созданная в республике минерально-сырьевая база играет ключевую роль и является основой развития Узбекистана.

Важнейшим фактором устойчивого развития экономики и производства в ближайшей перспективе будет оставаться минерально-сырьевой потенциал, значение которого ежегодно будет возрастать.

Освоение минерально-сырьевой базы республики в условиях постоянного реформирования экономики, в силу объективных и субъективных причин происходит под влиянием ряда проблем, среди которых наиболее важным является: увеличение затрат на ГРР; сокращение запасов полезных ископаемых; сокращение объемов ГРР. Несмотря на это правительством республики и Госкомгеологии Республики Узбекистан разработаны мероприятия по развитию геологической отрасли до 2020 и ближайшие годы, где с учетом зародившихся проблем указаны пути решения задач по укреплению минерально-сырьевой базы Узбекистана.

Государственная политика обеспечила формирование условий для устойчивого развития геологической отрасли и комплексного освоения минерально-сырьевой базы республики. Из существующих путей решения данной актуальной задачи для геологов и ученых научно-исследовательских институтов наиболее важным является: совершенствование известных и разработка новых методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, совершенствование и повышение достоверности прогнозов на основе новых данных по закономерностям размещения оруденения.

Реализация государственной стратегической задачи по указанным путям, в первую очередь, требует экспертного пересмотра всех геологических данных по рудоносности как всей территории республики, так отдельно взятых горно-рудных районов. В связи с этим проведению исследований по геодинамики золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов предшествовали работы по изучению закономерностей их формирования методами геолого-структурного анализа условий размещения оруденения. При этом особое значение было удалено структурному контролю оруденения, так как разломы являются одним из

главных рудоконтролирующих факторов в формировании и размещении золотого оруденения региона.

Проведенный анализ по определению позиции золоторудных месторождений в структурах региона и по выявлению структур контролировавших формирование объектов [2] показал, что диапазон структурных элементов, осуществляющих этот контроль, меняется с запада региона на восток. Это изменение выражается через расширения диапазона структур, контролировавших формирование месторождений золота. Если на западе региона, в горах Букантау, подавляющее количество месторождений золота контролируются одиночными северо-западными, северо-восточными, субширотными разломами, то на востоке от них, в горах Тамдытау – следствиями взаимоотношения между собой этих и других разломов. Эти взаимоотношения выражаются зонами сопряжений и пересечений, зонами искривлений и разветвлений разломов. Юго-восточнее от Тамдытау, в горах Бельтау диапазон структурных элементов контролировавших формирование месторождений еще более широк.

Такие особенности рудоконтролирующих структур региона вынудили нас искать ответ на вопрос – в чем причина формирования такой структурной обстановки Центральных Кызылкумов?

Приведенные исследования и анализ имеющихся материалов по золоторудным месторождениям региона позволили предварительно выделить две причины в формировании разнообразных форм структурных элементов и их участие в процессах рудообразования. Первая причина: многие исследователи отмечают ступенчатое погружение на запад территории Западного Узбекистана. Она состоит из трёх ступеней – блоков: западный-Букантауский; центральный–Тамдытауский и восточный–Нуратинский[3]. Каждый блок отличается геологическим строением, структурно-тектоническим элементом, металлогеническим обликом, проявлением магматизма и уровнем эрозионного среза. Геологическое строение, разломная тектоника, уровень эрозионного среза и магматические процессы в комплексе определили их металлогеническую специализацию, а также создали определенные структурно-литологические условия для протекания рудных процессов. Вторая причина заключается в

интенсивности проявления магматических процессов, внедрение гранитоидов. Анализ распределения магматических образований на территории Центральных Кызылкумов показал, что с запада на восток магматические породы и занимаемое ими геологическое пространство увеличивается. Уместно напомнить, что диапазон структурных элементов, контролировавших формирование месторождения расширяется в такой же последовательности. Это дает основание считать, что образование рудоконтролирующих структурных элементов тесно взаимосвязано с магматическими процессами, чем интенсивнее магматизм, тем больше структурных образований. Здесь нельзя забывать о геологической среде, т.к. состав геологических образований определяет характер хрупкой и пластической деформации, отсюда генетический тип разрывных структур и их морфология. В данном случае рудовмещающая среда от Букантау на западе до Бельтау на востоке – одной формации. В связи с этим можно с уверенностью сказать, что формирование разнообразных форм рудоконтролирующих структурных элементов и увеличение интенсивности их проявления, сопровождающееся их осложнением, связано с тектоно-магматическими процессами в герцинский этап развития, региона. Из этого следует, что геодинамическую обстановку площадей проявления золоторудной минерализации определили тектоническое строение (тектонические блоки) региона, а также магматические процессы. Крупные региональные структуры в результате коллизионных процессов вступили в стадию активизации в форме вертикально-горизонтальных движений [1, 4]. Активность была еще связана с глубинными магматическими процессами, которые нередко протекали в зонах региональных разломов, и энергия магмы приводила в движение разрывные структуры. Эти движения способствовали деструкции территории региона, образованию новых структур и элементов их сочетаний с раннее формированными разрывам, которые впоследствии сыграли весьма важную роль в золоторудном процессе, выступая в роли рудоконтролирующих элементов. Тектоно-магматическая активизация сопровождалось не только образованием новых разрывных структур и активизацией ранее заложенных, но также формировала вулкано-тектонические структуры, зоны линеаментов и

трещиноватости, которые сыграли определенную роль в процессах рудообразования.

Таким образом, геодинамика региона и его рудоносных площадей характеризуется проявлениями горизонтально-вертикальных движений, активностью разрывных структур, что повлекло за собой образование новых структур и осложнение структурно-тектонического строения как, в целом, всей территории Центральных Кызылкумов, так, в отдельности, площадей проявления золоторудной минерализации.

Литература:

1. Далимов Т.Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология – Ташкент: Университет, 2005.
2. Жанибеков Б.О., Турапов М.К. Геодинамика формирования и структурная позиция золотого оруденения в Тамдытау-Бельтауском рудном районе// Проблемы геологии и освоения недр. – Томск: Издательство ТПУ 2013, Том I. – С. 186-188;
3. Мансуров М.М. и др. Блоковое строение Южного Тянь-Шаня, эндогенные рудные формации и их прогнозирование // Актуальные проблемы геологии и геофизики. – Ташкент: Фан, 2007. Том 1. – С.
4. Савчук Ю.С. Кольцевые структуры Средней Азии – поверхностное отражение глубинной флюидодинамики // Геотектоника. – 1992 - № 2. – С. 47-57.

НОВАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА СТАРОРЕЧЕНСКОГО ПОЛЯ

Зайцев А.И.[1], Олейников О.Б.[1], Бабушкина С.А.[1,2], Алтухова З.А.[1], Полуфунтикова Л.И.[1,2], Павлов В.И.[3]

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

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. Аммосова, г. Якутск;

3 – ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

Во время геологоразведочных работ, проведенных ОАО «Алмазы Анабара» под аллювиальными отложениями р. Большая Куонамка в пойме реки, вскрыта новая кимберлитовая трубка. Пространственно она

относится к Стареченскому полю Якутской кимберлитовой провинции, которое расположенно в пределах Хапчано-Учурского гранулитового пояса (Хапчанский террейн) с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд. лет и приурочено к Анабарской минерагенической зоне разломов [3]. Вмещающими отложениями трубки являются осадочные породы мезопротерозоя.

Трубка сложена серой и зеленовато-серой кимберлитовой брекчией, претерпевшей в коре выветривания значительные гипергенные изменения силикатных минералов. Текстура породы брекчиевая, местами автолитоподобная. Ксенолиты представлены карбонатизированными серпентинитами и измененными осадочными породами, размером не более 4 см. Их общее количество не превышает 5 об. %. Макрокристная ассоциация включает в себя ильменит, пикроильменит и редкие зерна хромдиопсида и пиропа.

Структура породы порфировая. Порфировые выделения представлены мега- и макрокристаллами хлоритизированного флогопита (до 4 см) и карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по оливину (до 3 мм). Количество крупных зерен слюды в отдельных образцах может достигать первых процентов.

Основная масса изначально серпентин-флогопитового состава с мелкими зернами кальцита. Таблички светло-бурого флогопита часто деформированы и частично хлоритизированы. Обычно их размер не превышает 50 мкм. Флогопит содержит относительно высокие концентрации TiO_2 (до 4,6 мас. %) и только в отдельных зернах присутствует F (до 4,4 мас. %). Кроме того, в основной массе диагностированы идиоморфные зерна перовскита, резорбированные выделения апатита и магнезиально-алюминиевого титаномагнетита. Редко в мезостазисе присутствуют зерна хромшпинелидов размером до 30 мкм. В отдельных случаях они являются ядрами футляровидных агрегатов, кайма которых сложена титаномагнетитом.

Кимберлитовая брекчия неравномерно карбонатизирована, о чем свидетельствуют как петрографические, так и петрохимические особенности пород. Из-за наложенной карбонатизации текстура породы в

отдельных участках становится автолитоподобной. Автолитовые образования представлены либо овальными фрагментами мезостазиса, либо псевдоморфозами по оливину, окруженными реликтами основной массы. Связующая масса в этом случае обогащена кальцитом и характеризуется уменьшением количества серпентина и отсутствием мелких зерен титаномагнетита.

По содержанию главных петрогенных элементов (MgO, CaO, CO_2 и SiO_2) порода является кимберлитом (табл. 1), а по количеству оксидов Ti, Fe и K (табл. 1) она относится к железо-титанистым высококалиевым разностям [6]. Петрографический состав и петрохимические особенности породы позволяют отнести ее к семейству слюдистых кимберлитов. Рассчитанные значения индекса контаминации (C.I.) корового компонента [5] для изученных образцов равны 1,94 и 1,86. Это свидетельствуют о том, что состав субстрата, сформировавшего трубку, претерпел некоторые изменения в процессе взаимодействия с коровым веществом литосферы.

Таблица 1

Химический состав
кимберлитовой брекчии новой трубки Староречeнского поля

Компоненты	**1**	**2**
SiO_2	20,17	27,91
TiO_2	2,4	2,74
Al_2O_3	6,53	5,55
Fe_2O_3	4,51	7,71
FeO	8,45	5,82
MnO	0,14	0,14
MgO	12,97	15,81
CaO	20,31	16,36
Na_2O	0,04	0,09
K_2O	0,42	1,1
H_2O^-	1,9	1,2
H_2O^+	6,22	6,57
P_2O_5	0,83	0,72
CO_2	16,68	8,86
Li_2O	0,0019	0,0059
Rb_2O	0,0020	0,0051
S	0,12	0,01
F	0,11	0,12
Сумма	99,84	99,47
Q	8,49	12,02
C.I.	1,94	1,86
CaO/MgO	1,57	1,03

Количество некомпенсированной кремнекислоты – нормативный кварц Q, отражающее степень изменения пород в результате вторичных гидротермально-метасоматических процессов, составляет 8,49 и 12,02 %. Данные значения превышают 5% и подтверждают данные петрографического и рентгенофазового анализа об умеренных гипергенных изменениях кимберлитовой брекчии [2]. По типохимическому признаку CaO/MgO (1,57 и 1,03) оба образца относятся к карбонатизированному кимберлиту [1].

Для определения возраста трубки проведено изучение Rb-Sr изотопной системы мегакрис-таллов флогопита, основной и связующей массы (ОСМ) кимберлитовой брекчии.

По разработанной методике [4] с использованием метода кислот-ного выщелачивания из ОСМ для исследования выделялась силикат-ная (СФ) и карбонатная (КФ) фракция.

Изотопный состав Sr анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а содер-жания Rb и Sr измерялись методом двойного разбавления [4].

Изучение Rb-Sr систем ОСМ кимберлитовой брекчии позво-лило оценить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 2) и Rb-Sr возраст пород. Полученные датировки лежат в интервале 177±1 млн. лет (I=070679±0.00004) в соответствии с трехточечной изохроной для породы и 169±1 млн. лет (I=070685±0.00014) с учетом данных по флогопиту.

Таблица 2

Результаты Rb-Sr изотопного анализа кимберлитовой брекчии трубки

Материал	**^{87}Rb, ppm**	**^{86}Sr, ppm**	**^{87}Rb/^{86}Sr**	**^{87}Sr/^{86}Sr**
Кимберлит, ОСМ	13,7922	67,1229	0,2031	0,7073
СФ	15,8544	6,4666	2,4235	0,7129
КФ (53,66)	9,5072	193,1588	0,0486	0,70691
Флогопит	26,6048	6,7342	3,5093	0,7161

Эти результаты дополняют ограниченные данные по возрасту кимберлитового магматизма района и не противоречат датировкам, имеющимся для единичных кимберлитовых тел, расположенных в

пределах Хапчанского гранулит-парагнейсового террейна (Дюкенское, Ары-Мастахское, Стороречeнское поле) [3]. Данная кимберлитовая трубка также относится к мезозойскому неалмазоносному этапу кимберлитового магматизма.

Литература:

1. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Минин В.А., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука. 1997. 574 с.
2. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г. Нормативный кварц как критерий массапереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская // Геология и геофизика. 2008. № 12. С. 1189–1204.
3. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010. 108 с.
4. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
5. Clement C. R. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State. Ph.D. thesis, University of Cape Town. 1982.
6. Kostrovitsky S.I. Petrochemical classification of kimberlites from Yakutian province // 9th International Conference Extended Abstract No/9IKS-A-0014, 2008.

АРАНГАСИТ. ИЗУЧЕНИЕ СТАБИЛЬНОСТИ МИНЕРАЛА МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОФАЗОВОГО И ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ

Заякина Н.В., Емельянова Н.Н.

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

Редкий водный сульфат-фосфат-фторид алюминия арангасит состава $Al_2(PO_4)(SO_4)F{\cdot}7.5H2O$ был открыт недавно в касситерит-силикатно-сульфидном месторождении Аляскитовое, (бассейн реки Индигирка, Восточная Якутия) в ассоциации с гипсом, фосфоскородитом, ярозитом и флюэллитом [1]. При исследовании минерала оказалось, что он подобно многим другим водным сульфатам с большим количеством воды легко теряет воду, что приводит к изменениям в структуре и проявляется на

рентгенограмме. Было отмечено также, что арангасит способен к регидратации, структура минерала восстанавливается при помещении образцов во влажную атмосферу или просто насыщении их водой. Очевидно, что возможность диагностировать минерал сравнением с эталонной рентгенограммой зависит от степени его дегидратации.

По результатам определения кристаллической структуры для арангасита предложена формула с содержанием воды не 7.5, а 9 молекул [2]. Здесь же отмечается важная роль водородных связей и межслоевых молекул воды для устойчивости структуры. Представляло интерес выяснить, в каких пределах может меняться содержание воды, как происходит потеря воды в минерале, возможность структуры к регидратации. Решению этих вопросов посвящена данная работа.

Минерал был исследован методами рентгеновского фазового и дифференциального термического анализов. Использованное оборудование: рентгенофазовый анализ выполнен на дифрактометре D2 PHASER, CuKα, режим работы - 30 кв, 10 ма, использовали базу данных PDF-2; термографическое исследование проводили на термическом анализаторе NETZSCH STA 449 C Jupiter (масса образцов от 3.2 до 14 мг, скорость нагрева 10 º/ мин, атмосфера Ar).

Сопоставление рентгенограмм, полученных с одного и того же порошкового препарата, лежавшего в сухом помещении в течение одного года, показывает, что происходит изменение структуры: в малоугловой области помимо отражений ~10.57 и 9.6 Å появляется дополнительно пик ~8.3 Å, меняется также и интенсивность некоторых отражений [1]. На рис. 1 представлены фрагменты дифрактограмм исследованного ранее («эталонного», утвержденного КНМ минерала) и вновь отобранного арангасита (минерал хранился в комнатных условиях), а также регидратированного образца. Очевидно, что рентгенограмма вновь отобранного препарата отличается от эталонной: отражения ~10.57 и 9.6 Å практически исчезли. После регидратации структура минерала восстанавливается, рентгенограмма близка к эталонной. Т.е. при хранении минерала в комнатных условиях процесс дегидратации не приводит к необратимым изменениям в структуре.

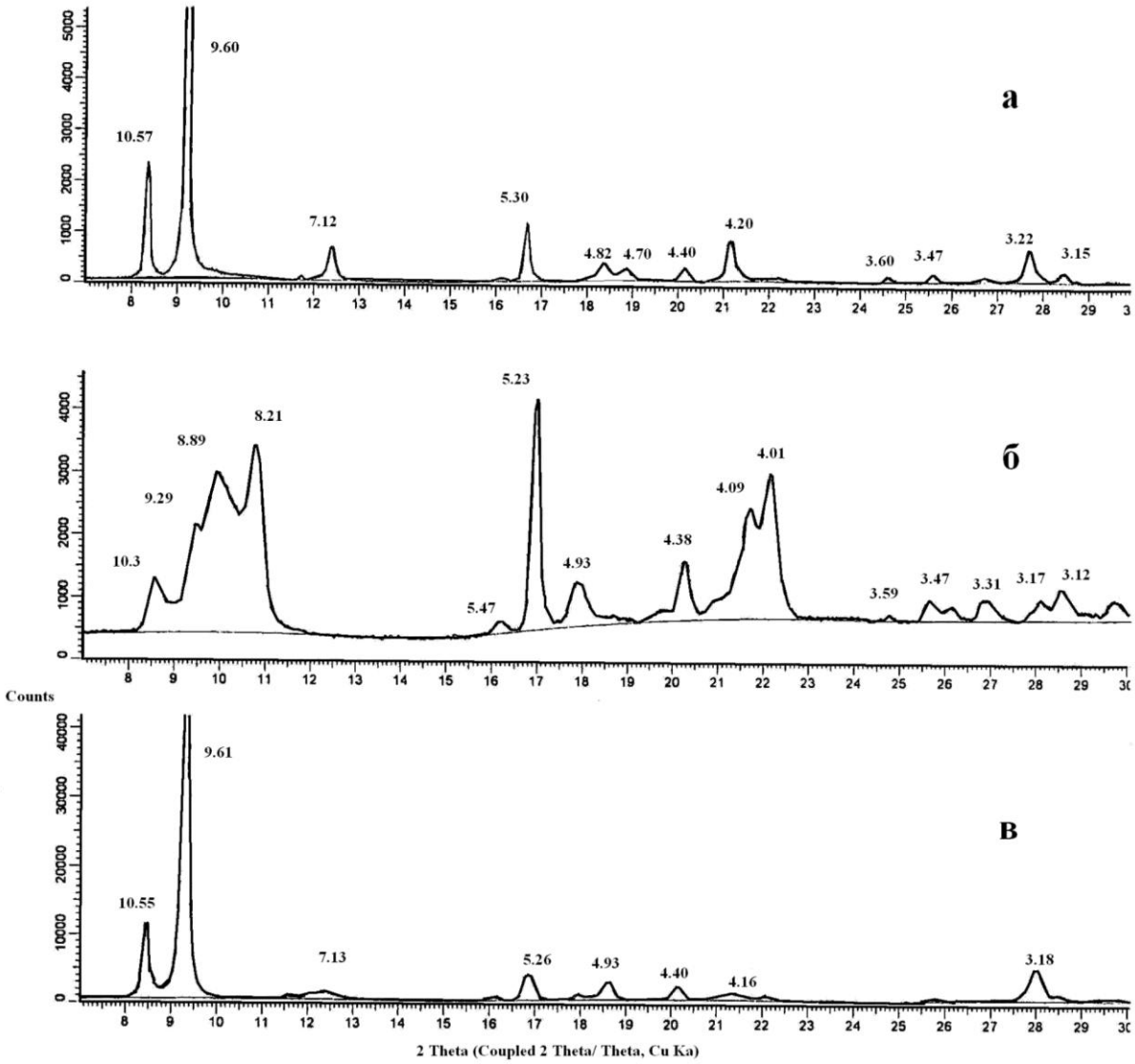


Рис. 1. Рентгенограммы арангасита: а – исходный (эталонный) образец, б – образец после хранения, в – регидратированный образец.

Анализ термограммы минерала показывает, что потеря воды в нем происходит многоступенчато: наблюдаются 4 эндотермических эффекта при температуре до 600 ºС, причем, общая потеря воды соответствует примерно 7.5 молекул. Прокаливание минерала проводили при 60 ºС (температура определения сорбированной воды [1]) и при температурах соответствующих средним значениям эндотермических пиков 105, 145, 180, 240 ºС. Отбор минерала для получения рентгенограммы проводили при достижении соответствующей температуры, потом продолжали нагрев до следующих температур прокаливания. Отснятые образцы заливали водой, оставляли на сутки, высушивали и проводили съемку рентгенограмм повторно. Оказалось, что прокаливание при 60 ºС приводит

лишь к небольшому снижению интенсивности и уширению дифракционных линий, т.е. процесс дегидратации начинается, однако интенсивность его невелика, и он не фиксируется на кривой ДТА. После прокалки при 105 ºС рентгенограмма отличается от эталонной и близка к рентгенограмме образца, хранившегося при комнатных условиях. Регидратированный образец дает рентгенограмму близкую к эталонной (рис. 1,в). Потеря воды при 105 ºС по данным ДТА порядка 1 молекулы не приводит к изменению структуры арангасита, вода легко возвращается обратно. В образцах прокаленных при 145, 180, 240 ºС структура после регидратации не восстанавливается, необратимое разрушение структуры начинается при прокаливании при 145 ºС с потерей примерно 2 молекул воды. Аморфизация минерала начинается при 240 ºС.

Анализируя полученные результаты можно считать, что структура арангасита нестабильна и в зависимости от влажности окружающей среды в структуре может быть различное содержание воды, т.е. различие в формулах можно объяснить разными условиями хранения минерала.

Авторы признательны сотрудникам Института Трониной Т.Ф. и Галенчиковой Л.Т, за помощь в проведении исследования, Гамянину Г.Н. за предоставленный образец.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Заякина Н.В., Галенчикова Л.Т. Арангасит $Al_2(SO_4)(PO_4)F\ 7.5H_2O$ - новый минерал из месторождения Аляскитового (Восточная Якутия, Россия). ЗРМО, 2013, ч.CXLII, вып. 5, с. 21-30.

2. Olga V. Yakubovich, Ian M. Steele, Vladimir V. Chernyshov, Nadezhda V. Zayakina, Gennady N. Gamyanin, Oxana V. Karimova . The crystal structure of arangasite, $Al_2F(PO_4)(SO_4)(H_2O)_9$ determined using low-temperature synhrotron data (в печати).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА В СВЯЗИ С АЛМАЗОПОИСКОВЫМИ РАБОТАМИ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я), г. Мирный

Выветривание представляет собой глобальный процесс физико-химического преобразования их как в субаквальных, так и в основном субаэральных условиях. Процесс выветривания затрагивает практически все слагающие верхнюю оболочку Земли породы (изверженные, метаморфические и осадочные, включая карбонатные и хемогенные разности последних). Наиболее четкие закономерности указанного процесса наблюдаются в профилях выветривания алюмосиликатных пород (особенно изверженных), отдельные разности которых характеризуются выраженной контрастностью по химическому составу и минералогических особенностям. Для выяснения некоторых частных вопросов минералогии кор выветривания (КВ) при сравнительном анализе различных типов элювиальных продуктов весьма важные данные могут быть получены также при изучении кор и на осадочных породах. Механизм гипергенного преобразования различных гипогенных минералов определяется их структурными особенностями. Минералы островной (оливин), цепочечной (пироксены), ленточной (амфиболы) и каркасной (полевые шпаты) структур в процессе выветривания подвергаются последовательному растворению. В отличие от этого, слоистые силикаты (к группе гипогенных разновидностей которых относятся главным образом слюды и в меньшей степени хлориты и серпентины) в зоне гипергенеза испытывают гамму различных твердофазных трансформаций. В результате этого из продуктов преобразования первичных минералов в каждой зоне возникают новые вторичные минералы.

Практически ***бесслюдистые кислые породы*** (как, например, *лейкократовые граниты* о.Ольхон на Байкале), содержат до 54% микроклина, 22% олигоклаза, 16% кварца и 4% слюды (мусковита и биотита). В нижней зоне профиля выветривания такие породы

характеризуются, за счет начальной стадии разложения плагиоклаза и наименее устойчивой части калиевого полевого шпата, появлением лишь небольшого количество (~4%) слабо упорядоченного преимущественно Al-Fe^{3+}-монтмориллонита (*b*=0,894 нм) и галлуазита (*b*=0,894 нм). Несмотря на одинаковые значения указанного параметра, последний четко диагностируется под электронным микроскопом по трубчатой форме кристаллов. Вследствие более слабой устойчивости триоктаэдрических слюд по сравнению с их диоктаэдрическими аналогами, подвергается быстрой деградации также биотит. Это сопровождается частичной диоктаэдризацией исходного материала с возникновением небольшого количества монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих неразбухающих пакетов. В средней зоне профиля выветривания в результате интенсивного разложения указанных выше исходных минералов увеличивается содержание монтмориллонита и особенно галлуазита. В то же время вследствие неустойчивости монтмориллонита по мере последовательного снижения щелочности среды из продуктов его разложения формируется каолинит (*b*=0,890 нм) в виде относительно крупных пачек как по оси *c*, так и в плоскости *ab*. Верхняя зона, благодаря резко выраженной кислой среде, характеризуется преобладанием процесса преобразования главной массы микроклина в каолинит с более высокой, чем в средней зоне, степенью совершенства структуры, но с меньшим в целом размером его доменных микроблоков. В свою очередь, доля галлуазита снижается, а монтмориллонит, в связи с интенсивным дренажем и быстрым выносом из этой зоны неустойчивых химических элементов, не возникает вообще.

Изученные нами бесслюдистые *основные породы* (в частности, *амфибол-плагиоклазовые гнейсы архея*), развитые в указанном регионе, представлены на 60% плагиоклазом типа андезин-лабрадора и на 40% амфиболом. В нижней зоне профиля выветривания этих пород из гипергенных минералов содержится только небольшая примесь монтмориллонита. По сравнению с кислыми породами, последний относится преимущественно к триоктаэдрической Mg-Fe^{2+}-разновидности (*b*=0,918 нм). Средняя зона в результате смены восстановительной обстановки на окислительную характеризуется промежуточными

разновидностями монтмориллонита от три- до собственно диоктаэдрической (b=0,900 нм). За счет продуктов деструкции последней развивается каолинит (b=0,892 нм). В отличие от аналогичной зоны выветривания кислых бесслюдистых пород, в элювии основных пород этот минерал имеет более высокую степень совершенства структуры, о чем свидетельствует четко идентифицируемая его политипная модификации 1$T_к$. Каолинит в профиле выветривания этих пород характеризуется повышенной дисперсностью. Благодаря большей устойчивости минералов цепочечной и ленточной структур образование монтмориллонита в условиях сохранения слабощелочной среды продолжается, в отличие от кислых пород, и в верхней зоне. Последовательно усиливается процесс возникновения промежуточных фаз с элементами ди- триоктаэдрического заселения октаэдрических позиций в их структуре, т.е. образованием ди-триоктаэдрического Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита (b=0,908 нм). Возрастает содержание каолинита, в котором одновременно повышается степень совершенства структуры. Формирование отдельных зон в разрезах кор выветривания бесслюдистых изверженных пород как кислого, так и основного состава имеют в целом общие черты. В профиле выветривания обоих типов пород средняя зона характеризуется развитием в виде промежуточной фазы монтмориллонита, а верхняя – весьма устойчивого в зоне гипергенеза каолинита. Благодаря присутствию в кислых породах альбита образуется также галлуазит.

В отличие от рассмотренных выше бесслюдистых пород, ***слюдистые образования*** (как, например, *терригенно-карбонатные отложения* нижнего палеозоя Западной Якутии), содержат в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюду (b=0,900 нм) в виде смеси политипных модификаций 1M и 2M_1 (1M>2M_1), триоктаэдрический хлорит (b=0,922 нм) и серпентин (b=0,935 нм). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской и донижнеюрской КВ. Наибольшее преобразование исходные породы претерпели в коре выветривания средне-позднетриасового возраста. В средней зоне КВ рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезает. Подвергается существенной деградации также гидрослюда 1M (как менее устойчивая по сравнению с 2M_1), причем трансформационные процессы в структуры гидрослюды 1M обусловливает значительное увеличение

количества разбухающих слоев, в то время как гидрослюда $2M_1$ остается относительно стабильной. В результате этого возникает монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование вначале с содержанием менее 40% разбухающих пакетов, но в верхней зоне количество последних увеличивается и становится больше 40%. Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне коры выветривания, быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюды $1M$ к верхам профиля резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа $2M_1$ ($2M_1>1M$). В свою очередь, слюдистые породы основного типа, в частности, *амфибол-флогопит-плагиоклазовые гнейсы* архея Приольхонья, содержат около 50% основного плагиоклаза, 30% флогопита, 20% амфибола. В нижней зоне КВ они характеризуются наличием, кроме того, примеси триоктаэдрического хлорита (b=0.920 нм), а также три- (или Mg-Fe^{2+}-) и диоктаэдрическую (или Al-Fe^{3+}-) разновидностей монтмориллонита (b, соответственно, 0,920 и 0,891 нм), связанных в последнем случае с начальной стадией трансформации флогопита в свойственной этой зоне восстановительной обстановке и в небольшом обьеме с деструкцией плагиоклаза. В слабо выветрелых частях общей верхней зоны в связи с развитием вверх по профилю выветривания все более окислительной обстановки флогопит трансформируется в вермикулит (b=0,916 нм). Плагиоклаз и амфибол в этих условиях подвергаются интенсивному растворению, причем из продуктов разложения первого (как и в нижней зоне) возникает ди- (b=0,996 нм), а второго – ди-триоктаэдрический, или Mg-Fe^{3+}-монтмориллонит (b=0,906 нм). При этом, учитывая высокую основность плагиоклаза, при его деструкции в виде побочной фазы синтезируется также $CaCO_3$ в виде кальцита. Одновременно в результате деструкции диоктаэдрического монтмориллонита и полностью диоктаэдризированной части триоктаэдрической разновидности этого минерала возникает каолинит, характеризующийся относительно упорядоченной структурой и весьма высокой дисперсностью частиц. Наконец, изученные нами разности *ультраосновных пород*, как например, *кимберлиты* Сибирской платформы представлены агрегатами серпентина из слоев типа A и B (b=0,929 нм) и

кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита. В нижней зоне коры выветривания таких пород содержится,кроме того,примесь хлорита (*b*=0,920 нм), сепиолита, ди-триоктаэдрического Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита (*b*=0,905 нм) и гидрослюды (*b*=0,900 нм) 1*M,* ассоциирующей с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, относящимися в последних двух случаях в продуктах частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюды, а серпентин представлен только слоями *A*. Одновременно с этим резко увеличивается содержание как Mg-Fe-хлорита, так и близкого к собственно Mg-разновидности, а также Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита. Смешанослойная фаза в этих двух частях разреза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчиненными – разбухающими.

Таким образом, из проведенных исследований следует, что профили выветривания слюдистых пород от кислого до ультраосновного состава характеризуются сходным строением. Особенностью изменения пород уже в нижней зоне является возникновение за счет первичных гипогенных минералов (главным образом, триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наибольшее развитие имеют разбухающие минералы. Однако, по сравнению с бесслюдистыми породами, они представлены наряду с монтмориллонитом смешанослойной фазой. При этом оба указанных минерала в основных и ультраосновных породах относятся не только к собственно диоктаэдрическому, но и близкому к триоктаэдрическому с прогрессирующей диоктаэдризацией типу, но и близкому к триоктаэдрическому и прогрессирующей диоктаэдризацией последнего вверх по профилям выветривания. Сравнительный анализ рассмотренных выше КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют также три следующих фактора. Первый – это степень структурной упорядоченности первичных минералов. Второй связан с унаследованностью этих свойств вновь возникающими фазами. И третий включает универсальность процесса преобразования гипогенных и

образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. При этом успешное использование трех сформулированных выше дополнительных положений для объективного выявления закономерностей зонального строения КВ может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении. Указанная методология позволяет дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре, либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов, или их политипией.

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я), г. Мирный

Очень важным для древних платформ мира является вопрос ***возрастного становления кимберлитов*** – главнейшей ультраосновной породы, содержащей алмазы. Ранее показано, что на ряде древних платформ мира основными эпохами мощного корообразования и эндогенного рудообразования (в том числе и алмазоносного магматизма) являлись: ранний докембрий (4000-1650 млн.лет), поздний протерозой (1650-570 млн.лет), каледонский этап (570-400 млн.лет), раннегерцинский (400-310 млн.лет) и позднегерцинский (310-205 млн.лет) этапы, киммерийский (205-137 млн.лет), раннеальпийский (137-65 млн.лет) и позднеальпийский (65 млн.лет) этапы. Несмотря на то, что на Африканской платформе все эти временные интервалы являются промышленно алмазоносными, на Сибирской платформе (СП) практически значимыми признаются только среднепалеозойские кимберлиты и, с большими

оговорками, триасовые. Во многом причина различной продуктивности территории СП связана с неодинаковой степенью изученности различных её частей. Рассматривая по выделенным временным срезам-этапам процесс становления продуктивных магматитов в пределах СП, можно увидеть, что отдельные её части оказались в разные интервалы в различных историко-минералогических провинциях (ИМП), пространственное совмещение которых отражает миграцию кимберлитообразования в пространстве и времени. Историко-минерагеническими провинциями мы именуем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляций рудного и нерудного вещества, сформировавшегося в определённый историко- минерагенический этап. Наиболее ранний *раннепротерозойский* эруптивный мантийный магматизм предполагается в центральной части *Алданской ИМП* по присутствию минералов-спутников алмаза и мелких ксенолитов эклогитоподобных пород в песчаниках венда р.Джеконда. В пределах *Усть-Ленской ИМП* существуют некоторые признаки того, что северо-восток СП в раннем протерозое был областью алмазоносного магматизма. Вклад *рифейского этапа* и его авлакогенеза в алмазоносность СП определяющий, поскольку это было время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления материала в верхние горизонты земной коры в периферических районах. Для рифея выделяют *Анабарско-Оленекскую,Ангарско-Тунгусскую и Алдано-Становую ИМП.*Наиболее древними рифейскими диатремами, выявленными в Анабарско-Оненекском регионе, являются тела вуланических брекчий в бассейнах рек Большая Куонамка и Хорбусуонка. В Ангарско-Тунгусской ИМП с рифейским возрастом известны слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присаянского алмазоносного района. *Раннепалеозойский этап* отдельными исследователями считается временем «предрудной подготовки». Области проявления каледонского алмазоносного магматизма относятся к *Вилюйской и Анабарско-Оленекской ИМП.* Для *раннегерцинскго этапа (средний девон-ранний карбон)* возрастные датировки имеются для трубок 12 кимберлитовых полей ЯАП. Выделяются раннегерцинские *Вилюйская, Анабарско-Оленекская и Ангаро-Тунгусская ИМП.* Основные поля среднепалеозойских кимберлитов расположены в центральной части платформы, её *Вилюйской*

ИМП. Однако появляется всё больше данных о среднепалеозойских алмазоносных диатремах Анабарской субпровинции. На юго-западе СП в пределах Ангарского кратона с возрастом консолидации 2.6 млрд. лет выделяются следующие алмазоносные районы: *Присаянский, Чуно-Бирюсинский, Муро-Ковинский, Илимо-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский*, перспективные на обнаружение высокоалмазоносных диатрем как среднепалеозойского, так и мезозойского возрастов. Потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты *позднегерцинского этапа (средний карбон-средний триас)* известны в *Анабарско-Оленекской и Ангарско-Тунгусской ИМП.* Позднегерцинские (310-200 млн.лет) кимберлиты *Молодинского, Куойского, Куранахского, Лучаканского, Ары-Мастахского и Староречeнского* относятся к Анабарско-Оленекской ИМП.

Следует подвергать тщательному анализу ***геолого-тектоническую (структурно-тектоническую и геодинамическую***) позицию перспективных территорий,так как в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ. В настоящее время прогресс в вопросах открытия новых кимберлитовых полей, их кустов и самих трубок в сложных условиях поисков на закрытых территориях невозможен без привлечения структурно-тектонических и геофизических предпосылок. Для получения сведений о структурно-тектонических особенностях региона и конкретных перспективных участков применяется комплекс *геофизических исследований*, включающий *грави- и магнитометрию, сейсмические, электроразведочные и другие методы***.** Выделенные и обработанные геофизические аномалии в большинстве случаев подвергаются геологической заверке для выяснения их природы. Особенно результативными эти методы были на начальных стадиях геолого-геофизических исследований на новых территориях. Важной задачей при прогнозно-поисковых работах на алмазы является наличие дробной ***стратиграфической схемы*** отложений и древних коллекторов, в составе которых установлены алмазы и их парагенетические минералы-спутники. В настоящее время в основных алмазоносных районах ЯАП (Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском) применяются изменённые и укрупнённые стратиграфические схемы, в

которых потенциально алмазоносные осадочные толщи лапчанской (P_1l) и иреляхской (T_3-J_1ir) свит, являющиеся по сути формацией перемыва и переотложения древних кор выветривания, соединены с более молодыми отложениями. К этим свитам приурочены древние алмазоносные россыпи (к первой – Солур, ко второй – Водораздельные галечники и Новинка) и по ним проводились поиски и коренных источников алмазов.

Основным методом поисков алмазных месторождений был, есть в большинстве геолого-поисковых обстановок и останется ***минералогический*** с использованием которого в очень короткие сроки создана мощная алмазодобывающая промышленность. Возрастание сложности решения геологоразведочных задач в центральной части платформы в ЯАП, где сосредоточены основные производственные мощности акционерной компании «АЛРОСА», а также расширение поисков за её пределами (Иркутская область и Красноярский край) повышают актуальность прогноза алмазоносности на территориях со сложным геологическим строением. Поскольку *алмаз* является главным минералом объекта поисков, представляется весьма важным привлечь к решению прогнозно-поисковых задач широкое разнообразие его типоморфных особенностей. При проведении алмазопоисковых работ детальному комплексного исследованию следует подвергать терригенные осадочные толщи, содержащие продуктыв перемыва и переотложения местных источников сноса и в первую очередь кимберлитов. Отложения платформенной субформации свойственны в основном аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоёмов, паралических областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов. В основных алмазоносных районах СП благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных ***кор выветривания*** (КВ) существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне- позднетриасовое время. Выветриванию в этот период подвергались: терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, долериты, туфы и туфобрекчии трубочных тел, туфогенные образования корвунчанской свиты и кимберлиты. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных

толщ и незначительные погружения их определили, в частности, слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов каталитического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы *верхнепалеозойских и мезозойских отложений* алмазоносных районов СП, связанные в основном с процессами переотложения различных продуктов КВ, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать изложенные выше типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников снова и связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического составов. Комплекс исследований, использованный нами при изучении отложений верхнего палеозоя и мезозоя, позволил восстановить палеогеографические условия формирования на рассматриваемой территории каждого стратиграфического горизонта этих периодов (особенно базальных слоёв) и детально проанализировать особенности накопления местного (в том числе и кимберлитового) материала в пределах выделенных перспективных участков и зон (или определенных горизонтов). Необходимо подчеркнуть, что установленные особенности накопления продуктов выветривания в позднепалеозойское время в пределах Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, учитывая схожесть тектонического развития и геологического строения их с остальной территорией восточного борта Тунгусской синеклизы, а в мезозойское время сходство указанных условий в Малоботуобинском районе в целом со всей зоной Ангаро-Вилюйского прогиба и северо-западного борта Вилюйской синеклизы позволяют распространить полученные закономерности на обширные соседние территории, которые в могут явиться новыми алмазоносными провинциями.

Таким образом, проведённый анализ материала по алмазоносности СП позволяет утверждать, что в её пределах имеются площади россыпных узлов и кимберлитовых полей, изученных десятками и сотнями тысяч скважин, в то время как западная часть и территории с широким развитием пород трапповой формации очень слабо изучены. Имеющиеся ныне

неравноценные и неравномерно распределённые материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности СП. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферийным частям платформы и разнообразие транспортёров. Второй мегаэтап (средний палеозой-эоцен) отличался от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом и преобладанием диатрем кимберлитов. Эффективность стратиграфических построений на перспективных территориях во многом зависит от детальности построений и выделения толщ, обогащённых материалом из местных источников сноса (в том числе из кимберлитовых диатрем). В связи с этим следует усилить и расширить исследования типоморфных особенностей продуктов выветривания различных пород с целью более уверенной диагностики переотложенного кимберлитового материала в продуктивных осадочных толщах. Важнейшее направление – это изучение полигенеза алмазов с точки зрения типа и возраста их коренных источников. Онтогенический и типоморфный анализы первичных минералов кимберлитов в совокупности с методом морфогенетических рядов и парастерическим анализом позволяют реконструировать историю индивидуального развития района и отдельных перспективных объектов.

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ ЛЕНО-АНАБАРСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.
Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я), г. Мирный

Сибирская алмазоносная провинция проведенными комплексными исследованиями разделена по алмазам на четыре субпровинции: Центрально-Сибирская, Лено-Анабарская, Тунгусская и Алданская. В целом алмазы Лено-Анабарской субпровинции (ЛАС) характеризуются

преобладанием камней Ш типа первоисточника, в основном невыясненного генезиса (ассоциация «эбеляхского» типа) с превалированием кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов, полукруглых октаэдроидов, сложно деформированных двойников и сростков додекаэдроидов, а также типичных округлых алмазов во всех возрастно-генетических типах отложений, начиная с мелового возраста. Масштабы проявления россыпной алмазоносности являются намного большими, чем в других районах провинции, особенно в благоприятных для россыпеобразования регионах, каким является Анабарский (Эбеляхский) район, где выделяются две площади (Нижнеэбеляхская и Майат-Уджинская), резко отличающиеся по соотношению алмазов из Ш типа первоисточника и, соответственно, по качеству алмазного сырья. Россыпи с алмазами 1 типа первоисточника «кимберлитового» генезиса на большей части исследуемой территории практически отсутствуют и отмечены лишь в россыпях Кютюнгдинского и Молодо-Далдынского полей, а также рек Улаах-Муна и Омонос. Своеобразие типоморфных особенностей алмазов установлено для нижнекаменноугольных отложений Кютюнгдинского прогиба, среди которых около 90% представлено кристаллами кимберлитового генезиса (тип 1) и около 10% - типичными округлыми алмазами при полном отсутствии характерных для других россыпей северо-востока Сибирской платформы (СП) кристаллов Ш типа первоисточника. Кимберлитовый тип первоисточника алмазов для данных отложений характеризуется преобладанием кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при заметном содержании ромбододекаэдров с блоковой скульптурой 1 разновидности, а также алмазов с оболочкой 1У разновидности. Существование зависимости между морфологией алмазов и их содержанием в кимберлитах позволяет предположить наличие в данном районе богатых кимберлитовых тел среднепалеозойского (докаменноугольного) возраста со своеобразным типоморфизмом алмазов.

В пределах остальной части ЛАС насчитываются тысячи пунктов с находками алмазов, группирующихся в Нижнеэбеляхское, Верхне-эбеляхское, Майат-Уджинское, Верхнеуджинское, Маспакы-Делингдинское, Анабаро-Попигайское, Куонапское, Среднемунское, Верхнетюнгское и Верхнемунское россыпные поля четырех алмазоносных

районов (Анабарский, Среднеоленекский, Нижнеоленекский и Муно-Тюнгский). Общим для этих районов является низкое (10-15%) суммарное содержание кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при переменных значениях типичных округлых кристаллов 1 разновидности, серых ромбододекаэдров и близких к ним сложных двойников додекаэдроидов У и УП разновидностей, а также желто-оранжевых кубоидов П разновидности и поликристаллов типа карбонадо с лонсдейлитом (якутит) Х1 разновидности. Их различное соотношение образует несколько минералогических ассоциаций («эбеляхская», «куонапская», «укукитская» и др.). Для алмазов Нижне-эбеляхского поля характерно резкое преобладание сильно дефектных графитизированных низкокачественных камней над типичными округлыми индивидами при постоянном присутствии желто-оранжевых кубоидов и поликристаллов якутита (до 5 %), а также преобладание целых индивидов, максимальный (до 30%) механический износ и высокая (до 30 мг) средняя масса кристаллов. Среди алмазов Майат-Уджинского поля отмечается превалирование типичных округлых камней над октаэдрами и поликристаллическими агрегатами, высокая степень сохранности алмазов и высокая средняя масса, а также низкий механический износ, следствием чего является более высокое качество алмазного сырья по сравнению с Нижнеэбеляхским полем. В целом, спектр алмазов из россыпей ЛАС сравнительно однообразен и близок к спектру кристаллов из окаймляющих с востока и севера Анабарскую антеклизу вторичных коллекторов позднетриасового и ранневолжского возраста (кряжи Чекановского, Прончищева, хребет Хараулах и др.). Для них характерно низкое содержание алмазов из кимберлитового типа первоисточника, составляющих не более 10-15 % общего количества кристаллов, при несколько различающихся в отдельных районах соотношениях типичных округлых камней «уральского» («бразильского») типа, ромбододекаэдров У разновидности, сложно деформированных двойников и сростков додекаэдроидов УШ разновидности с «облегченным» изотопным составом углерода, желто-оранжевых кубоидов П разновидности с «промежуточным» изотопным составом углерода, отсутствующих в известных коренных месторождениях провинции, а также присутствие в ряде регионов (Анабарский, Среднеоленекский и Нижнеоленекский

районы) поликристаллов алмаза типа «карбонадо» с примесью лонсдейлита из импактного типа первоисточника. Общим для них является повышенный механический износ, увеличивающийся от краевых частей Анабарской антеклизы в сторону Анабарского кристаллического массива, что совпадает с направлением трансгрессии при формировании данной структуры в истории развития СП. Алмазы из разновозрастных вторичных коллекторов раннемелового и неоген-раннечетвертичного возраста карстового генезиса и палеоген-раннечетвертичного возраста карстового генезиса в пределах Анабарского (Эбеляхского) района практически не отличаются от кристаллов из современных отложений данного региона (при сопоставлении камней одной и той же крупности). В целом же крупность алмазов из россыпей современного возраста северо-востока СП заметно убывает в направлении от областей поднятий к краевым частям Анабарской антеклизы, что также следует рассматривать в тесной связи с историей геологического развития данного региона, неоднократным перемывом и переотложением алмазов во вторичных коллекторах различного возраста и генезиса на пути от коренных источников к местам их современного захоронения. Необходимо также отметить, что алмазы из известных кимберлитовых тел северо-востока СП (Верхнемоторчунское, Куойское, Чумурдахское, Лучаканское, Омонос-Укукитское и Куранахское поля) по типоморфным особенностям резко отличаются от спектра кристаллов из россыпей данного региона, а их присутствие в значительном количестве в аллювии обнаруживается только в редких случаях на расстоянии первых километров от трубки, при её современном размыве водотоками.

Результаты минералогического исследования алмазов из отложений раннепермского и раннемелового возраста и кор выветривания в пределах Анабарского (Эбеляхского) района, сравнение их с кристаллами из современных отложений бассейна р.Эбелях свидетельствуют о том, что везде присутствуют одни и те же разновидности камней в примерно одинаковых соотношениях, а доля алмазов Ш типа первоисточника невыясненного генезиса составляет 40-55% общего количества кристаллов. Присутствие в континентальных указанных отложениях значительного количества алмазов с механическим износом «истирания» прибрежно-морского генезиса позволяет предположить их сложную экзогенную

историю, неоднократные перемыв и переотложение, что могло иметь место в более древних (возможно докембрийских) коллекторах; возможно также, что кристаллы были подвергнуты экзогенным изменениям в древних корах выветривания. Алмазы из неоген-нижнечетвертичных отложений отдельных участков в пределах Анабарского алмазоносного района указывают на различную роль отдельных первоисточников в их формировании. В частности, камни из участка левобережья нижнего течения р.Эбелях практически ничем не отличаются от кристаллов развитых там нижнемеловых образований, в то время как алмазы карстовых неоген-раннечетвертичных отложений верховья р.Биллях характеризуются пониженным количеством кристаллов Ш типа первоисточника и высоким – поликристаллов 1У типа первоисточника (типа «карбонадо» с примесью лонсдейлита). Типоморфизм алмазов Майат-Уджинского и Верхнеэбеляхских полей свидетельствует об их сходстве, что указывает на перспективность данных территорий. Сделаны предварительные выводы о том, что алмазы из верхнепермских отложений участка Поисковый, нижневолжских конгломератов междуречья Молодо-Сюнгюдэ-Лена и нижнеюрских образований междурежья Тюнг-Тюнгкээн не имеют ничего общего с кристаллами из кимберлитов Верхнемоточурского поля.

МЕТОДЫ УЛУЧШЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ТАМПОНАЖНЫХ РАСТВОРОВ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Иванов А.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Цементирование скважин представляет собой процесс заполнения заданного интервала заколонного пространства тампонажным раствором. Наличие в геологическом разрезе месторождений Крайнего Севера интервалов залегания многолетнемерзлых пород обусловливает

возникновение в скважинах специфических осложнений. Они происходят в результате некачественного цементирования обсадных колонн. Эти осложнения выражаются в приустьевых обвалах горной породы, недоподъеме тампонажного раствора до устья скважин, смятии обсадных труб при обратном замерзании. Наличие в геологическом разрезе месторождений Крайнего Севера пластов с низкими градиентами гидроразрыва также затрудняет подъем тампонажного раствора до устья скважины.

Главным направлением работ по улучшению качества цементирования скважин в районах залегания ММП является изыскание технологических решений по уменьшению водосодержания в тампонажных растворах, при сохранении требуемой подвижности, ускорение процессов их гидратации и использование безгипсовых тампонажных композиций, обладающих способностью к расширению при твердении. Значительное улучшение качества может дать применение пластификаторов, суперпластификаторов, ввод в жидкость затворения расширяющих добавок и добавок-ускорителей срока схватывания цемента. Это достигается также изменением химического состава тампонажного материала, применением различных методов активации: вибровоздействия, ультразвуковая обработка, кондиционирование раствора и др.

При цементировании скважин на месторождениях Крайнего Севера в нашей стране в основном применяются вяжущие на основе портландцемента с добавками хлористого натрия (NaCl) и хлористого кальция (CaC12) [1, 4]. Их достоинством являются приемлемые физико-механические свойства при незначительной модификации в условиях низких положительных температур. Однако при отрицательных температурах они имеют длительные сроки схватывания даже при больших концентрациях ускорителей, что обусловлено резким замедлением кристаллизации эттрингита в цементном тесте при отрицательных температурах [1, 6]. Длительные сроки схватывания тампонажного раствора являются причиной его седиментационной неустойчивости и, как следствие, вызывают образование «водяных поясов» и каналов в цементном камне. Известно, что добавки больших количеств (более 4 %) хлорида кальция являются причиной коррозии металла, замедляют процессы гидратации алюминатных составляющих портландцементов.

Предложены [2, 5] однокомпонентные и многокомпонентные добавки для тампонажных материалов практически не влияющие на коррозию металла: нитрат натрия (NaN03); поташ (К2С03); каустическая сода (NaOH); соляная кислота (НС1); сульфаты натрия (Na2S04) и калия (K2S04); комплексная добавка (NaCl + NaOH, NaCl + КС1); калийно-щелочной реагент (КЩР); комплексная добавка (КССБ + СаС12 + хромпик); нитрат кальция с мочевиной (НКМ); нитрит-нитрат кальция (ННК); нитрит-нитрат кальция с мочевиной (ННКМ) и др. Однако применение таких добавок требует введения дополнительной технологической операции - приготовления их водных растворов. На это отвлекаются силы буровой бригады и привлекается дополнительное оборудование. Использование многих химических реагентов может значительно снизить долговечность цементного камня. Некоторые добавки являются ценным химическим сырьем, либо дефицитны. Введение других добавок ускоряет загустевание растворов и в большинстве случаев уменьшает эксплуатационную прочность. Многокомпонентность отдельных добавок также делает применение их нетехнологичными.

В порядке испытания опытно-экспериментальных партий были применены для цементирования скважин, на месторождениях Крайнего Севера следующие тампонажные материалы: цементы на алюминатной основе; к ним относят быстротвердеющий тампонажный материал ЦТБР (ВНИИКРнефть, НИИцемент), выпускавшийся по ТУ 21-32-61-74, который представляет собой смесь высокоглиноземистого шлака, основного доменного шлака и гипса в соотношении 2:1:1; быстросхватывающиеся белито-алюминатный цемент БАЦ (ВНИИГаз, НИИцемент), представляющий собой смесь 84-85 % обожженного белито-алюминатного шлама (отход химико-металлургического производства) и 15-16 % гипса; кроме них в этом цементе содержится до 50 % 2CaO Si02 р-форме, сходного с минералом портландцементного клинкера - белитом и др. [2]; недостатком этих материалов является большое тепловыделение в процессе гидратации вяжущего, что приводит к преждевременному схватыванию тампонажного раствора, низкая долговечность цементного камня, а также ограниченность сырьевых ресурсов; цементно-песчаные тампонажные материалы с компенсированной усадкой [3]; они представляют собой смесь тампонажного портландцемента ПЦТ-Д20-50 с 20-30 % (по массе)

мелкозернистого песка превалирующей фракцией 0,08-0,1 мм. Смеси затворяют на 6-8%-ном водном растворе хлорида кальция с КССБ при В/Ц = 0,40…0,45.

Другая разновидность низкотемпературных цементов - безгипсовый портландцементный - низкотемпературный, седиментационноустойчивый, безусадочный (ЦНУБ), который представляет собой сырьевую смесь совместного помола клинкера тампонажного портландцемента и продукта обжига твердого остатка содового производства (в соотношении 9:1). При приготовлении указанного тампонажного раствора в жидкость затворения вводится комплексная добавка НТФ + Na2C03. Формирование цементного камня идет по гидроалюминатному и гидрокарбоалюминатному механизмам твердения, что позволяет получить высокопрочный, безусадочный камень, имеющий низкую теплопроводность и пористость. Суммарная пористость образцов ЦНУБ, твердеющих при температуре минус 5 °С, составляет 0,197-0,207 м3/кг через двое суток твердения и уменьшается до 0,154-0,168 м3/кг через 28 сут, что соответственно в 1,71 и 1,90 раза меньше, а коэффициент теплопроводности камня - в 1,4-1,5 ниже чем у портландцемента, твердевшего в аналогичных условиях. Установлено, что твердение ЦНУБ сопровождается объемным расширением до 0,23 % [6].

Из всех рассмотренных тампонажных растворов более эффективным является ЦНУБ. Характеристики цементного камня, которого показывают положительный результат. Поэтому целесообразнее и эффективнее будет применять данный вариант цемента при условиях ММП.

Литература:

1. Вяхирев В.И., Овчинников В.П., Овчинников П.В., Ипполитов В.В., Фролов А.А., Кузнецов Ю.С., Янкевич В.Ф., Уросов С.А. Облегченные тампонажные растворы для крепления газовых скважин - М.: Недра, 2000. - 134 с.
2. Данюшевский В.С., Алиев Р.М., Толстых И.Ф. Справочное руководство по тампонажным материалам. - М.: Недра, 1984. - 373 с.
3. Подгорное В.М., Ведищев И.А. Практикум по заканчиванию скважин. -М.: Недра, 1985. - 256 с.
4. Стригоцкий С.В. Основы управления качеством строительства скважин в многолетнемерзлых породах. - М.: ВНИИОЭНГ, 1991. - 179 с.

5. Овчинников В. П. Разработка специальных тампонажных композиций и технологии подготовки ствола скважины для разобщения пластов в различных термобарических условиях: Диссертация д-ра техн. наук. - Уфа, 1992. - 456 с
6. Фролов А.А. Совершествование технических средств и технологий для цементирования газовых скважин месторождений Крайнего Севера. - Тюмень: Издательство ТюмГНГУ, 2000. - 164 с.

ГРАНИТОИДЫ ЧИМАЛГИНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

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

Несмотря на длительный период изучения гранитоидного магматизма Верхояно-Колымских мезозоид, многие вопросы происхождения, геодинамической обстановки формирования, формационной принадлежности, изотопного возраста слагающих их пород остаются дискуссионными. В этом плане, актуально изучение отдельных гранитоидных массивов, позволяющих получить объективные данные, принципиально важные для решения проблем, связанных с выяснением причин и механизмов образования широкомасштабного гранитообразования в структурах складчатых областей. Одним из таких гранитоидных образований, является Чималгинский массив, входящий в состав Главного батолитового пояса и локализованный в пределах одноименного блока-фрагмента Омулевского террейна [5].

Площадь Чималгинский массива около 750 км^2, длина массива около 50 км ширина – от 15 до 10 км, а в среднем составляет 7-8 км. Массив имеет полого-волнистую кровлю, контакты массива под углами до 30-40^o наклонены под вмещающие позднеюрские вулканогенные и терригенные породы, интенсивно продробленные и ожелезненные. Установлено присутствие в его составе розовых и серых гранитов [3].

По нашим данным главная фация массива сложена средне- и мелкозернистыми, часто порфировидными, гипидиоморфнозернистыми,

участками аллотриоморфнозернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами с переходом на отдельных участках в амфибол-биотитовые гранодиориты, насыщенные многочисленными ксенолитами вмещающих пород. В восточной оконечности массива в береговых обрывах правого борта р. Индигирка установлены выходы средне-крупнозернистых, аллотриоморфнозернистых и пегматитовых розовых гранитов, визуально резко контрастирующих с амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

По классификации [7], амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты соответствуют гранодиоритам, монцогранитам, и сиеногранитам, точки составов розовых гранитов – в поле щелочных гранитов (рис. 1).

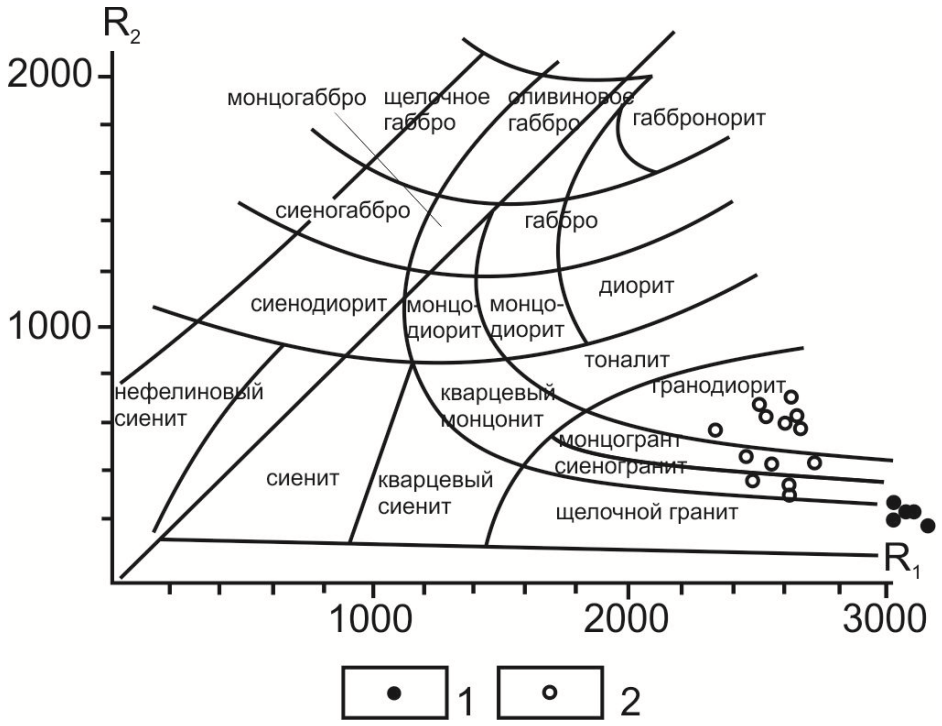


Рис. 1. Классификационная диаграмма R_1-R_2 для гранитоидов Чималгинского массива, здесь и далее: 1. - розовые граниты, 2. - амфибол-биотитовые:
Поля диаграммы [7]: R_1=4Si-11(Na+K); R_2=6Ca+2Mg+Al.

Соотношения Sr-Rb/Sr в амфибол-биотитовых гранитах и гранодиоритах соответствует гранитоидам I- и S-типов [6], в розовых гранитах – S- и A-типов (рис. 2).

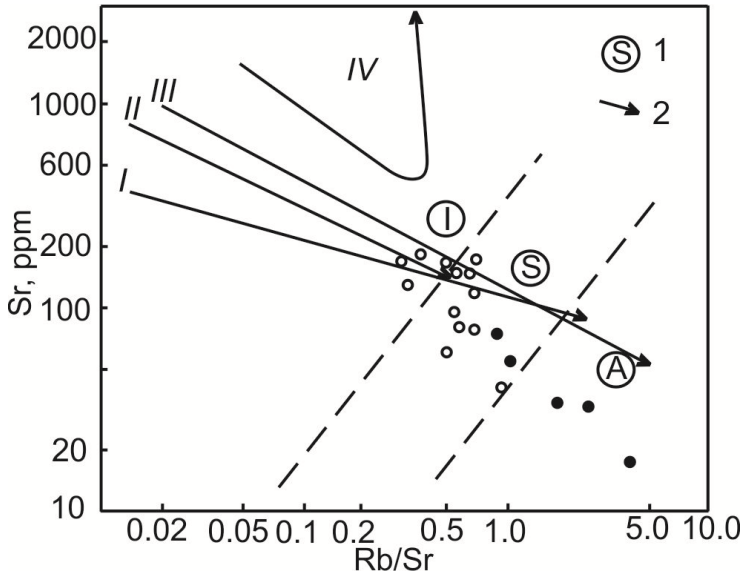


Рис. 2. Диаграмма Sr-Rb/Sr для гранитоидов Чималгинского масива: поля составов магмообразующих источников [2]: 1 - типовые составы гранитов I, S и A-типов; 2 - тренды дифференциации типовых и вулканических серий: I - толетовая островных дуг (ОД), II - известково-щелочная (ОД), III - известково-щелочная активных континентальных окраин (АКО); IV - рифтовых зон континентов.

Соотношения основных параметров химического состава указывают на магмогенерацию для амфибол-биотитовых гранитоидов в результате парциального плавления метаграувакк или дацитов тоналитов, а розовые граниты – за счет частичного плавления метапелитов, в поле которых точки их составов также намечают характерный для А-гранитов секущий тренд (рис. 3).

Соотношения Ni и Cr в породах, которое иногда используется как показатель их генезиса [4], широко варьируют, но средние их значения: (Cr=22 г/т, Ni=4 г/т для розовых и Cr=220 г/т, Ni=26 г/т – для амфибол-биотитовых гранитоидов) отвечают, соответственно, производным верхней и нижней коры.

Выполненное в.н.с. ИГАБМ СО РАН А.И. Зайцевым изучение Rb-Sr изотопных систем гранитоидов Чималгинского массива также свидетельствует о коровой природе [1] обеих его составляющих: для розовых гранитов, первичное изотопное отношение стронция I_0=0,7115, для амфибол-биотитовых гранодиоритов и гранитов – I_0=0,7107. Сопоставление розовых гранитов с гранитами А-типа возможно по относительно высоким концентрациям ^{87}Rb мкг/г (21–45,3) при пониженных – ^{86}Sr (2,1–6,4 мкг/г). Те же параметры для амфибол-

биотитовых гранитоидов составляют, соответственно, 18,6–31,4 мкг/г и 9,2–18,3 мкг/г. Изохронный возраст амфибол-биотитовых гранодиоритов и гранитов 136–130 млн. лет, розовых гранитов – 128+/-2 млн. лет, что в обоих случаях отвечает раннемеловым образованиям валанжинского-барремского ярусов.

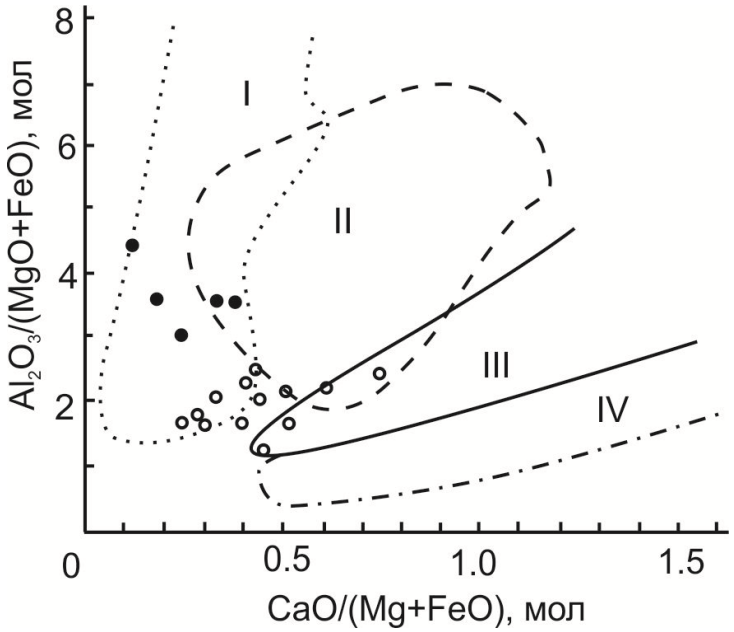


Рис. 3. Составы гранитоидов Чималгинского массива и поля парциальных расплавов различных источников:
Поля диаграммы [4]: продукт частичного плавления I - метапилитов, II - метаграувакк, III - дацитов тоналитов, IV – амфиболитов.

Таким образом, на основании полученных данных, предполагается, что Чималгинский гранитоидный массив является полиформационным образованием, сложенным нижнекоровыми позднеколлизионными или раннеорогенными гранитоидами IS-типа и верхнекоровыми посторогенными гранитами, близкими гранитам А-типа.

Литература:

1. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии земли, коры и атмосферы. Апатиты. 1988. 140 с.
2. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т2. Сыктывкар. 2000. С. 270-274.

3. Попов Л.Н. Взаимоотношения двух разновидностей гранитов Чималгинского массива. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, выпуск IV. Якутск: Якутское книжное издательство, 1961. С. 99-103.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 380 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Москва.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571с.
6. Collins W.E., Beams S.D., White A.J., Chappel B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia.//Contrib. Miner. Petrol., 1982, v. 80, N 2. P. 189–200.
7. De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses – its relatijyships and current nomenclature // Chem. Geol., 1980. V. 29. P. 183–210.
8. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-cjllisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith / J. Geol. Soc. London, 2000, v. 157. P. 577–587.

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ОЦЕНКИ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Иванченко В.В.[1], Чугунов Ю.Д.[1], Чугунов С.Д.
1 – Национальная академия наук Украины, г. Кривой Рог;

Подготовка и анализ геологических проб, основанных на водных схемах, приводят к потерям золота, особенно тонкого и скрытого в сростках. Этому способствует плывучесть пылевидного золота, обусловленная сложной морфологией, наличием микропустот, включенийидругих дефектов. Аналитические методы отражают содержание легко извлекаемого металла и далеки от истинной картины его распределения в руде, отходах обогащения и ореолах рассеяния. Очевидна необходимость повышения качества и эффективности технологических испытаний золотосодержащих геологических проб.

Несовершенство используемых промприборов привело к накоплению миллиардов тонн золотосодержащих техногенных «песков». Размер не извлеченных золотин составляет от 0,02 до 0,4 мм., т.е. теряется, в основном, тонкое, а также пластинчатое золото. Это ставит под сомнение целесообразность разведки и отработки этих объектов [1].

С целью повышение результативности поисково-разведочных работ и добычи на природных и техногенных месторождениях золота, изучены руды и отходы обогащения из месторождений Якутии и Магаданской области, Украины, россыпей Африки (Гана), а также аллювий р. Днепр.

Методика работ основывалась на применении оптической и электронной микроскопии, новых способов «сухой» сепарациируд [2, 3]. Геологические пробы измельчались до освобождения золота из сростков. Из материала россыпей сначала извлекали свободное золото, а после дробления и измельчения гали – освобожденное из сростков с другими минералами.

Результаты исследований показывают, что в классах крупности менее 100 мкн золото имеют неправильную занозистую, уплощенную, скрученную форму с множеством пустот и включений (рис. 1а, б).

а б в г

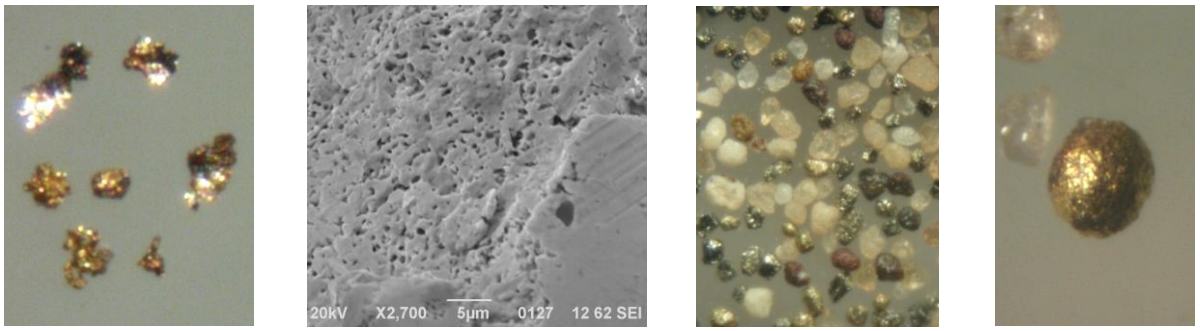


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение золота: а, б – аллювий р. Днепр; в - тяжелая неэлектромагнитная фракция, выделенная из хвостов обогащения Мужиевского месторождения; г – то же из хвостов обогащения россыпей Африки.а, в, г - бинокуляр, б – растровая электронная микроскопия. Размер выделений золота: а, в - 0,015-0,05 мм, г – 0,08 мм.

Путем комбинирования центробежного, ударно-механического и аэродинамического воздействия на материал проб при выделении тяжелой фракции авторам удалось обеспечить высокую степень преобразования

формы, седиментационной плотности и других свойств золота. Его частицы приобрели шаровидную форму и уплотнились за счет удаления внутренних пустот. Это обеспечило эффективную сепарацию материала в воздушном потоке гравитационными, магнитными и электромагнитными методами (рис. 1в, г).

На примере руд Бобриковского месторождения установили, что по мере уменьшения размера частиц рудной смеси и увеличении степени раскрытия минеральных зерен количество извлекаемого золота возрастало от 0 до 7,11 г/т. Средний размер золотин составил 0,0783 мм. Распределение их по классам крупности следующее: более 0,100 мм – 2,5 %; 0,100-0,060 мм -36,5 %; 0,060-0,040 мм – 27,5 %; 0,040-0,015 мм -24,8 %.

При повторном обогащении «песков» Северо-Востока России из сростков извлекалось в 10-20 раз больше золота, чем содержит его россыпь в свободном виде. При этом общее фактическое содержание золота в «песках» на отдельных участках возрастало до 11,0 г/т.

Предложенная методика и техника обработки геологических проб и золотодобычи позволяет выполнить переоценку техногенных залежей на действующих и заброшенных участках (Кулар, Чукотка и др.). Она применима при поисках, разведке и отработке россыпей и коренных руд платиноидов и других твердых полезных ископаемых. Перед выделением тяжелой фракции в пробе (руде) из табличек, пластинок, дендритов, нитевидных и других морфологически сложных частиц металла формируются шарики (рис.1г). В результате, даже тонкие пластинчатые выделения металла размером 15-100 мкм теряют «плывучесть» и эффективно выделяются в тяжелую фракцию и концентрат. Содержание золота в произведенных таким образом концентратах составило более 10 кг/т; извлечение металла в концентрат – более 90%.

Установка не использует воды, флотореагентов, цианидов и других вредных веществ; работает в режиме круглогодичной эксплуатации. Авторы используют ее для сепарации природных и техногенных руд черных, цветных, благородных и редкоземельных металлов, драгоценных и технических камней, нерудных ископаемых. Модульная линия сухого обогащения позволяет осуществить полный цикл переработки золото–серебряных, платиновых и полиметаллических руд *непосредственно на*

месторождении, с выплавкой «чернового» металла, и соблюдением требований природоохранного законодательства.

Выделенные на установках данного типа «серые шлихи» и концентраты протолочек содержат значительно больше знаков золота, серебра, платиноидов, в сравнении с обычными методами концентрации. Обеспечивается высокая чистота и качество магнитной, электромагнитной, неэлектромагнитной и легкой фракций. Минералог имеет возможность уверенно диагностировать рудные минералы под бинокуляром, без разделения материала в тяжелой жидкости.

Обработка проб на месте поисков в разы сокращает потери полезного металла. Ореолы рассеяния оконтуриваются с более высокой точностью и достоверностью, включая установление мест и условий концентрации весьма тонких выделений металлов, а также скрытых в сростках с другими минералами. Малогабаритные переносные установки могут сепарировать пробы непосредственно на базах геологических партий и отрядов в круглогодичном режиме работы. Важным преимуществом является неограниченный вес проб, автоматизация и стандартизация условий их обработки. Могут обрабатываться большие массивы проб с гарантированной сопоставимостью результатов опробования. Это позволит геологическому персоналу оперативно управлять поисками, выявлять «слепые» залежи, слабо эродированные рудные тела, сокращать до минимума количество дорогостоящих пробирных анализов.

На стадии поисков и разведки можно испытать и оценить результативность будущего обогащения руд, определить технико-экономические показатели золотодобычи. Оперирование этими дынными при защите запасов существенно повышает шансы выявленных месторождений на отработку, сокращает сроки ввода их в эксплуатацию.

Предлагаемая технология основана на глубокой направленной трансформации самородных металлов на стадии рудоподготовки. Многократно усиливается контраст металла с кварцем, сульфидами и другими рудо-и породообразующими минералами в гравитационном, магнитном и электростатическом полях. Достигается высокая эффективность сепарации и возможность оптимизации поисков, разведки и добычи золота, серебра, платиноидов и других полезных ископаемых.

Литература:

1. 1.Супрун А.А. Технология опытно-промышленной отработки косовых россыпей золота. «Золотодобыча». №119, октябрь 2008 г.
2. 2.Чугунов Ю.Д., Иванченко В.В. Эффективная технология обогащения природных и техногенных руд. Актуальные проблемы современной науки в 21 веке. Материалы 1-й Международной научно-практической конференции. Москва, 31 марта 2013г. с. 38-40.
3. Чугунов Ю.Д., Иванченко В.В. Перспективы золотодобычи в Украине. http://ecoproblem.org/.

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА УСТОЙЧИВОСТИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Иудин М.М.

Северо-Восточный федеральный университет, им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В районах распространения сплошной мерзлоты, наиболее характерной для месторождений Севера, обычно выделяют три зоны по мощности мерзлого слоя массива горных пород, отличающиеся температурным режимом. Самая активная зона относится к верхнему слою массива горных пород, прилегающих к дневной поверхности, и называется зоной сезонных годовых колебаний температуры пород. В этой зоне в течение годового цикла происходят и протаивание и промерзание горных пород, что существенно влияет на геомеханическое состояние массива горных пород. Обеспечение устойчивости многолетнемерзлых горных пород зависит не только от прогноза напряженно-деформированного состояния, но и от развития различных мерзлотных явлений. Протекание мерзлотных процессов в активной зоне влияет на напряженно-деформированное состояние массива горных пород.

Наиболее большая зона по мощности и представляющая значительный интерес при анализе напряженно-деформированного состояния массива горных пород вокруг выработок называется зоной естественного распределения температурного поля. В зоне естественного распределения температурного поля вокруг горной выработки действуют

две силы, влияющие на напряженно-деформированное состояние массива: гравитационная сила, обусловленная силой тяжести вышележащих горных пород, и температурные напряжения, обусловленные изменением естественного температурного поля горных пород. Если рассматривать напряженно-деформированное состояние массива только от гравитационной силы, то концентрация напряжений на контуре породного обнажения появляется с образованием полости (выработки) в породах.

Многочисленные исследования подтверждают гипотезу о существовании связи полей напряжений с геологическими структурами массива горных пород, о неравномерности распределения напряжений в окрестности геологических структур. Большинство горных пород имеют неоднородную структуру и текстуру, от которых существенно зависят деформационные свойства, определяющие распределение напряжений в породном массиве [1, 2]. Как полагают авторы [3], в реальном геологическом процессе в горной породе формировалось специфическое напряженное состояние, обусловленное последовательностью возникновения структуры под давлением (одна система напряжений) и омоноличивания этой структуры цементирующими веществами (другая система напряжений). Следовательно, деформационные свойства горных пород определяются этими совмещенными системами напряжений в горной породе, а их изучение традиционными методами не дают адекватной оценки полноты и достоверности распределения данных свойств в массиве горных пород.

Тепловое воздействие вентиляционного воздуха на естественный температурный режим приконтурного слоя мерзлых пород вокруг горной выработки вызывает появление температурных напряжений в массиве от температурной зависимости физико-механических свойств и температурных деформаций горных пород. Термомеханические процессы, протекающие в мерзлых горных пород, намного сложнее и требуют анализа других температурных факторов на развитие напряженно-деформированное состояние массива многолетнемерзлых горных пород.

Основная проблема прогноза устойчивости горных пород заключается в корректном определении напряженно-деформированного состояния, что в условиях многолетней мерзлоты осложняются

необходимостью учета влияния температурных факторов на напряженно-деформированное состояние массива горных пород вокруг выработки.

На современном этапе развития геомеханики разрушение горных пород классифицируется следующим образом:

- традиционный: экстремальные значения НДС массива вокруг выработки вызывают разрушения горных пород, когда максимальные напряжения и деформации превышают допустимый уровень напряжений и деформаций;

- разрушение горных пород происходит по причине резкого снижения прочностных свойств горных пород в результате изменения физического, фазового состояния горных пород, не связанные с НДС породного массива;

- разрушения горных пород связаны с изменениями общего энергетического состояния массива и происходящие с глобальными процессами (зональная дезинтреграция, самоорганизация и т.д.). Масштабы таких разрушений не описываются современными методами геомеханики.

Если по первому признаку можно средствами геомеханики прогнозировать размеры зоны разрушения горных пород вокруг выработки, то по остальным признакам практически нет методов расчета, что требует разработки новых подходов.

Методы проектирования крепления горных выработок, отраженные в нормативных документах, учитывают статические и нормальные горногеологические условия месторождений полезных ископаемых. В то же время в них не отражены экстремальные случаи эксплуатации горных выработок, а тем более условия возникновения аварийных ситуаций, связанных с потерей устойчивости горных пород. В чем причины?

- отсутствие методов достоверного прогноза возникновения аварийных ситуаций в горных выработках;

- отсутствие описания физического механизма возникновения аварийных ситуаций;

- повышение несущей способности постоянной крепи с увеличением ее податливости уменьшают риски возникновения аварийных ситуаций;

- наблюдается тенденция снижения интенсивности подземной разработки месторождений в связи с экономическим и финансовым

кризисом, что способствует нормализации проявлений горногеологических условий;

- крайне редко происходят аварийные ситуации в горных выработках по причине разрушения горных пород.

Таким образом, основные проблемы прогноза устойчивости многолетнемерзлых горных пород заключаются:

- отсутствуют методы прогноза напряженно-деформированного состояния массива горных пород при экстремальных условиях эксплуатации горных выработок;

- не разработаны достоверные методы учета условий возникновения аварийных ситуаций в горных выработках и способы оценки ущерба от аварий и катастроф;

- необходимо разработать методы проектирования крепления горных выработок в экстремальных условиях эксплуатации горных выработок.

Таким образом, решение поставленных задач в геомеханике помогут разработать методы учета условий возникновения аварийных ситуаций в горных выработках и способы оценки ущерба от аварий и катастроф.

Литература:

1. Курленя М.В., Миренков В.Е., Сердюков С.В. Взгляд на природу напряженно-деформированного состояния недр Земли и техногенные динамические явления // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2008. – №8. – С.5-19.

2. Томилин А.В. Закономерности влияния структурно-текстурных особенностей горных пород на их деформационные свойства // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2009. – №3. – С.169-170.

3. Репников Л.Н., Мороз А.И. Механизм образования двух совмещенных систем напряжений в горной породе различного генезиса // Механика композиционных материалов и конструкций. – 2005. – №2. – Т.11. – С.258-265.

ОСОБЕННОСТИ БУРЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ИЗЫСКАТЕЛЬСКИХ СКВАЖИН В МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЕ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Кельциев С.С.
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова

Инженерно-геологические изыскания производятся с целью получения полной информации о геологическом строении участка, физико-механических параметрах грунтов, их прочности, химико-коррозионной активности, гидрогеологических параметрах для обеспечения мероприятий по защите конструкций от неблагоприятных воздействий геологической среды, физико-геологических и физико-химических явлений и процессов.

На основании полученных данных определяются наилучшие, наиболее оптимальные со всех точек зрения тип и глубина заложения фундамента с учетом всех вероятных факторов влияющих на процесс строительства и эксплуатации инженерных конструкций.

Создание проекта и строительство без изучения и полного анализа геологических условий строительной площадки может привести к неравномерным осадкам зданий и сооружений, повреждениям и разрушениям инженерных сетей к необратимым деформациям и их полному выходу из строя.

По окончательным результатам инженерно геологических изысканий создается технический отчет, содержащий сведения о физико-топографических условиях участка, геолого-литологическое описание пород и грунтов, физико-геологических процессах происходящих на момент обследования, механические свойства грунтов, химико-коррозийных свойствах грунтов и воды, рекомендации.

Объем бурения инженерно-изыскательских скважин на территории Крайнего Севера и в частности Республики Саха (Якутия) огромен. Так по республиканской адресной программе «Переселение граждан из аварийного жилищного фонда» на 2013-2015 годы и по указу президента Республики «О дополнительных мерах по улучшению жилищных условий населения Республики Саха (Якутия)» ежегодно строятся и вводятся в эксплуатацию порядка 400 тыс. кв. м. жилья, десятки

общеобразовательных школ, несколько объектов здравоохранения и это не считая объемы частных предприятий. А также согласно федеральным целевым программам «Развитие транспортной системы России на 2010–2020 годы» и «Экономическое развитие Дальнего Востока и Забайкалья на 2013-2015 годы» на строительство, ремонт и реконструкцию федеральных дорог в Якутии в 2013 было направлено более 14,3 млрд рублей из бюджета Якутии, кроме того объем финансирования дорожного хозяйства региона растет с каждым годом. Так, по сравнению с 2010 годом финансирование возросло в 3,3 раза, в том числе по федеральным дорогам — в 4,6 раза, по региональным и местным — в 1,8 раза.

Бурение инженерно-геологических скважин производится в круглогодичном режиме. В суровых климатических условиях нашего региона возникают серьёзные организационные, технико-технологические проблемы.

Многолетний опыт бурения инженерно-изыскательских скважин зимой показывает ряд проблем, связанных с отрицательной температурой окружающей среды. Одной из таких проблем можно считать то, что при бурении скважин, когда температура воздуха ниже – 30 ^{o}C, происходит мгновенное смерзание выбуренной породы (керна) к внутренней стенке колонковой трубы. Это объясняется тем, что в процесс механического разрушения породы сопровождается выделением тепловой энергии и нагревом буровой коронки и керна. Процесс поддержания относительно высокой температуры керна продолжается до окончания углубления забоя скважины, т.е. до подъемных операций, когда колонковая труба перестает подвергаться трению о стенки скважины. После извлечения полной колонковой трубы из ствола скважины идет обратный процесс бурового снаряда и мгновенное смерзание выбуренного керна.

Экстремально низкая температура окружающей среды (ниже -40 ^{o}C) приводит к перемерзанию гидравлических рукавов буровой установки, к разрыву в местах изгиба, что создает опасность потери гидравлической жидкости и работе бурового персонала.

Резервуар буровой установки, наполненный гидравлической жидкостью, постоянно подвергается перепаду температур при частых подогревах и охлаждениях жидкости, покрывается изнутри конденсатом, увеличивающимся с каждым циклом замерзания-оттаивания. В результате

такого явления образовывается не допустимое количество воды в гидравлической системе буровой установки, которое приводит к прихвату гидравлических соединений и крана системы, с аварийными последствиями.

Рассмотренные выше и ряд других проблем и осложнений при бурении инженерно-геологических скважин в многолетней мерзлоте в холодное время года требуют специального подхода, разработки подходящих технико-технологических решений.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЛЁКМО-СТАНОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Козьмин Б.М.[1], Петров А.Ф.[2], Шибаев С.В.[2], Тимиршин К.В.[2]

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

2 – Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск

Более чем полувековой цикл геологических, тектонических и сейсмологических исследований в Восточной Сибири и Якутии выявил на юго-востоке Сибирской платформы крупную область взаимодействия Евразиатской и Амурской литосферных плит. Она следится в виде широкой (до 400 км) полосы сейсмичности в пределах Лено-Амурского междуречья на расстоянии почти 3 тыс. км в субширотном направлении между 50° и 60°с.ш. от оз. Байкал, через Забайкалье, Южную Якутию и Приамурье к Охотскому морю [2].

Северной границей этой области является Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП), вытянутый от Байкала вдоль южной окраины Сибирской платформы через Становое нагорье в Забайкалье, Становой хребет и примыкающее к нему с севера Алдано–Учурское плато в Южной Якутии к Охотскому морю. Он объединяет землетрясения Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на западе и подземные толчки Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны (ОСЗ) на востоке, продолжающей БРЗ от р.

Олекмы к Удской губе Охотского моря. За истекшие почти 60 лет инструментальных наблюдений в БРЗ отмечено более 200 тыс., а в ОСЗ – около 60 тыс. сейсмических событий. Южным обрамлением этой области взаимодействия плит служит сгущение эпицентров землетрясений, которое из Северной Монголии протягивается через систему поднятий и опусканий в Восточном Забайкалье, а также вдоль хребтов Тукурингра–Соктахан–Джагды в Приамурье к Охотскому морю. В пределах этой границы наиболее активна Тукурингра–Джагдинская сейсмическая зона (ТДЗ), которая наблюдается на 200 км южнее и параллельно ОСЗ между 54 и 55° с. ш. восточнее 120°в.д. В течение 40 лет в ней зарегистрировано около 10 тыс. сейсмических событий. Смещения в очагах землетрясений ОСЗ и ТДЗ по данным фокальных механизмов представлены левыми сдвигами и надвигами [2]. Третья Темулякит–Джелтулакская полоса сейсмичности (~ 4 тыс. землетрясений) пересекает эту территорию между 120° и 125° в.д. в субдолготном направлении от р. Лены вдоль левобережья р. Олекмы и её правого притока Нюкжи через долину р.Амур в отроги хр. Малый Хинган в КНР. Она как бы разделяет субширотную область взаимодействия названных плит на два блока: Забайкальский - от оз.Байкал до р. Олекмы и Становой - от р. Олекмы до Охотского моря [2].

Рассматриваемая зона деструкции земной коры между Байкалом и Охотским морем вызвана смещением Амурской плиты относительно Евразиатской в восток-северо-восточным направлении. Источником такого движения может являться столкновение Индийского субконтинента с окраинными структурами Евразии. В результате этой континентальной коллизии возникли крупные горные системы Центральной Азии (Памир, Тянь-Шань, Гиндукуш и др.) и сформировались отдельные микроплиты и блоки разной конфигурации на территории Китая и Монголии [2, 4, 5] , а также в пределах Забайкалья и Приамурья.

Становой блок, зажатый между Забайкальским блоком, Евразиатской и Амурской плитами, испытывает давление со стороны Забайкальского блока. По данным GPS-наблюдений упомянутый блок перемещается на юго-восток со скоростью 5-7 мм/год [4] в связи с раскрытием Байкальского рифта. Ему также сопутствует движение Амурской плиты на восток (10-14 мм/год) [5]. Под их влиянием Становой блок вынужден смещаться в

восточном направлении. При этом, скорость современных горизонтальных движений вдоль северной границы блока (система Станового шва) по данным триангуляционных замеров на полигонах Южной Якутии составляет ~ 3 мм/год [1], а на южной границе Станового блока в Тукурингра-Джагдинской зоне (~ 5-6 мм/год) по смещению гидросети в зоне Южно-Тукурингрского разлома [3]. В этой геодинамической обстановке поступательное передвижение Забайкальского блока к юго-востоку вызвало в начале XXI века резкий рост сейсмической активности на западном фланге Станового блока. Здесь за последние 12 лет между северо-восточным окончанием БРЗ и Становой складчатой областью в Южной Якутии на Олекмо-Чарском нагорье произошло несколько крупных роев землетрясений. Первый из них (Олдонгсинский) проявился в октябре 1997 г., где наибольшая интенсивность событий достигала в эпицентре 7 баллов (Ms=4.6). В течение 1997–1999 гг. он ежегодно генерировал до 500 землетрясений в год, затем произошёл спад вплоть до 2001 г. В 2002–2004 гг. восстановился обычный сейсмический фон (15–30 событий в год), который был нарушен в ноябре 2005 г. появлением нового более интенсивного Чаруодинского роя. В его последовательности зафиксировано два максимальных подземных удара 10.11.2005 г. с Ms=6.0 (8 баллов) и 11.12.2005 г. с Ms=5.7 (7-8 баллов). После каждого из них следовала серия повторных толчков. На конец 2005 г. их число превысило 2.5 тыс. Активная деятельность этого роя продолжалась и в 2006 г. (1400 событий), но в 2007 г. она снизилась до 200 толчков и вновь выросла до 300 в следующем году. На пике этого роста 26.01.2009 г. произошло новое ощутимое землетрясение (Ms=5.4) с повторными толчками (до 500 событий). Для Чаруодинского роя характерно сочетании роевого и афтершокового процессов, их наложение друг на друга. Затухающий роевой процесс на Олекмо-Чарском нагорье продолжает регистрироваться до настоящего времени.

Не исключено, что рассмотренные события спровоцировали активизацию сейсмического процесса к востоку и юго-востоку от этой территории на правобережье р. Олёкмы. Так, 8.11.2008 г. в Становом хр. (долина р. Алдан) было зафиксировано землетрясение с Ms = 5.1, а в 2010-2011 г. вблизи единственного железнодорожного моста трассы БАМ через р. Олекму на правобережье р. Олёкмы также в Становом хр.

сформировался ещё один Нюкжинский рой (около 800 толчков). В составе этого роя выявлена серия ощутимых (6–7-балльных в эпицентре) сотрясений, среди которых событие 16.03.2011 г. отмечено 7-балльными эффектами в эпицентральной зоне. В конце этого же года 14.10.2011г. впервые в Тукурингро-Джагдинской зоне было инструментально зарегистрировано сильное землетрясение с Ms = 6.0 (7-8 баллов в эпицентре), тяготеющее к зоне влияния Северо-Тукурингрского разлома. И наконец, 7-балльный подземный толчок совсем недавно произошёл ещё восточнее на Алданском нагорье 04.01.2014 г. с Ms = 5.4.

Установленные закономерности в проявлении сейсмичности, характеристики полей тектонических напряжений и типа разломов на границах литосферных плит, позволили выявить мозаику мини-плит и блоков, взаимодействующих при скольжении Амурской плиты вдоль края Сибирской платформы (Евразиатская плита). Наряду с крупными плитами, здесь сформировались отдельные мини-блоки, которые подвергаются сжатию со скольжением в области столкновения плит, испытывая при этом смещение к юго-востоку (Забайкальский блок) и востоку (Становой блок).

В итоге, использование информации по многолетним геолого-геофизическим исследованиям дало возможность выявить особенности современной геодинамики на юге Сибири и Дальнего Востока России, раскрыть её природу и пути прогноза дальнейшей эволюции сейсмотектонических процессов.

Литература:

1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии. // Геодезия и картография, 1991, № 3, С. 30-34.

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

3. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг).– Новосибирск: Наука, 1979, 113 с.

4. Calais E., Lesne O., Deverchere J., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutzky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements / Geoph. Res. Let. 1998, vol.25, NO.21, P. 4003-4006.

5. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R. and Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Let. 2006. V. 33. L 11303. P. 1–5.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ МАТЕРИАЛ. ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЯКУТИИ

Кокин А. В.[1], Силаев В. И.[2], Филиппов В.Н.[2], Лютоев В.П.[2]

1 – Ростовский международный институт экономики Северокавказской академии государственной службы, г. Ростов-на-Дону;

2 – Иинстиут геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

До 1986 г. сульфидный минеральный тип марганцевого оруденения не рассматривался в качестве промышленно-перспективного даже гипотетически. Причин этому было несколько. Во-первых, алабандин считался редким и акцессорным по содержанию минералом в рудных месторождениях. В-вторых, полагали, что марганец как оксифильный химический элемент концентрируется в природе лишь в силикатных, карбонатных и оксигидроксидно-оксидных минеральных формах. Именно поэтому в качестве промышленных традиционно рассматривали только месторождения оксидно- и оксидно-карбонатно-марганцевые. В-третьих, на основании химических свойств предполагали, что марганец в присутствии железа, которого в природе практически всегда в десятки раз больше, не может образовывать значительных собственных концентраций, рассеиваясь в минералах железа. Именно эти наивные, но укоренившиеся в сознании геологов соображения долгие годы сдерживали поиски месторождений сульфидных марганцевых руд.

После открытия в Восточной Якутии практически моноалабандиновых (на 92–98 %) руд [1, 2] стало понятно, что объектом промышленной отработки могут выступать не только оксидно-карбонатные, но и сульфидные марганцевые месторождения. Правда, при этом появилось опасение, что современные технологии переработки марганцевых руд не справятся с задачей рентабельного отделения марганца от серы. Однако вскоре нашлись специалисты (А. Л. Батурин — НИИФОХ, г. Ростов-на-Дону; А. Н. Серёгин — ВНИИ ЧЕРМЕТ, Москва), которые не только предложили способ вполне экономичного извлечения марганца из сульфидных руд в рамках практически безотходной технологический

процедуры, но и получили непосредственно из якутских алабандиновых руд металлический марганец высокой чистоты (рис. 1).

Рис. 1. Ферромарганец, полученный за счет сульфидно-марганцевых руд проявления Высокогорного

После своего открытия Высокогорное проявление алабандиновых руд изучалось А.В. Кокиным, А.Н. Камагаевым, В.Н. Дражиным (1986–1992 гг.). Минералогические исследования на первом этапе проводились А.В. Кокиным, Г.Н. Гамяниным, В.Н. Архиповым, В.В. Крыловой. Позже к этим исследованиям подключились сотрудники Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) В.И. Силаев, В.Н. Филиппов, В.П. Лютоев и др. В 2006–2010 гг. на площади Высокогорного рудопроявления специалистами ЗАО «Алабандин Якутии» проводились предварительные поисково-оценочные работы, по результатам которых прогнозные ресурсы марганцевых руд в категориях P_1–P_2 были оценены в 3 млн. т, а собственно марганца – в 1.5 млн. т. На этом основании Высокогорное рудопроявление можно отнести к категории мелких по запасам месторождений сложного строения, но с весьма высокими и, безусловно, промышленными концентрациями марганца. Не исключено, что после доизучения на флангах и на глубину это месторождение будет переведено в разряд средних по запасам и высокопродуктивных по содержанию марганца месторождений с перспективой попутного извлечения целого ряда высокоценных примесей.

Высокогорное проявление располагается в истоках руч. Кнорий (система р. Хонгор) на территории Южно-Верхоянской металлогенической провинции в пределах Юдомского сегмента Sn-Ag пояса, образованного множеством полисульфидных проявлений Sn, Pb, Zn, Ag, Au [3]. В геологическом отношении этот объект приурочен к западной окраине

Охотского вулканогенного пояса, в строении которого выделяют два структурных этажа. Нижний этаж сложен терригенными песчано-глинистыми отложениями возраста P_1 (менкеченская свита), смятыми в коробчатую антиклиналь. Верхний этаж, залегающий со стратиграфическим и угловым несогласием, представляет собой дюстачанскую вулканогенную серию возраста $K_{1–2}$, в составе которой выделяются (снизу вверх) агломераты андезит-дацитового состава, дациты, андезиты, риолиты. Вся эта двухэтажная вулканогенно-осадочная постройка прорвана дайками метасоматически изменённых диоритовых порфиритов возраста $K_{1–2}$ и маломощными телами практически неизменённых базальтов предположительно палеогенового возраста.

Сульфидно-марганцевые жилы и жильные зоны залегают в породах обоих структурных этажей (рис. 2). Возраст марганцевого оруденения по факту пересечения жилами позднемеловых гранитов принимается как позднемеловой–предпалеогеновый. На флангах рудного поля площадью около 21 км^2 в сопряжении с марганцевым оруденением проявляется полисульфидная галенит-сфалерит-пирротиновая, касситерит-сульфидная и серебро-сульфоантимонидная минерализация. Наиболее ранней является олово-полисульфидная, а поздней — алабандин-сульфоантимонидная с Ag и In. На рудном поле выявлена вертикальная рудно-минералогическая зональность, развивавшаяся по регрессивному сценарию в ходе полистадийного процесса минерализации.

Рис. 2. Обнажения рудной жилы № 6 (а, б) и общий характер сульфидно-марганцевых (алабандиновых) руд (в, г)

Сульфидно-марганцевое – алабандиновое – оруденение связано с жилами субмеридиональными по простиранию, крутопадающими, мощностью до 2.2 м и протяженностью от первых десятков метров до

одного км. Общая протяженность кулисообразно построенной жильной зоны достигает 7 км. Вмещающими породами выступают пропилитизированные и березитизированные терригенные пермские породы и меловые дациты. Вертикальный размах сульфидно-марганцевого оруденения оценивается в 430 м.

Сульфидно-марганцевые жилы на 87–97 % сложены алабандином, в качестве примесей выступают пирит, пирротин, галенит, сфалерит, индиевые сульфиды, сульфосоли Pb, Zn, Sn, Ag, касситерит, кварц, марганцевые карбонаты, редко доломит и кальцит, манганиаксинит и др. Всего в рудах установлено более 90 минералов, в том числе 15 собственно индиевых сульфидов и 4 минерала с существенной примесью In (рис. 3). По валовому содержанию индия, входящего в число наиболее актуальных для современной экономики редких металлов, рассматриваемые руды сопоставимы с основными минералами-концентраторами индия – касситеритом и сфалеритом в колчеданных, Sn-сульфидных и полиметаллических месторождениях – традиционных источниках этого элемента. На основании полученных нами данных можно сделать вывод об открытии в России не просто сульфидно-марганцевого, а уникального индиево-сульфидно-марганцевого месторождения [4, 5], не имеющего аналогов нигде в Мире.

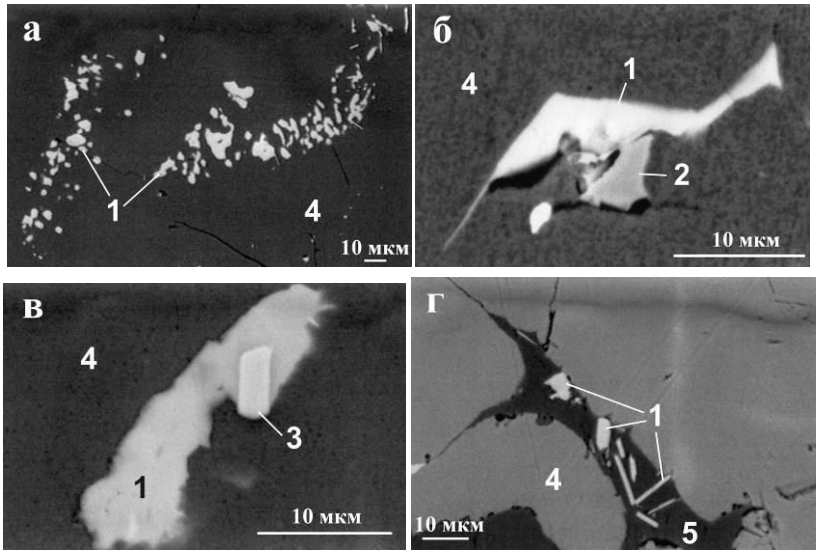


Рис. 3. Включения индиевых сульфидов в алабандиновых рудах: а–в – в алабандине, г – в карбонатах. Минералы: 1 – индиевые сульфиды, 2 – арсенопирит; 3 – касситерит; 4 – алабандин; 5 – карбонаты. СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

Вмещающие рудные жилы терригенные породы характеризуются надкларковыми коцентрациями Mn, Pb, Zn, As, S, B, K, Na. Дациты относительно земной коры обогащены теми же элементами и дополнительно к ним – Ag и Sn. Повышенное содержание двух последних элементов очень показательно, поскольку они отмечаются как продуктивные и в алабандиновых рудах, в которых содержание важнейших элементов-примесей составляет (г/т): Sn до 1000, Ag до 200, In до 360, Au до 4. Поскольку практически все элементы-спутники марганца представлены собственными минералами, их попутное извлечение может оказаться технологически несложным.

Жилы с сульфидно-марганцевыми рудами являются лишь частью потенциала значительного по площади рудного поля, в пределах которого получило развитие не только марганцевое, но и индиевое и полиметально-сульфидное оруденение. Кроме того, имеются геологические предпосылки к открытию в Восточной Якутии и на севере Хабаровского края новых объектов с подобной минерализацией. Высококачественные индиево-марганцевые руды Высокогорного проявления могут поспособствовать развитию чёрной металлургии не только в Якутии, но и во всем Дальневосточном федеральном округе России.

Литература:

1. Кокин А.В. Уникальный марганцевый объект Якутии // Минеральные ресурсы России: экономика и управление, 2006. № 6. С. 22–24.

2. Кокин А.В. Геологические и минералого-геохимические особенности нового типа марганцевой минерализации // Проблемы чёрной металлургии и материаловедения,2009. № 1. с. 3–10.

3. Кокин А.В., Силаев В.И., Батурин А. Л. Алабандин Якутии — новый минеральный тип промышленного оруденения марганца. Ростов-На-Дону: ЗАО «Ростиздат», 2011. 206 с.

4. Кокин А.В., Силаев В.И., Киселёва Д.В., Филиппов В.Н. Новый потенциально-промышленный сульфидно-индиево-марганцевый тип оруденения // ДАН , 2010.. Т.430. №3. - С.359-364.

5. Silaev V.I., Kokin A.V., Kiseleva D.V., Piskunova N.N., Lutoev V.P. New Potentially Industrial Tipe of Indium Sulfide-Manganese Ore // INDIUM: Properties, Technological Applications and Health Issues». Nova Science Publishers, Inc. 400 Oser Avenue, Suite 1600 Hauppauge, NY 11788-3619. 2013. P. 261–284

ЖЕЛЕЗНЫЙ МЕТЕОРИТ. БОЛЬШОЙ ДОЛГУЧАН ИЗ ЯКУТИИ, КАК ОБЪЕКТ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Кокин А.В.[1], Силаев В.И.[2], Филиппов В.Н.[2], Нефедьева Н.С.[3]

1 – Ростовский международный институт экономики Северокавказской академии государственной службы, г. Ростов-на-Дону;

2 – Иинстиут геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар;

3 – Сыктывкарский государственный университет, г. Сыктывкар

К настоящему времени в Якутии обнаружено 9 метеоритов, из которых один является хондритом LL4 (Ундюлюнг), а восемь – литосидеритами и сидеритами, подразделенными по структуре на преобладающие октаэдриты и два атаксита [1–6]. По химической классификации некоторые из упомянутых железных метеоритов приписаны группам IAB, IIE, IVA. В отношении других этот вопрос еще не решен. Одним из наименее изученных якутских железных метеоритов является Большой Долгучан, найденный в 1992 г. горным мастером В. Ф. Романовым при отработке аллювиальной золотой россыпи на р. Большой Долгучан – притоке р. Онелло, впадающей в р. Хандыгу [6]. Найденный метеорит размером 7.5×4.5×1.5 см и массой 260 г имел уплощенно-каплевидную форму, характеризовался типичной регмаглиптовой скульптурой поверхности и почти нацело железоникелевым составом.

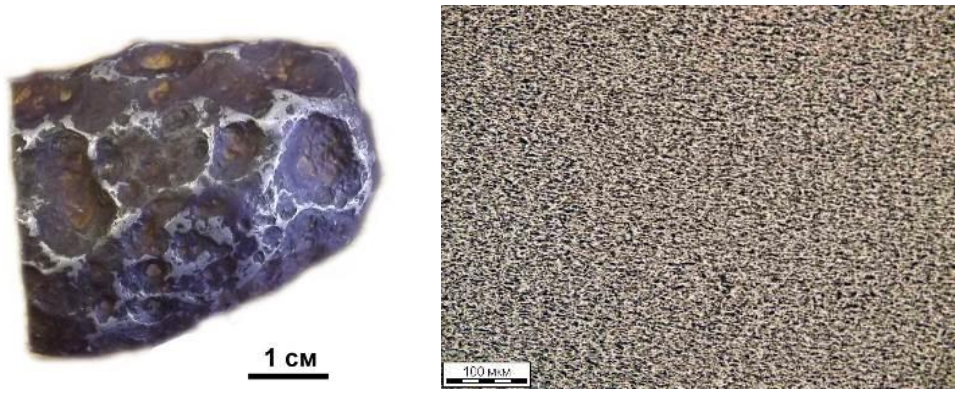


Рис. 1. Общий вид (слева) и микростроение (справа) под оптическим микро-скопом основного фраг-мента метеорита Большой Долгучан

Небольшой фрагмент этого метеорита (12.8 г) был передан в Институт геологии и минералогии СО РАН, а основная его часть (156 г) находится в настоящее время в коллекции Геологического музея им. А.А. Чернова при Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (рис. 1).

Валовый химический состав рассматриваемого метеорита по данным рентгенофлюоресцентного анализа определяется следующим образом (мас. %): Fe 85.64–89.08, Ni 9.26–8.79, Co 0.73–1.13, Si 0.51–1.41, S 0.06–0.35, P 0.08–0.43, Ca 0.12–1.03, Al 0.38–0.60, K 0.04–0.36. Кроме того, методом ИСП-МС в составе метеорита обнаружено более 50 микроэлементов, которые по результатам нормирования можно подразделить на дефицитные (Mg, Se, Zn, Be, Zr, Te, Hf, Ti, Na, Sr, Li, Y, Ln, Au, Sn, Rb), сопоставимые (Ag, Cs) и избыточные (Sb, Cr, Pd, Th, U, Ba, Ga, Ge, Pt, Tl, W, Pb, Rh, Pt, Ru, Mo, Ir, B) относительно среднего хондрита. К аномально обогащающим Большой Долгучан микроэлементам относятся (г/т) Pt (19.5), Tl (0.011), W (1.599), Pb (2.342). Rh (2.039), Ru (15.559), Mo (10.951), Ir (26.391), B (161.122) и особенно Re (2.247). Хондритнормированный тренд лантаноидов имеет отрицательный уклон, т. е. относительные содержания этих микроэлементов сокращаются в направлении от легких лантаноидов к тяжелым. В составе метеорита установлена также примесь углерода в 0.07 мас. % с изотопным составом $\delta^{13}C = -24.9$ ‰, вполне сопоставимым с изотопным составом углерода в хондрите Челябинск [9, 10].

По минеральному составу метеорит Большой Долгучан на 95 % состоит из самородных железоникелевых интерметаллидов и фаз, среди которых резко преобладает (встречаемость 58 %) камасит состава $Fe_{0.90–0.97}Ni_{0.03-0.10}Cr_{0–0.01}$. Вторым по встречаемости (22 %) минералом является тетратэнит состава $Fe_{0.43–0.58}Ni_{0.42–0.57}$, тетрагональная структура которого определена рентгендифрактометрическим методом. Несколько реже (20 %) наблюдается неупорядоченная по составу железоникелевая фаза плессит с составом $Fe_{0.68–0.88}Ni_{0.12–0.29}Cr_{0–0.05}$. В результате травления полированной поверхности метеорита мы не получили отчетливой решетчато-ламелевой (октаэдрической) или параллельно-ламелевой (гексаэдрической) структуры, хотя неоднородность состава самородно-металлических фаз при этом проявилась (рис. 2).

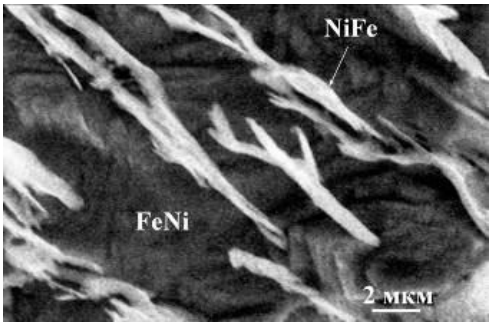


Рис. 2. Результат неравномерного кислотного травления поверхности метеорита. СЭМ-изображения в режиме вторичных электронов

Вторым минеральным компонентом (около 2 %) Большого Долгучана является неопределенная пока ближе кремниевая фаза, в составе которой, кроме железа, никаких дополнительных к кремнию элементов, включая и легкие – O, C и N (применялся волновой спектрометр), пока не установлено. При этом состав кремниевой фазы оказался существенно дефицитным по сумме (мас. %): Si 61.66–90.10, Fe 1.34–11.98, Ni 0–0.69. Кремниевая фаза представлена редкими большей частью неправильными, часто стержневидными по форме частицами размером 5–30 мкм. При кислотном травлении эти частицы бурно растворяются с пузырением, оставляя после себя микрокаверны и трубчатообразные пустоты (рис. 3).

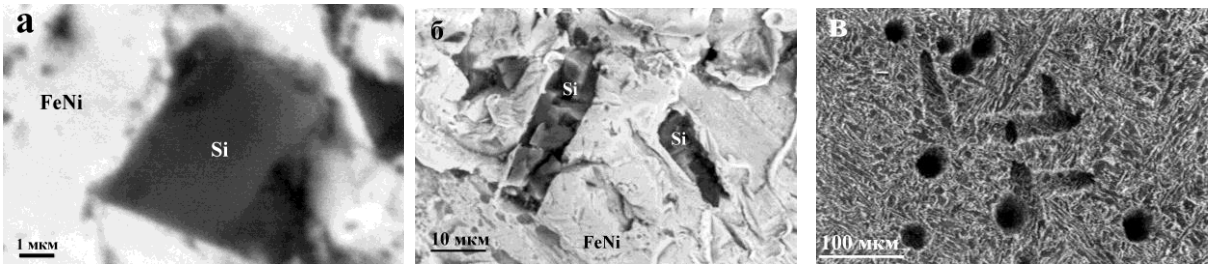


Рис. 3. Выделения кремниевой фазы (а, б) и пустоты после ее кислотного растворения (в) в метеорите. Минералы: Si – кремниевая фаза, FeNi – железо-никелевые сплавы и интерметаллиды. СЭМ-изображения в режимах упруго-отраженных (а, б) и вторичных (в) электронов

Характерной примесью в исследуемом метеорите является троилит, наблюдающийся спорадически в виде амебообразных по форме ультамикрогнездовых выделений (рис. 4). Вся эта картина свидетельствует о, скорее всего, наложенном характере сульфида. Об этом же говорит и гораздо более никелистый состав самородно-металлической фазы, включенной в выделения троилита, по сравнению с матриксом метеорита. В составе сульфида при его отчетливой гомофазности практически всегда

выявляется избыток железа и никеля, рассчитывающийся на 9–20 %-ную твердорастворную примесь железоникелевого минала. Этот расчетный минал по составу в большинстве случаев отвечает камаситу.

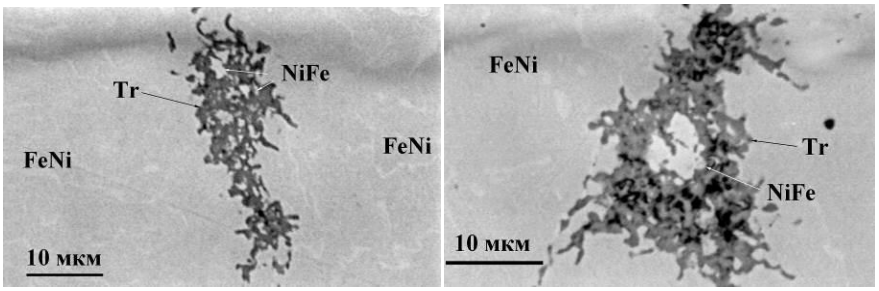


Рис. 4. Типичные формы выделений троилита в метеорите. Минералы: Tr – троилит, FeNi – камасит, NiFe – плессит-тетратэнит. СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженнфых электронов

Изредка в исследуемом метеорите встречается хромит состава $(Fe_{0.95–0.97}Mn_{0–0.14}Ni_{0–0.03})(Cr_{1.68–2}Fe_{0.04–0.32})_2O_4$. Расчет на миналы приводит к следующему результату (мол. %): хромит 81–95, магнетит 0–16, $MnCr_2O_4$ 0–16, $NiCr_2O_4$ 0–3. На фоне земных и даже лунных хромшпинелидов этот минерал выглядит еще более аномальным, чем хромит в хондрите Челябинск [9, 10].

По совокупности атакситового микростроения, особенностям химического и минерального состава, ассоциации микроэлементов железный метеорит Большой Долгучан не может быть отнесен ни к одной из уже определившихся групп в Международной химической классификации. В настоящее время наиболее целесообразно включить его в группу единичных аномалов UNGR. При этом следует подчеркнуть, что обнаружение кремниевой фазы, не отмечавшейся ранее в железных метеоритах, делает Большой Долгучан приоритетным объектом исследований по программе изучения закономерностей гетерогенной аккреции космического вещества с образованием кремниево-железоникелевых зародышей планет земного типа [7, 8].

Литература

1. Алявдин В. Ф. Железный метеорит Бургавли // Метеоритика, 1969. Вып. XXIX. С .76–90.

2. Вронский Б. И. О находке железного метеорита Эльга // Метеоритика, 1962. Вып. XXII. С. 47–50.
3. Иванова Г. М. Кузнецова И. К. Железный метеорит Тобычан // Метеоритика, 1976. Вып. 35. С. 47–52.
4. Заславская Н. Н., Колесов Г. М., Барсукова Л. Д., Мигдисова Л.Ф. Химико-минералогический состав и структура железных метеоритов Жиганск, Билибино, Анюйский // Метеоритика, 1984. Вып. 43. С. 30–35.
5. Копылова А. Г., Олейников Б. В., Соболев Н. В., Сушко О. А. Новый железный метеорит Онелло - уникальный высоконикелистый атаксит // ДАН, 1999. Т. 368. № 2. С. 236–238
6. Копылова А. Г. Метеориты Якутии // http://st-yak.narod.ru/index3-5-1.html
7. Пушкарев Ю. Д., Старченко С. В. Твердое ядро как протопланетный зародыш и новый взгляд на природу магнитного поля // Современная проблема магматизма и метаморфизма. Т. 2: Материалы Всесоюзной конференции. СПб, 2012. С. 154–158.
8. Рингвуд А. Е. О химической эволюции и плотности планет // Геохимия, 1960. № 1. С. 81.
9. Силаев В. И., Голубева И. И., Филиппов В.Н. и др. Метеорит «Челябинск»: минералого-петрографическая характеристика // Вестник Пермского университета, 2013. Вып. 2. С. 8–27.
10. Силаев В. И., Филиппов В. Н., Голубева И. И. и др. Метеорит Челябинск. Результаты минералого-геохимических исследований // Метеорит Челябинск – год на Земле: Материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск: 2014. С. 441–473.

МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ЗОЛОТОРОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРШИНА ЧИНЫ (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

Коломиец В.Л.[1], Будаев Р.Ц.[2]
1 – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ;
2 – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Месторождение россыпного золота «Вершина Чины» расположено в северной части Витимского плоскогорья, в верховьях р. Чина. Оно относится к долинному типу, к средним по запасам месторождениям. Форма россыпи в плане дугообразная, согласно изгибу долины, на верхнем

фланге она расщепляется на три ложковые составляющие и приобретает сложную веерообразную форму. Осадки долины Чины общей мощностью до 11–13 м имеют преимущественно речной генезис, в верхней части толщи отмечаются прослои покровных суглинков и линзы бурого торфа. В приплотиковой части встречается кора выветривания мощностью до 1 м, развитая по коренным породам (метавулканиты основного-среднего состава, сланцы, гнейсы и др.).

Строение россыпи характеризуется пестрым литологическим составом – от валунных и гравийных галечников с примесями песков и глин (средневзвешенный размер частиц x = 32,3–36,98 мм), валунно-гравийно-галечных отложений с песчано-глинистым и глинисто-песчаным заполнителем (x = 23,8–26,16) до песчаных глин с включениями гравия и галек (x = 5,38). Суммарный процент валунов находится в пределах 10, содержание галек колеблется от 13,7 до 71,4% с доминантой крупных и средних разностей, гравия – от 4,6 до 18,9%, большей частью крупного, песка – 9,8–34,3% с преобладанием средних и мелких по зернистости частиц и алевритово-глинистой составляющей – от 4,9 до 41,2%.

Согласно коэффициенту сортировки Траска – 2,0–15,12 и стандартному отклонению – 11,92–36,95, отложения абсолютно несортированы и несортированы, единичные горизонты с мелким субстратом плохо сортированы, асимметричные со сдвинутой модой в сторону крупных частиц (относительно высокая энергетика среды седиментации). Эксцесс в большинстве случаев положителен (относительно стабильные тектонические условия осадконакопления, постоянный привнос новых порций материала). Значения коэффициента вариации осадков (0,9–2,25) определяют аквальный характер бассейна седиментации и соотносятся преимущественно к полю однонаправленных стационарных потоков с сезонным колебанием водности.

Динамика потока имела в основном ярко выраженный турбулентный режим осаждения (x > 1,0), скорости транспортировки частиц 0,9–2,3 м/с, придонные скорости отложения 0,6–1,5 м/с, поверхностные скорости течения 1,5–3,8 м/с, продольные уклоны водного зеркала 8,2–10,1 м/км, максимальные глубины в меженный период 0,6–3,3 метров. Имеющиеся гидродинамические параметры водной среды указывают на возможность перемещения субстрата размером в крупную гальку – малые валуны, что

нашло свое подтверждение в ходе полевых изысканий. По числу Фруда водотоки характеризовались горным низкогрядовым (0,4–0,5) типом стационарных однонаправленных, сравнительно разработанных с неправильной поверхностью водного зеркала русел (площадь водосбора больше 100 км^2), со свободным течением воды в обычных (каменистых) условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости – 18,3–21,2) и заросших, неровных (промоины, кустарники, деревья) пойм. В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (русловая группа фаций: более зернистые, отмытые – пристрежневая фация, фация плесов, менее зернистые с повышенным содержанием алевритово-глинистого матрикса – фация прирусловых побочней и фация перекатов). Отдельные образцы с высоким содержанием очень тонких разностей имеют смешанное происхождение – аллювиально-пролювиальный генотип.

Судя по результатам литологических исследований, рыхлые отложения россыпи по медианной крупности и гранулометрическим характеристикам можно отнести к средне- и легкопромывистым.

По данным палинологического анализа, в период формирования осадков изученного месторождения произошло, по крайней мере, три смены палеоклиматических условий, что выявляется сменой трех типов растительности. В начальный период осадконакопления в растительности преобладали ерники, встречались островки леса, в составе которого присутствовали ели, сосны, ольха, иногда лиственница. В травянистом покрове преобладали осоковые и встречались сфагновые мхи. Такой тип растительности свидетельствует, несомненно, о суровых климатических условиях, что подтверждается радиотермолюминесцентным датированием. Для отложений из приплотиковой части месторождения нами получена дата 169000±17000 (ГИН СО РАН-353), что говорит о формировании их в конце среднего неоплейстоцена.

В период формирования осадков средней части разреза, выделенных нами в фацию прирусловых отмелей и перекатов, произошла смена климатических условий, приведшая к смене типа растительности. Существенное повышение среднегодовых температур и увеличение влажности привели к расширению участков темнохвойной тайги. Для осадков из верхней части разреза вновь выявлены суровые климатические

условия, которые характеризовались скудной растительностью – господством ерников, единичным присутствием в палиноспектрах древесных пород, в наземном покрове преобладали осоковые и сфагновые мхи. Абсолютное датирование свидетельствует о таких условиях осадконакопления, существовавших 69000±7000 лет назад (ГИН СО РАН-360), в период позднего неоплейстоцена (ермаковское время).

Аналитическими исследованиями установлено, что золото присутствует во всех литолого-фациальных горизонтах, в том числе, и в современном пойменном аллювии. Повышенное содержание золота в верхней части разреза, вероятно, имеет техногенную природу и связано с «просадкой» металла в подстилающие породы. Наблюдается закономерное увеличение содержания золота сверху вниз по всему разрезу, достигая максимума в нижней части отложений пристрежневой фации и в верхней части элювиально-аллювиального горизонта.

Наиболее крупное золото содержится в отложениях пристрежневой и плесовой фаций. В осадках прирусловых побочней и фации перекатов, слагающих промышленный золотоносный пласт, основная масса золота имеет крупность от 0,5 до 0,1 мм. В то же время, в них велика доля и пылевидного золота. В илах пойменной фации распределение золота по крупности относительно ровное, но массовая доля пылевидного золота здесь приближается к 30%. В элювиально-аллювиальной фации отмечаются повышенные концентрации золота крупностью от 0,25 до 0,5 мм и мельче 0,071 мм (до 30 %).

Характер распределения золота по вертикальному разрезу свидетельствует об увеличении его концентрации в промышленном пласте по сравнению с перекрывающими его торфами от 1,5 до 2,5 раз. При этом наблюдается такое же закономерное увеличение массовой доли мелких и тонких фракций золота в песках и уменьшение его медианной крупности.

В заключение следует отметить, что проведенные на месторождении исследования позволили выделить несколько литолого-фациальных горизонтов, принадлежащих речной макрофации. Для отложений верхнего течения р. Чина получены данные абсолютного датирования, свидетельствующие о средненеоплейстоценовом возрасте начала осадконакопления (самаровское время). Завершение накопления

золотоносных валунно-галечно-песчаных отложений произошло в позднем неоплейстоцене (зырянское время).

Нами установлено, что массовая доля мелкого и тонкого золота (фракции менее 0,25 мм) в россыпи достигает 50,5%, что в несколько раз превышает данные разведчиков. При ситовом анализе шлихового золота, добытого в ходе промышленной отработки россыпи, выявлено, что массовая доля мелкого и тонкого золота не превышает 6%. Следовательно, большие потери обусловлены, вероятно, несовершенством гидроэлеваторных промприборов и технологических схем обогащения песков.

Таким образом, существенный рост запасов золота на месторождении «Вершина Чины» возможен за счет мелкого и тонкого золота из аллювиальных средне-поздненеоплейстоценовых отложений.

В современных условиях, в период истощения сырьевой базы россыпной золотодобычи актуальной задачей является более полное извлечение из недр земли благородного металла. Решение этой задачи связано как с технологическими, так и с геологическими аспектами.

СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ Р. ЗУН-ХОЛБО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Коломиец В.Л.[1], Будаев Р.Ц.[2]

1 – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ;

2 – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

В рассматриваемом районе наиболее перспективными генотипами на обнаружение песчано-гравийных смесей, пригодных для применения в качестве заполнителя твердеющей закладки, являются флювиогляциальные, коллювиальные, пролювиальные и аллювиальные генотипы континентальных осадочных образований неоплейстоценового возраста.

Флювиогляциальные осадки вскрыты и опоискованы в среднем течении р. Зун-Холбо по обоим бортам ее русла, ниже по течению от урочища Аэропорт. В левом борту расчисткой глубиной до 5 м изучен разрез бестекстурных плотных галечно-валунных отложений с гравийно-песчаным заполнителем. Валуны 2–3 класса, реже 4 класса окатанности (5% от общего объема) и отдельные неокатанные глыбы (2–3%) имеют размеры до 0,3–0,4 м в поперечнике. Галечный материал преимущественно хорошо окатанный. Заполнитель состоит из промытого (низкое содержание алевритово-глинистого матрикса) крупно-грубозернистого песка с включениями частиц гравийно-дресвяной размерности. По данным гранулометрического рассева, массовая доля валунно-галечного материала (ВГМ) составляет порядка 35%, а полезного компонента (ПК) – 65%, из которого на гравийно-галечный (ГГМ, фракция 2,5–40 мм) и песчаный материал (ПМ, фракция <2,5 мм) приходится 47 и 18% соответственно.

Для подтверждения характера распространения полезного компонента в теле флювиогляциальной толщи, представляющей в целом террасовидную поверхность высотой до 7 м над урезом воды в р. Зун-Холбо, в 35 м от расчистки 1579 был пройден шурф глубиной 1 метр. Под мощным (0,45 м) промерзлым почвенно-растительным горизонтом залегают галечно-валунные осадки с дресвяно-гравийно-грубопесчаным заполнителем со сходными структурно-текстурными характеристиками. Гранулометрический состав определяет содержание ВГМ в 54%, ПК – 46%, из которого доля ГГМ составляет 30%, ПМ – 16%.

Подобный разрез вскрыт расчисткой (глубина 4,5 м) на правобережье долины р. Зун-Холбо, где расположена террасовидная поверхность шириной до 300 м и углом наклона до 2°. В основании ее наблюдается цоколь высотой до 3 м, сложенный крупноглыбовым элювием до 1–1,5 м в поперечнике из коренных пород. Ниже почвенно-растительного слоя вскрываются маловалунно-галечные отложения с хаотичным, рассеянным распределением крупных глыб до 0,7–0,8 м в поперечнике и псефитово-псаммитовым заполнителем. Валуны – главным образом малые и средние (0,2–0,3 м) с редкими крупной размерности (до 0,7 м, 5% от общего объема), окатанность 2–3, реже 4 класса (2–3%). Галька той же степени окатанности, присутствует весь ее размерный диапазон. Песчаный

материал хорошо отмытый, преобладают крупные и грубые частицы. По результатам гранулометрического изучения установлено возрастание количества ВГМ вниз по разрезу – от 17% на интервале 0,5–1,0 м до 35 (4,0–4,5). Соответственно меняется и доля ПК – от 83 (ГГМ – 49%, ПМ – 34%) до 65% (ГГМ – 35%, ПМ – 30%).

Смешанные коллювиально-пролювиальный и коллювиально-солифлюкционный генотипы изучены вдоль правого борта долины р. Зун-Холбо в 4 км выше по течению от ее устья. Шурфом вскрыта двуслоистая толща глыбово-валунного и щебнисто-галечного материала с грубопесчано-дресвяным заполнителем. Верхний слой мощностью 0,4 м менее промытый, обогащен алевритово-глинистыми частицами. Нижний слой мощностью 0,5 м лучше отмыт, что указывает на участие в процессе осадконакопления свободно-текучей воды. Однообразный петрографический состав обломков свидетельствует, к тому же, о недалеком переносе дезинтегрированного вещества от источников коренного залегания и определяет участие в формировании данного слоя как склоновых процессов обваливания и осыпания, так и квазипостоянных русловых потоков. По гранулометрии толща состоит из ВГМ (53%) и ПК (47%), в который входит 34% ГГМ, а также 13% ПМ.

Аллювиальные осадки 2-й аккумулятивной террасы исследованы на левобережье долины р. Зун-Холбо в урочище Аэропорт. Толща сложена неслоистыми галечно-валунными отложениями с песчано-гравийным заполнителем, находящимися в плотном агрегатном состоянии. Грубообломочный материал средней степени окатанности, размер наиболее крупных обломков до 0,4 м в поперечнике, по данным гранулометрического рассева его содержание достигает 58%, доля ПК 42%, из которого ГГМ составляет 32%, а ПМ – 10%.

Таким образом, исходя из геолого-геоморфологических особенностей строения долины р. Зун-Холбо и выполненных поисковых изысканий, наиболее перспективным является урочище Аэропорт, сложенное в литологическом плане наиболее значимыми генотипами отложений – флювиогляциальными и аллювиальными. Вторым перспективным участком является площадь в 3,5–4 км выше устья Зун-Холбо по обоим берегам днища долины, выполненная осадками комплексного

происхождения (коллювиальными, пролювиальными и солифлюкционными).

Неперспективным в целом является правый борт долины практически на всем его протяжении – от п. Зун-Холба до устья. На наш взгляд, он являет собой блок отседания, выполненный коренными породами, и моделированный только с поверхности экзарационной деятельностью ледника, оставившего после себя незначительной мощности крупнопсефитовый материал с малым содержанием рыхлого наполнителя.

Такого же плана и ситуация в приустьевой части долины, в месте слияния рр. Барун- и Зун-Холбо. Выровненная слабонаклонная поверхность являет собой цокольную эрозионную террасу, перекрытую тонким чехлом рыхлых осадков, не представляющих практического интереса для поисков месторождений песчано-гравийных смесей.

Au-РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МУГУНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Мугунская рудная зона расположена к востоку от золоторудных месторождений Оночалах и Булар на левобережье р.Аллах-Юнь. На исследуемой территории была установлена россыпная золотоносность ряда притоков р.Аллах-Юнь (руч. Тарбаганах, Тыкикучан, Баранья и др.), а также в россыпях выявлены весовые содержания шеелита и знаковое содержание касситерита (Шаповалов П.А., 1960 г., Чиликин С.Л., 1960 г., Загребин А.М., 1989 г.). Первые сведения о находках рудного золота приводятся в отчете Павлова Г.П. (Павлов Г.П. и др., 1962 г.). В последующие годы на этой территории проводили работы Дорофеев Д.А., Андриянов Н.Г., Кораблев Д.Н., Зыков Я.С. и другие. Научно-исследовательские работы проводили Г.Н.Гамянин, В.А.Амузинский, А.И.Зайцев, А.С.Борисенко и др.

Пространственно рудная зона совпадает с зоной мелкой складчатости и фиксирует в осадочном чехле, наряду с разрывными нарушениями зону Кидерикинского регионального разлома. Наиболее продуктивная часть рудной зоны – Мугунское рудопроявление, располагается в ее центральной части и приурочена к одноименной антиклинали, ядро и крылья которой осложнены складками более высокого порядка.

Вмещающие породы отложения от верхов суркечанской свиты до верхов нижнехалыинской подсвиты представляют собой грубофлишоидную толщу, состоящую из чередования пачек разнозернистых песчаников и алевролитов.

В пределах рудопроявления обнаружены рудные тела многих структурно-морфологических типов, но промышленный интерес представляют субпластовые кварц-золоторудные жилы, выполненные кварцем I-II генераций, согласные с простиранием вмещающих пород, но являющиеся секущими по падению. На Мугунском рудопроявлении выявлено более десятка субпластовых кварцевых жил.

Выделяются две зоны проявления золото-кварцевых жил, западная и восточная, совпадающие с тектоническими швами Дьапхачанского и Мугунского разломов.

Западная зона представлена рудным телом №2 на западном крыле Мугунской антиклинали, приуроченным ко второй песчанистой пачке нижнехалыинской подсвиты. Протяженность его 2,2 км, мощность от 0,2 до 2,5 м. Наиболее изученный интервал рудного тела под названием «жила Тарбаганнахская» находится в нижней части песчанистой пачки, на границе песчаников и алевролитов. Она согласная, мощность ее невыдержанна и колеблется от 0,8 до 2,5 м. Жила сложена слабо ороговикованным кварцем II генерации с мелкой вкрапленностью арсенопирита, пирита, галенита и самородного золота.

Восточная зона располагается вдоль западного контакта Тарбаганнахского массива в пределах зоны биотитовых роговиков и биотитизированных пород. По своему характеру зона представляет серию сближенных кварцевых жил, приуроченных к двум продуктивным уровням первой пачки нижнехалыинской подсвиты. Оруденение представлено маломощной (0,4-0,8 м) субпластовой кварцевой жилой на восточном крыле Мугунской антиклинали и в мульде синклинали более высокого

порядка, осложняющей ядро этой структуры. Из рудных минералов встречены пирит, галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит и золото. До 60% самородного золота имеют кристаллическую форму, представлено октаэдрами, комбинацией октаэдра и куба и редко тетраэдрами, что связывается Н.Г.Андрияновым с воздействием контактового метаморфизма. Отмечается также укрупнение золота до 2-3 мм.

Таблица 1

Средние составы минералов Мугунского проявления

Минералы	Au	Bi	Te	Ag	Mo	S	Fe	As	Ni	Co	Проба Au, ‰	Сумма
Золото-I**	82,38			17,16							827	99,55
Золото-II	95,89			3,82							960	99,91
Золото-III	66,50			36,96							662	100,46
Сам.висмут		100,4										100,4
Мальдонит*	64,66	36,49										101,16
Хедлейит*		67,75	33,8									101,56
Молибденит					58,43	40,95						99.38
Леллингит						2,68	28,59	68,44	1,11			99,82
Пентландит*						33,69	35,07		30,68			99,43
Арсенопирит						17,35	30,49	48,61	2,48	1,76		100,69
Кобальтин*						18,48	9,55	45,02	10,07	16,87		100,29

*Примечание: *- впервые обнаруженные минералы, ** - по данным Г.Н.Гамянина (Гринберг и др., 1970, Гамянин, 2001) и А.С.Борисенко и др., 1994г.*

Постинтрузивные гидротермальные проявления представлены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами и жилами пегматитов, локализующимися в массиве гранитоидов. Жилы содержат арсенопирит, халькопирит, пирит, серебросодержащий минерал дискразит (в кварцевых прожилках в среднезернистых гранитах была встречена вкрапленность дискразита, а спектроскопически установлено присутствие серебра) и молибденит в зернах полевого шпата.

В таблице минерального состава в отчете Н.Г.Андриянова (Н.Г.Андриянов, 1973г.) присутствуют также буланжерит, шеелит, леллингит и самородный висмут. В открытой печати Г.Н.Гамяниным (Гринберг, 1970, Гамянин, 2001) месторождение разделено на арсенопиритовый (месторождения удаленные от гранитоидных массивов) и висмутовый (рудопроявления в эндо- и экзоконтакте массивов)

минеральные типы со своим набором вещественного состава руд. Им же приводятся сведения о составах арсенопирита, галенита, сфалерита, самородного золота золото-кварцевой малосульфидной формации Тарбаганнахского месторождения. Леллингит отмечается в виде овальных или амебообразных вростков размером до 1 мм в арсенопирите (Г.А.Гринберг и др., 1970).

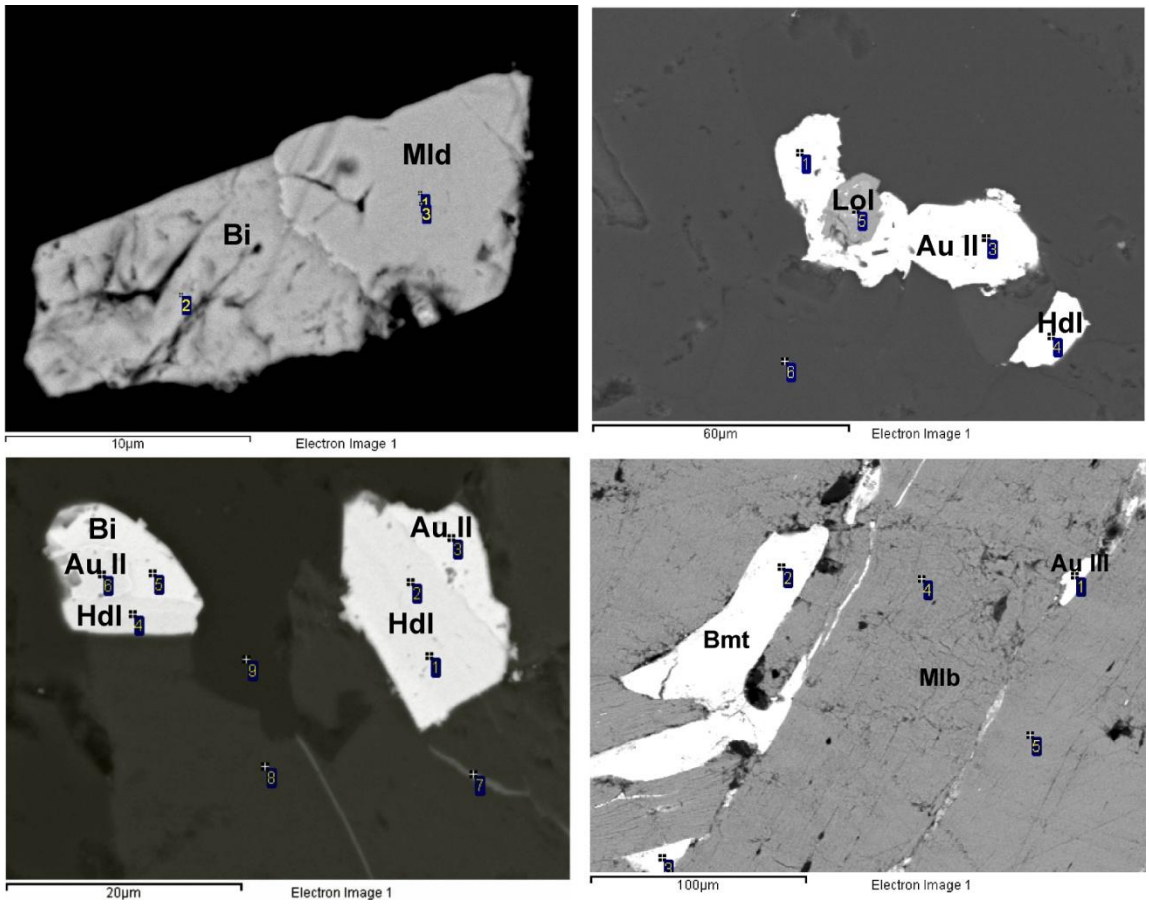


Рис. 1. Взаимоотношение минералов Мугунского рудопроявления. Au – самородное золото, Bi – самородный висмут, Mld – мальдонит, Hdl – хедлейит, Bmt – бисмутит, Mlb – молибденит, Lol – леллингит.

Нами проведено детальное минералогическое исследование руд Мугунского рудопроявления, в результате которого уточнен и существенно дополнен вещественный состав. Так, впервые диагностированы такие минералы, как *мальдонит, хедлейит, бурнонит, пентландит, кобальтин, оксиды висмута и молибдена, редкоземельные минералы группы монацита, а также минералы урана,* определены составы многих известных минералов, уточнена пробность самородного золота различных минеральных ассоциаций (рис.1, табл.1).

Самородное золото (Au I) связано с полиметаллической ассоциацией малосульфидной золото-кварцевой ассоциации и характеризуется средней пробой (Гринберг и др., 1970, Гамянин, 2001, А.С.Борисенко и др., 1994г.)

В ранней ассоциации Au-редкометальной формации наряду с леллингитом отмечены пентландит и кобальтин. Появление весьма высокопробного золота (Au II) и самородного висмута, скорей всего, свидетельствует о разложении мальдонита в нестабильной обстановке. В ассоциации с этими же минералами встречается теллурид Bi, хедлейит.

В постинтрузивный период появляется молибденит с реликтами бисмутита, дискразит, самородное Ag и низкопробное золото (Au III - 660‰).

Минералы редкоземельной группы и особенно минералы урана требуют дальнейшего изучения. Их появление, вероятно, связано с магматической деятельностью.

Таким образом, оруденение Мугунского рудопроявления характеризуется разноэтапностью и комплексной минерализацией.

Литература:

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М., ГЕОС, 2001. 221 с.
2. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., Наука, 1970. 216 с.

ГИС КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ НОВЫХ И НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

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

Поиск новых потенциальных источников золота, алмазов и других востребованных видов полезных ископаемых, а также контролирующих их

разломных структур может быть успешным при использовании современных спутниковых съемок, несущих огромные объемы полезной информации. Интеграция разнообразных геологических ресурсов в ГИС позволяет создавать поисковые и аналитические системы, в результате выявлять новые перспективные объекты. Одним из перспективных инструментов является анализ цифрового рельефа.

Наиболее распространенным методом анализа цифрового рельефа является его «аналитическая отмывка» в результате которой формируется карта теневого рельефа местности, представляющая из себя растровое изображение, при формировании которого кроме высоты каждого участка сетки GRID-модели, учитывается освещенность склонов. Карта окрашивается в разные оттенки цвета для индикации высоты, направление и угол освещения подчеркивают детали рельефа. Расположенный под углом 90° источник света наиболее контрастно пририсовывает выступающие части рельефа, к которым могут относиться различные магматогенные тела, в том числе не выявленные при наземных геологических съемках.

Перспективные магматогенные структуры. Малые магматогенные тела размером в первые километры, с которыми часто связана разнообразная благороднометалльная рудная минерализация, почти всегда контрастно выделяются в сглаженном рельефе среди вмещающих пород. В горных областях с резко пересеченным рельефом это свойство выражено не так явно. К перспективным структурам относятся изометричные и линейные, размером от сотен метров до– первые км. К типичным **кольцеобразным** структурам относятся Кондерская (Pt), Инаглинская (Pt), Чуруктинская (Mo-Cu±W). К **куполовидным** структурам относятся мелкие изометричные магматогенные тела Центрально-Алданского золоторудного района: сиенит-порфиры (массивы Приалданский, Угоян, Былчынг, Тигдиляннях, Соболдюн, Халынг-Мус, Дария-Дянгыта, Усть-Селигдар, Селигдар; щелочные пикробазальты (диатрема Опытная). К **линейным** телам относятся дайки кимберлитовых полей, образующие уступы в карбонатных породах. На основе специфического проявления в виде затемненных изометричных пятен на картах теневого рельефа известных малых интрузий можно попытаться обнаружить новые аналогичные

структуры в районах с относительно плохой обнаженностью. К таким районам относятся Лено-Вилюйское междуречье, где известно множество проявлений россыпной золотоносности, но коренные источники так до сих пор и не обнаружены. Перспективным на обнаружение является восточный склон Анабарской антеклизы, где известно много проявлений кимберлитового магматизма. Проведенный анализ цифрового рельефа позволил выявить в отложениях средней юры истоков рек Кемпендяй – Кюндяйи кольцеобразную структуру, аналогичную кондерской и инаглинской, к которой приурочены находки россыпного золота с примесью платины [5]. В нижнемеловых отложениях в истоках реки Тюгене обнаружены купольные структуры диаметром 3,32 и 1,50 км [2], сопровождаемые радиальными разломами, что может соответствовать небольшим интрузивным куполам.

Рудоконтролирующие зоны разломов. Многие известные магматогенные тела благороднометалльных рудных узлов приурочены к зонам разломов. Их пространственное положение и геометрия наиболее детально отражаются на космических снимках разрешения от 15 м (Landsat) и детальнее (Ikonos и др.) и не всегда соответствуют нарисованным на разномасштабных геологических картах системам разрывной тектоники [4]. Одной из привлекательных для анализа является хорошо изученная «Нюектаминская» зона долготных разломов Западного Верхоянья, контролирующая проявления магматизма и связанные с ним типы благороднометалльной минерализации. Кинематика разломов носила как сдвиговый, так и сбросовый характер. Сдвиги фиксируются геологическим картированием по смещениям маркирующих пластов песчаников и алевролитов, характер сдвигов правосторонний с горизонтальной амплитудой в первые сотни метров. Благороднометальная минерализация зон сдвигов пространственно связана исключительно с телами интрузивов (Кис-Кюельский). Сбросы подчеркиваются цепочками узких и довольно глубоких – провальных озер и водопадов. Основное оруденение рудных узлов локализовано вне интрузивов (Эндыбальский, Кысыл-Тасский). Закономерность в распределении участков с интенсивным оруденением определяется сколами северо-западного простирания, к которым приурочено смещение зоны Нюектаминского разлома. С юга на север в зоне влияния Нюектаминского разлома находятся

Кыс-Кюельский, Эндыбальский, Кысыл-Тасский и Хобояту-Эчийский плутоны. Примечательно, что наряду с околоинтрузивной рудной зональности внутри самих массивов присутствуют различные типы благороднометалльного оруденения.

В контурах Кис-Кюельского штока: ***Fe-оксидный-Cu-Au-Ag***, представленный сильно измененным гранодиоритом красно-коричневого цвета (Au до 4,6 г/т; Ag – 620 г/т; Cu – 0,039%; Pb – 32,06%; Zn – 0,25%). В рудах постоянно отмечаются малахит и азурит. Часто встречается самородное золото, размеры золотин не превышают 1 мм; ***Ag-Pb-Cu-кварцевый***, представленный сериями сближенных галенит-халькопирит-кварцевых жил (Ag – 22,4-3680 г/т; Cu – 0,014-0,53%; Pb – 0,1-81,63%; Zn – 0,07-3,42%); ***Ag-Pb***, представленный зонами брекчий в эндо- и экзоконтактах интрузива (Ag – 920 г/т; Cu – 0,028%; Pb – 31,42%; Zn – 0,22%).

В контурах Эндыбальского субвулкана: ***Fe-оксидные*** руды с гетитовым цементом приурочены к участку развития эруптивных брекчий (оценка не проводилась). ***Cu-Mo*** минерализация связана с формацией молибденоносных вторичных кварцитов, приуроченных к риолитам (Au – 0,014 г/т, Ag – 3,6 г/т, Mo – 0,059%, Cu – 0,041%, Pb – 0,051%, Zn – 0,031%). ***Au-Cu-(As)*** (арсенопирит-халькопирит-пиритовые) разноориентированные прожилки сближены с Cu-Mo (Au – 0,6-8,7 редко 19,4 г/т, Cu – 0,076-5,56 %). ***Cu-Ag-Pb-Zn*** месторождение Вертикальное приурочено к дайке базальтового трахиандезита.

В кровле Кысыл-Тасского штока: ***сульфидизированные породы, участками брекчированные с Fe-оксидным цементом*** (Ag – 21,86 г/т, Au – 1,12 г/т), запасы металлов (2045,5 т Ag и 104,8 т Au).

Для рудного ореола Хобояту-Эчийского массива установлена следующая латеральная зональность от центра к периферии: зона молибденита, зона пирротина, зона медно-мышьяковых жил, зона полиметаллических жил. Специализированных на благородные металлы работ в контурах массива не проводилось, единичные пробы указывают на содержания золота в первые г/т.

Поля Fe-оксидной минерализации. Использование данных многоспектрального оптико-механического сканирующего радиометра Landsat 7 и 8 позволяет уверенно выделять площади, содержащие Fe-

оксидные руды [1, 3]. Видимые зеленый (0,52-0,60 μm) и красный (0,63-0,69 μm) спектры используются для выявления горных пород богатых 2-х валентным (закисным) и 3-х валентным (окисным) железом. Также может использоваться тепловой инфракрасный канал (10,40-12,50 μm) для отображения темных минералов с высокой плотностью, к которым относятся массы гематита и гетита. В крупных и хорошо эродированных плутонах Fe-оксидная минерализация присутствует как в интрузивных породах, так и в поле ороговикованных вмещающих пород. Для слабо эродированных, небольших по площади выхода плутонов характерно общее поле Fe-оксидной минерализации, однородное по цвету и минеральному составу. ГИС-технологии позволяют выявлять рудно-магматические узлы с проявлением перспективной Fe-оксидной минерализации [4]. Полевыми наблюдениями установлено, что ярко-желтые цвета на космоснимках Landsat 7 (комбинация каналов 3-2-1) соответствуют вкрапленной пиритовой минерализации, окисленной с поверхности. Темно-коричневые оттенки обусловлены окислением редких сульфидных прожилков. Насыщенные яркие коричневые цвета характеризуют Fe-оксидные брекчии с гематитовым цементом и относятся к Fe-оксидному Cu-Au типу. Минерализация этого типа установлена и заверена в Реп-Юреинском, Эндыбальскои, Кис-Кюельском, Нюектаминском и Супском рудно-магматических узлах.

Выводы

1. Цифровой рельеф может успешно использоваться для выявления малых магматогенных тел в закрытых районах.

2. В рудно-магматических узлах кинематика разрывной тектоники определяет способы локализации оруденения. В зонах сдвигов все оруденение локализуется только внутри интрузивов. В зонах сбросов образуется околоинтрузивная зональность, с интрузиями связана только Mo, Cu-Mo и Au-Cu минерализация.

3. Интрузивные породы могут нести Au, Ag и Cu минерализацию. Продолжение исследований Fe-оксидного-Cu-Au (IOCG) типа оруденения должно быть связано с изучением характера ассоциирующих интрузивных образований.

4. Наличие Fe-оксидной минерализации отчетливо устанавливается по снимкам Landsat 7 (комбинация каналов 3-2-1) и Landsat 8 (комбинация

каналов 4-3-2). Минерализацией сложены крупные горные массивы, часть ее относится к Fe-оксидному-Cu-Au типу. Выявленные проявления должны заверяться полевыми работами.

Литература:

1. Kostin A.V. Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. №9. pp. 1045 – 1053.
2. Костин А.В. Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование, 2010, №1, с.63 – 70.
3. Костин А.В., Осипов Л.В. Неоткрытые минеральные ресурсы и ГИС: новая перспективная комплексная Au-U и Pt-Cu-Hg геохимическая аномалия Реп-Юрюинского рудного поля (Тарынский рудный узел, Восточная Якутия) // Наука и Образование. 2012. №1 (65). С. 55 – 59.
4. Костин А.В. Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. №5. С. 3 – 10.
5. Никифорова З.С., Каженкина А.Г. Предполагаемые коренные источники Au-Pt формации Лено-Вилюйского междуречья // Материалы Всероссийской научной конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», посвященная 100-летию со дня рождения академика Николая Алексеевича Шило. Москва, 2013. С. -225.

МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ: ГИС-ПРОЕКТ, БАЗЫ ДАННЫХ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Костин А.В., Трунилина В.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Роль магматизма в формировании эндогенного оруденения Восточной Якутии огромна. При этом, не существует единой электронной системы учета магматических проявлений, связанных баз данных химических составов пород, ассоциирующих проявлений полезных ископаемых.

На примере Верхоянского складчатого пояса Восточной Якутии была разработана концепция использования ГИС технологий для типизации плутонов и оценки их рудного потенциала.

Для создания ГИС-реестра были оцифрованы плутоны с карт 1:500 000 и 1:200 000 масштабов. К ним присоединена база данных химических анализов интрузивных пород – более 10 000 проб, характеризующих более 350 массивов и позволяющая интерпретировать аналитические данные вещественного состава магматических и изверженных пород, рассчитывать для них различные петрохимические модули и индексы, выносить эти данные на разнообразные типовые диаграммы и графики, а так же создавать собственные графические зависимости и схемы распределения.

В атрибутивной таблице плутонов автоматически вычисляются их площади, что позволяет оценивать степень эрозионного среза и, соответственно, их рудный потенциал. По снимкам Landsat 7 отдешифрированы и добавлены в проект ассоциирующие с интрузивами поля Fe-оксидной минерализации. К ГИС-проекту добавлены реестр рудопроявлений полезных ископаемых (около 12 000 точек), который позволяет оценивать околоинтрузивную эндогенную зональность рудных узлов и полей и реестр находок шлихового золота с данными о его пробе.

Построены и добавлены в ГИС-проект шлиховые ореолы золота, касситерата, киновари и галенита. Сделанные на их основе карты плотностей шлиховых ореолов позволяют оценить металлогеническую эволюцию рудно-магматических узлов Восточной Якутии в целом и металлогеническую специализацию отдельных интрузивов в частности.

Фоновой основой для магматических образований могут служить оцифрованная геологическая карта м-ба 1:500 000, цифровой рельеф, поверхность гравитационных аномалий (редукция в свободном воздухе) и поверхность аномалий магнитного поля, которая помогает выявить не вскрытые эрозионным срезом плутоны, что существенно уточняет геометрию интрузивных рядов.

Созданная информационная система позволяет применять различные поисковые алгоритмы для оценки рудоносного потенциала плутонов. Если оловоносные магматические комплексы освещены достаточно подробно в работах Б.Л.Флерова, В.А.Трунилиной, А.И.Холмогорова и др., то золотоносные и сереброносные – слабо.

Поэтому, одной из задач является выявление магматических комплексов, продуктивных на золото и серебро.

Считается [5, 6], что многие месторождения благородных металлов являются производными медно-порфировой базовой формации. Многообразие минеральных форм проявления Au-Cu-Mo порфировых систем позволило включить в эту группу все известные Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) месторождения [1], первая находка которых в Восточной Якутии была сделана в 2011 году в Реп-Юреинском рудно-магматическом узле [3]. Рассмотрим на примерах различных металлов применимость модельных построений на основе созданной ГИС.

Медь и золото. Для анализа потенциала интрузий на Au-Cu и Cu-Mo минерализацию использовалась модель медно-порфировых месторождений Монголии [2] в которой K_2O/Na_2O отношение в интервале от 0,3 до 0,7 соответствует Cu-Mo, а от 0,7 до 1,3 – Au-Cu рудно-магматическим системам. Потенциально перспективные на Au-Cu оруденение интрузии относятся к высоко-K известково-щелочной и шошонитовой сериям. Алгоритм фильтрации плутонов основывается на запросе вида:

Для перспективных Cu-Mo плутонов: *K_2O/Na_2O Between 0,3 And 0,7*

Для перспективных Cu-Au плутонов: *K_2O/Na_2O Between 0,7 And 1,3*

Средствами ГИС-анализа выделены плутоны высокой категории перспектив (с площадью выхода не более 5 км^2) на обнаружение Cu-Mo и Au-Cu минерализации: Абырабытский, Артыкский, Ахитанский, Бугдагарский, Гельдинский, Горбы, Заохренный, Карский, Кис-Кюельский, Кысылтасский, Незаметный, Поворотный, Реп-Юреинский, Светлый, Секетский, Супский, Таланнахский, Тумус-Хаинский, Холодный, Чуруктинский, Эначинский, Эндыбальский, Явтахский, Якутский.

В контурах Заохренного, Кис-Кюельского, Кысылтасского, Реп-Юреинского, Супского, Чуруктинского, Эначинского и Эндыбальского плутонов были обнаружены различные минеральные формы проявления Au-Cu-Mo порфировых и Fe-оксидных-Cu-Au минеральных систем.

Уран. На примере месторождений Австралии показано [4], что U-содержащие интрузивные породы глобально важны, а их валовый состав играет важную роль в геохимическом поведении урана в магматических системах. Наибольшие его концентрации отмечены для графиков:

ASI – U: индекс ASI Between 0,9 And 1,2;

$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ – U: агпаитовый индекс Between 0,6 And 1,0.

Анализ базы данных химических составов плутонов Восточной Якутии по предложенной модели показывает, что возможно наличие уран-содержащих рудно-магматических систем.

Олово. На примере месторождений Восточной Якутии установлено [7], что магматическим критерием служит пространственная ассоциация касситерит-кварцевых и касситерит-силикатных месторождений с выходами биотитовых и лейкократовых гранитов. Для касситерит-сульфидных месторождений намечается связь с менее кислыми гранитоидами. Характерной особенностью оловоносных гранитоидов является резкое преобладание калия над натрием.

Касситерит-кварцевые (Одинокое) K_2O/Na_2O Between 1,3 And 2,0

Касситерит-силикатные (Черпунья) K_2O/Na_2O Between 1,5 And 2,0

Касситерит-сульфидные (Депутатское) K_2O/Na_2O Between 1,7 And 2,0

Интервал отношений K_2O/Na_2O закономерно уменьшается от касситерит-кварцевых к касситерит-сульфидным месторождениям, что может косвенно отражать глубину становления рудно-магматической системы.

Таким образом, на основе созданной ГИС возможно построение геологических моделей развития территории Восточной Якутии, выявление новых рудопродуктивных магматических систем.

Литература:

1. Corriveau L. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian Perspective // in Goodfellow W.D. et ad., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. №5, p. 307-328.

2. Gerel O. Mineral resources of the western part of the Mongol-Okhotsk Foldbelt. In Ishihara S. & Czamanske G.K. eds. Resource Geology Special Issue 18, 151-157. 1995.

3. Kostin A.V. Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. №9. pp. 1045 – 1053.

4. Schofield, A., 2009. Uranium content of igneous rocks of Australia 1:5 000 000 maps – Explanatory notes and discussion. Geoscience Australia, Record. 2009/17. 20pp.

5. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология мес-торождений серебра // Якутск. 2003. 280 с.

6. Сидоров А.А, Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 102-108.
7. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск, Наука. 1976. 283 с.

ЦИФРОВОЙ РЕЛЬЕФ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА АНАБАРСКОЙ АНТИКЛИЗЫ).

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

При современной хорошей геологической изученности территории Якутии вопросы прогнозирования новых благородно метальных рудно-магматических узлов должны основываться на уже известных геологических фактах и современных методах исследования. Одним из таких является анализ материалов ДЗЗ, в частности цифрового рельефа с использованием инструментов ГИС.

Цифровой рельеф можно использовать для определения, точной привязки, уточнения формы и дальнейшего изучения скрытых магматогенных структур [1, 2].

Первый этап выявления структур начинается с построения карты теневого рельефа с помощью программы Surfer. При положении источника света под углом 90° наиболее отчетливо проявляются изометричные куполовидные и линейные структуры, которые могут иметь магматогенную природу (рис. 1).

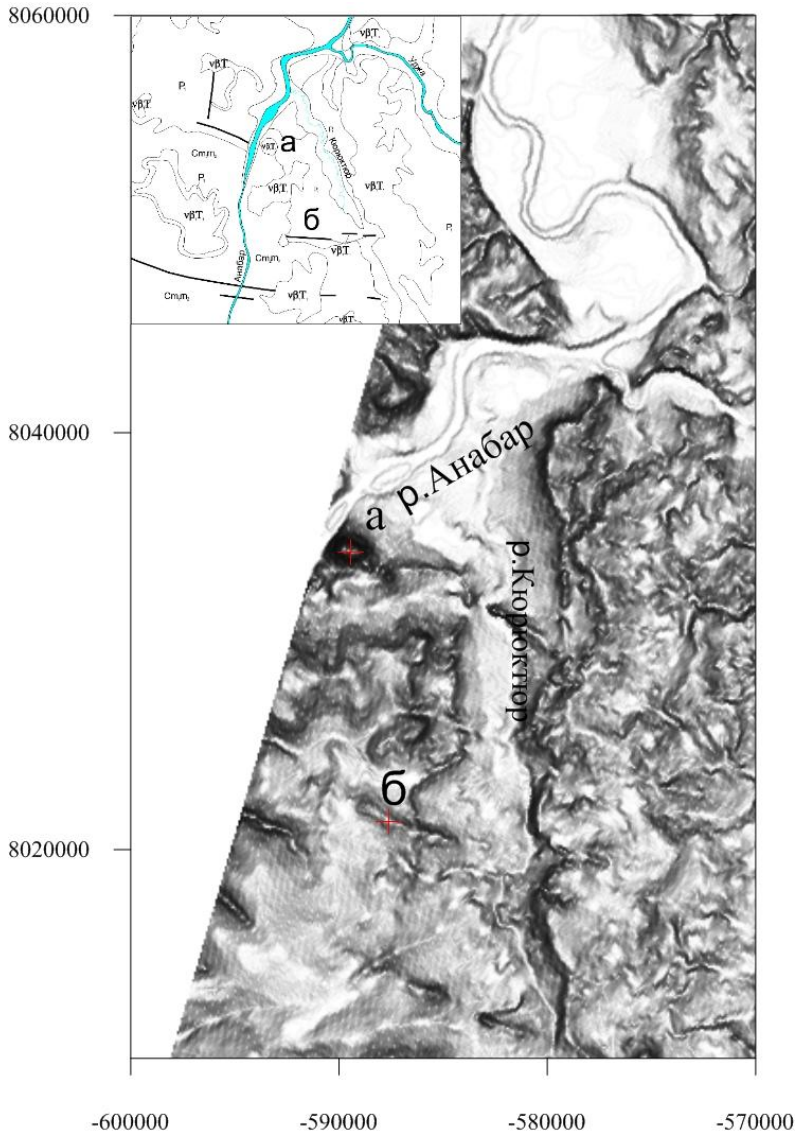


Рис. 1. Теневой рельеф востока Анабарской антиклизы, построенный с помощью программы Surfer.

Второй этап анализа цифрового рельефа связан с детализацией выявленных структур и построением 3D моделей с помощью программы MICRODEM. Выявленные структуры могут соответствовать дайке (рис. 2 а) и изометричному выступу магматических пород (рис. 2 б).

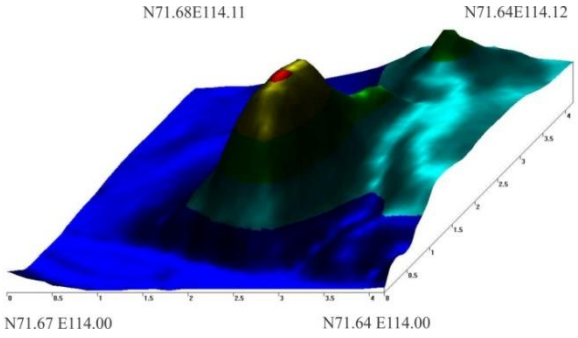
Третий этап анализа выявленных структур заключается в уточнении их внешних характеристик на снимках детального разрешения (Ikonos, Digital Globe, Bing maps и др.), которые можно получить сервисами Google Earth и SASPlanet.

Выводы

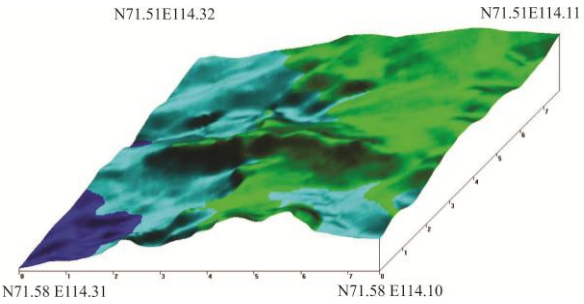
1. Карта теневого рельефа может успешно использоваться для выявления потенциальных рудно-магматических структур.

2. Полученный цифровой рельеф может быть более детальным за счет интеграции других залетов с измерениями рельефа, что позволит выявлять более мелкие структурные элементы, в том числе связанные с кимберлитовым магматизмом.

3. Установленные структуры могут быть потенциально рудоносны на золото, серебро, медь и др., но необходима заверка полевыми работами.



Структура А



Структура Б

Рис. 2. Цифровые модели рельефа и вид на снимках GOOGLE участков востока Анабарской антиклизы, построенная на основе данных DEM.

Литература:

1. Костин А.В. Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование, 2010, №1, с.63 – 70.

2. Кривошапкин И.И. Разломы кимберлитовых полей, выявленные по температурным полям (данные Landsat ETM+) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции, Якутск, – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. – Том I. С.271-272.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ МИКРОТРЕЩИН В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ

Кулагина Л.А., Фарбер М.Р.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Кварц является одним из самых устойчивых к разрушению минералом. Несмотря на устойчивость к растворению и разрушению этот минерал под действием сильных химических агентов или деформационном воздействии, может корродироваться или разрушаться с образованием деформационных структур. Однако при этом меняется только внешняя форма его зерен, микроструктура поверхности, но не их внутреннее содержание.

Процесс образования микротрещин начинается с возникновения микрообласти течения, которая при дальнейших деформационных воздействиях начинает распространяться. При этом возникает критическая полоса течения [1] под которой понимается размер дефекта, начиная с которого возможен рост трещин.

Критическая полоса течения может возникнуть в одном зерне и привести к образованию трещин отрыва в соседнем зерне. Это возможно если во втором зерне плоскость разрушения в результате скольжения нормальна к плоскости действия растягивающего напряжения, что приведет к формированию микротрещин отрыва.

На рис. 1 приведены схемы образования микротрещин по границе двух зерен.

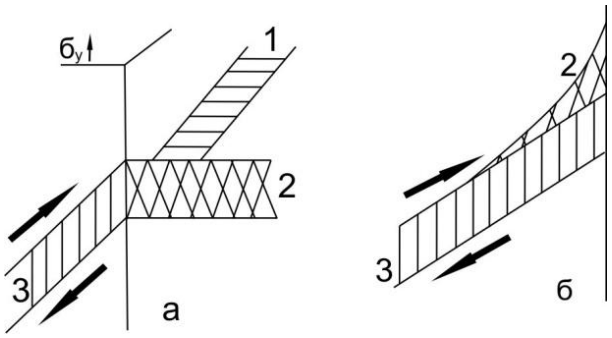


Рис.1. Растрескивание и течение в соседних зернах как результат наличия критической полосы течения как результат изгиба.
1 – вторичная полоса течения, 2 – микротрещина, 3 – критическая полоса течения.

В первом случае (а) микротрещина [2] притыкается к границе зерен и далее продолжается в виде критической полосы течения [3], которая в дальнейшем может преобразоваться в микротрещину, захватывающую оба зерна. Во втором случае (б) критическая полоса течения [3] у границы зерна реализуется в виде микротрещины изгиба [2].

Примером, иллюстрирующий вариант образования трещин изгиба приведен на фото 1. Структуры течения и микротрещины изгиба, оперяющие межзерновую микротрещину. В области соприкосновения с межзерновой микротрещиной возникает область расширения ее сопровождающая. Микротрещины скола в пределах одного зерна могут развиваться в виде ступенчатых субпараллельных образований (фото 2) слабой волнистости, либо различных направлений, приуроченных к различным участкам зерна (фото 3).

Фото 1. Структуры течения и микротрещины изгиба в кварце. Угольная реплика, увел. 19 тыс.

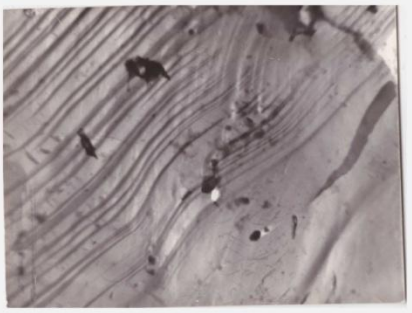


Фото 2. Ступенчатое строение микротрещин в кварце. Угольная реплика, увел. 12 тыс.

Фото 3. Структуры течения и микротрещины ориентированные в различных направления в зернах кварца. Угольная реплика, увел. 2700

Интенсивность микротрещиноватости, мощность и протяженность трещин возрастает ближе к межзерновой границе и слабеет по мере удаления. Причем, по мере удаления от межзерновой границы может меняться направление микротрещин, даже в пределах одного зерна (фото 4).

Фото 4. Интенсивная микротрещиноватость различной мощности. Угольная реплика, увел. 8 тыс

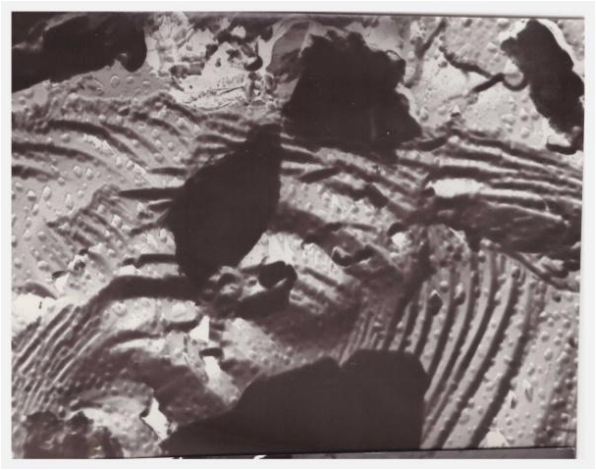


Фото 5. Различие ориентировки микротрещин в отдельных зернах кварца. Угольная реплика, увел. 8 тыс.

Таким образом, микротрещиноватость в жильном кварце связана с разнообразием процессов, воздействующих на жильный кварц и связанных с динамическими процессами вмещающих пород. Несомненное влияние на формирование микротрещиноватости оказывают и химические процессы, происходящие в кварцевых жилах под воздействием внешних агентов.

Литература:

1. Авербах Б.Л. некоторые физические агенты разрушения. В сб. «Разрушение» Т.1. Изд-во Мир, М., 1973г., с. 471-504.

ВОЗМОЖНОСТИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МОНОТОННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Кычкин В.А., Соловьев Е.Э.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Геофизические исследования проведены на месторождении Ким Сарылахского рудно-россыпного узла на левобережье р. Эльги.

Рассматриваемая территория расположена на границе Кулар-Нерского сланцевого и Верхоянского складчато-надвигового поясов и принадлежит Восточно-Якутскому апт-позднемеловому постаккреционному металлогеническому поясу. В геологическом строении района принимают участие терригенные толщи верхнетриасового возраста. Известные интрузивные образования Сарылахского рудно-россыпного узла относятся, в основном, к Тас-Кыстабытскому магматическому поясу. Крупнейшей тектонической структурой района является Адыча-Тарынский разлом.

Для выявления и прослеживания минерализованных зон дробления, изучения особенностей геоэлектрического строения месторождения Ким выполнены электроразведочные работы методом дипольного электрического профилирования в площадном варианте. По результатам опытно-методических исследований, размеры питающего и приемного диполей составили: AB = MN = 10м, расстояние между серединами диполей – 40 м (рис. 1). Сила подаваемого тока достигала до 100 mA, рабочая частота - 625 Гц. Измерения проводились измерителем «МЭРИ-24» и генератором «Астра».

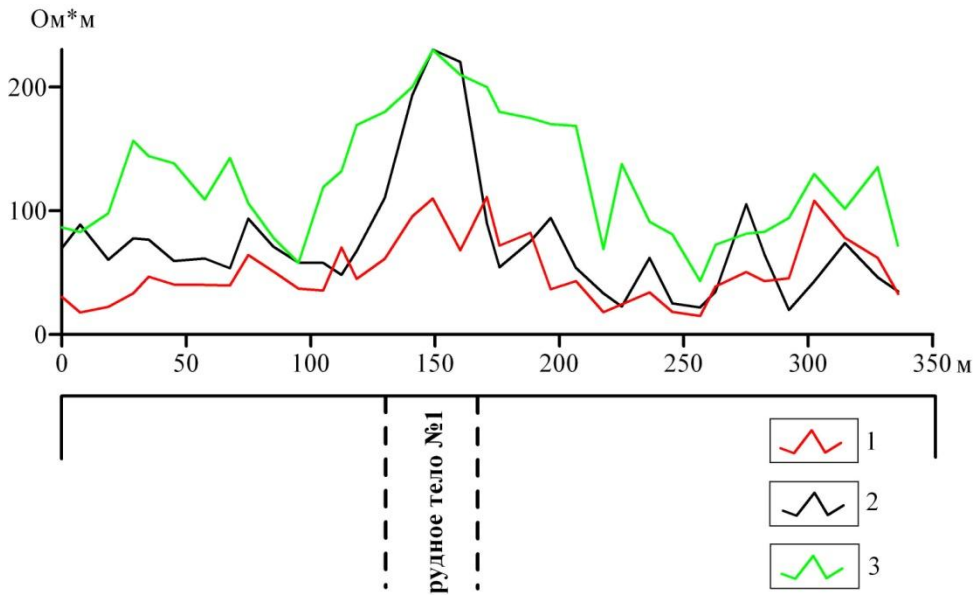


Рис. 1. Результаты опытно-методических работ методом дипольного электропрофилирования
1-3 – разносы установки ABMN: 1 – 20 м, 2 – 40 м, 3 – 60 м

Особенностью геоэлектрического строения исследуемой территории, по данным дипольного электропрофилирования, является ее дифференциация на два сегмента – северо-западный и юго-восточный (рис. 2,а). Северо-западный сегмент характеризуется низкими значениями кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) 50–400 Ом*м. Известная рудная зона прослеживается линейной аномалией повышенных значений кажущегося УЭС 220 – 250 Ом*м. Значения УЭС околорудных вмещающих пород составляет 30-70 Ом*м.

Юго-восточный сегмент имеет мозаично-линейную структуру геоэлектрического поля и выделяется более широким диапазоном значений электрических аномалий варьирующих от 50 до 3400 Ом*м. Отмечается, что геоэлектрические линейные аномалии низких значений кажущегося УЭС 90-370 Ом*м коррелируют с участками талых рыхлых отложений близ русла р. Ким, мозаичные – со склоновыми наносами. Аномалии повышенных значений кажущегося УЭС (2200-3200 Ом*м) отвечают участкам повышенной мощности мерзлых рыхлых отложений. Резкое разграничение территории по уровню значений геоэлектрического поля указывает на наличие разрывного нарушения северо-восточной ориентировки в ее центральной части.

Применение метода дипольного электрического профилирования показало его недостаточную эффективность при решении задач выявления и прослеживания рудоконтролирующих структур месторождения Ким, характеризующегося неоднородными покровными отложениями и пересеченным рельефом дневной поверхности. Вместе с тем, метод ДЭП может быть полезен для изучения физического состояния пород «талые-мерзлые» в верхней части разреза.

В связи с вышеотмеченным, исследуемый район был перекрыт методом электропрофилирования в варианте срединного градиента (ЭП-СГ). Электроразведочные исследования проводились на помехоустойчивой к естественным и техногенным частотам – частоте 625 Гц. Сила тока подавалась максимально – до 50 мА. Заземление осуществлялось группой медных электродов. Длина питающей линии АВ составила 3 км, приемной MN – 10 м.

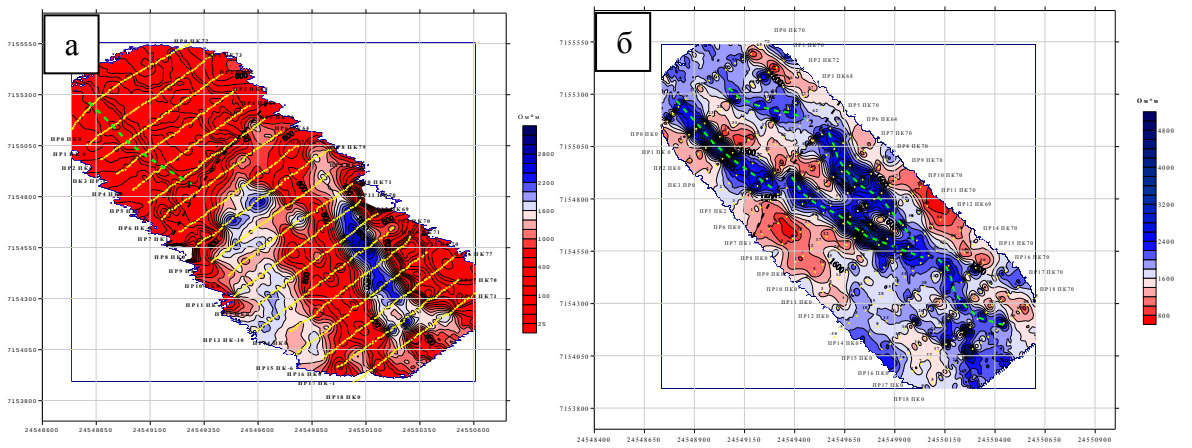


Рис. 2. Результаты электроразведочных работ на месторождении Ким
а - схема изолиний ρ_k по данным ДЭП
б - схема изолиний ρ_k по данным ЭП-СГ

По результатам проведенных работ методом ЭП-СГ на площади исследований выделены аномальные зоны высокого кажущегося УЭС (рис. 2,б). Наиболее контрастно проявляются геоэлектрические аномалии в северо-западной и центральной частях рассматриваемой территории. Аномалии характеризуются северо-западной ориентировкой, пространственно совпадают с известными рудными зонами и трассируются линейными зонами высокого сопротивления. Ширина аномальных зон выдержана и составляет около 90-100 м, интенсивность значений кажущегося УЭС – 3500-4750 Ом*м. Необходимо отметить смещение оси аномальных зон в центральной части площади работ, что доказывает наличие разрывного нарушения северо-восточного простирания.

Таким образом, геофизические исследования показали эффективность метода электропрофилирования в варианте срединного градиента на месторождении Ким. Метод позволяет решить широкий круг геологических задач, направленных на поиски золото-сурьмяного оруденения антимонит-кварцевого типа в монотонных терригенных толщах Сарылахского рудно-россыпного узла.

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НАЗЕМНЫХ И ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕМУНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Легостаева Я.Б., Ксенофонтова М.И.
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К.Аммосова, г. Якутск

В последние годы проводится интенсивное геологическое, инженерно-экологическое изучение территории Верхнемунского кимберлитового поля в связи с реализацией проекта промышленного освоения месторождения. Сложная геологическая история развития территории Верхнемунского кимберлитового поля, специфические физико-географические условия, сплошное распространение многолетнемерзлых породопределило формирование особых наземных и водных экосистем, устойчивость которых при возрастающем техногенном воздействии является актуальным вопросом сегодняшнего дня [2].

Верхнемунское кимберлитовое поле находится в бассейне верхнего течения р. Муна и ее правого притока р. Уулаах-Муна. Геологические черты строения предопределены его положением по отношению к Анабарскомусводовому поднятию и единой схемой исторического развития региона в целом [3]. Первые трубки в данном районе были открыты в результате комплексных геолого-геофизических работ геологами Амакинской экспедиции в 1956 году.

На уровне современного эрозионного среза в строении района участвуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы раннего палеозоя, представленные здесь образованиями среднего-позднего кембрия и раннего ордовика. Кимберлитовые тела прорывают раннепалеозойские отложения и выведены к дневной поверхности. Всего к настоящему времени в пределах поля выявлено более 20 кимберлитовых тел. В структурном плане поле вытянуто в северо-западном направлении и приурочено к области пересечения двух крупных систем глубинных разломов северо-северо-восточного и северо-западного простирания. Все кимберлитовые тела пространственно тяготеют к положению северо-

западных разломов, образуя линейное расположение кустов кимберлитовых тел [4].

Для геоэкологической оценки состояния наземных и водных экосистем на территории Верхнемунского кимберлитового поля перед началом промышленного освоения проведено обобщение фондовых материалов и полевое доизучение территории в рамках проводимых инженерно-экологических изысканий. Химико-аналитические работы проведены в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ им. М.К. Аммосова (Аттестат аккредитации № РОСС RU. 0001.517741).

Для интерпретации результатов химических анализов использованы следующие коэффициенты: коэффициент концентрации (Кк), коэффициент встречаемости (Hi), коэффициент превышения ПДК ($К_{ПДК}$), суммарный коэффициент загрязнения (Zc), индекс загрязненности вод (ИЗВ).

Наземные экосистемы. По почвенно-географическому районированию территория Верхнемунского месторождения входит в Оленёко-Мархинский район Вилюйско-Оленёкской таежной провинции [1]. Почвы территории исследования отличаются мелкопрофильностью и сильной щебнистостью, поэтому в почвах выявлены концентрации валовых форм широкого спектра химических элементов.

В результате внедрения кимберлитовых трубок «Заполярная» и «Комсомольская-Магнитная», в почвенном покрове исследуемой территории формирована природная геохимическая аномалия, проявляющейся на региональном геохимическом фоне раннепалеозойских образований и характеризующаяся следующим рядом контрастности (по убыванию коэффициентов концентрации $К_К$) [5]:

$P_{1,78} \rightarrow Co_{1,64} \rightarrow La_{1,5} \rightarrow B_{1,44} \rightarrow Nb_{1,35} \rightarrow Ni_{1,16} \rightarrow Y_{1,1} \rightarrow Li_{1,07} \rightarrow Ag_{1,0}$.

Особый интерес представляют подвижные формы микроэлементов, распределение которых в почвах практически равномерно с небольшими вариациями, подчиняющимися специфики почвообразовательных процессов. Верхние органогенные горизонты (на глубине 0-10 см) характеризуются преимущественным накоплением Cd, Zn и Mn. Органоминеральные горизонты АВ и минеральные горизонты В (глубина

порядка 15-30 см) отличаются концентрацией подвижных форм CuMn и Ni, т.е. с глубиной увеличивается доля элементов – типоморфныхкимберлитам. Таким образом, большинство микроэлементов обнаруживают практически равномерное распределение по почвенному профилю: Pb, Mn, Co, Cr, As. Цинк и кадмий поглощаются органикой и характеризуют биогенную аккумуляцию в мерзлотных почвах Верхнемунского кимберлитового поля, а медь и никель отражают геохимическую специфику минеральной части почвенного профиля и являются следствием кимберлитового магматизма.

Накопление подвижных форм микроэлементов в почвах Верхнемунского кимберлитового поля на данный момент является следствием природной геохимической аномальности территории, что подтверждается и расчетами суммарного показателя загрязнения почвенного покрова Zc. Состояние территории изысканий на момент исследования оценивается, в целом, как удовлетворительное с допустимой степенью загрязнения соответствующее природному состоянию экосистемы. Но уже на сегодняшний день на территории изысканий отмечены нарушенные участки, являющиеся результатом техногенного воздействия (точка наблюдения Т-2). Это вершина водораздела, где сформированы мерзлотные слаборазвитые примитивные почвы на кимберлитах трубки «Заполярная». Микроэлементная характеристика точки наблюдения Т-2 отражает двойное воздействие на почвы: влияние природной геохимической аномалии кимберлитов тр. «Заполярная» и результат «оголения» минеральной части почвенного профиля, следствием чего является высокое содержание никеля.

Водные экосистемы. Исследованные водотоки, расположенные на территории месторождения «Верхне-Мунское» характеризуются как воды средней минерализации со слабощелочной и щелочной средой, умеренной жесткости. Ионный состав воды исследованных водотоков на территории инженерно-экологических изысканий однороден и преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава.

В период исследования газовый режим соответствует летнему нормативу. Величина ХПК во всех исследованных водотоках превышает

нормативы $ПДК_в$ до 3,3 раз, что указывает на определенный гидробиологический режим, увеличение доли биохимических процессов в водотоке в связи с очень низким уровнем воды в августе месяце. Концентрация взвешенных веществ варьирует в пределах от <2,0 до 25,0 мг/дм^3.

Содержание основных биогенных элементов и органических веществ ниже предела обнаружения анализа. Концентрация двуокиси кремния в пределах нормативов $ПДК_в$. В микроэлементном составе исследованных водотоков превышение нормативов $ПДК_{вр}$ выявлено по меди. Содержание марганца и свинца в некоторых водах соответствуют нормативам $ПДК_{вр}$. По рассчитанному индексу загрязненности вод все изученные водотоки относятся к третьему классу и характеризуются как «умеренно-загрязненные» воды.

Донные отложения поверхностных водотоков исследуемого участка по рассчитанным коэффициентам концентрации (Кк) не отличаются проявлением повышенных относительно локального геохимического фона концентраций.

В целом, в период исследованиягеоэкологическая ситуация на территории Верхнемунского кимберлитового поля оценивается как «удовлетворительное» с допустимой степенью загрязнения соответствующее природному состоянию экосистемы.

Литература:

1. Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М.: ГУГК при СМ, 1989. – 115с.
2. Вольперт Я.Л. и др. Отчет «АДП на месторождении «Верхне-Мунское. Инженерно-экологические изыскания» НИИПЭС СВФУ, 2013 г.
3. Легостаева Я.Б. Возможные изменения геохимического облика ландшафтов в результате разработки Верхнемунского кимберлитового поля на территории Республики Саха (Якутия) // Разведка и охрана недр.–М., 2013.–№12.–с. 65-70.
4. Маршинцев В.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии.– Новосибирск: Наука, 1986.–240 с.
5. Ягнышев Б.С., Ягнышева Т.А., Зинчук М.Н., Легостаева Я.Б. Экология Западной Якутии (геохимия геоэкосистем: состояние и проблемы) - Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005.-432 с.

СРАВНЕНИЕ ВОЗРАСТА ОРУДЕНЕНИЯ И МЕЗОЗОЙСКИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЭЛЬКОНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Лоскутов Е.Е.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Абсолютный радиологический возраст руд Эльконских месторождений по данным ряда авторов [1,2,3,4,5] варьирует от 180 до 125 млн. лет, что совпадает со временем проявления мезозойской (поздняя юра – ранний мел) тектоно-магматической активизации (ТМА).

В пределах Нимнырского гранулит-ортогнейсовоготеррейна на протяжении мезозоя было проявлено 9 комплексов мезозойской ТМА (ороченский, томмотский, верхнеселигдарский, алданский, лебединский, тобукский, нижнекуранахский, колтыконский и эльконский). На территории Эльконского рудного узла (ЭРУ) закартированы все перечисленные выше магматические комплексы, за исключением самого раннего – ороченского [1,5].

По результатам сопоставления (рис. 1) радиологических определений возраста проявления магматических комплексов ТМА и руды, видно, что практически все обозначенные выше магматические стадии мезозойской ТМА были продуктивными и влияли на образование метасоматических золото-урановых руд. В рудных зонах метасоматитов прослеживается очень сложная минеральная зональность и стадийность (до 11 стадий минералообразования), что даже больше, чем выделено этапов тектоно-магматической активизации в мезозое, это также указывает на длительный процесс образования метасоматитов и связанных с ними руд ЭРУ и большого влияния каждого комплекса в отдельности.

По данным некоторых авторов [5] возраст руды ограничен датировками в 145-150 млн. лет, по нашему мнению данный возраст был установлен исключительно для одной из отдельных рудных зон, а не рудных тел всех месторождений и рудопроявлений рудного узла.

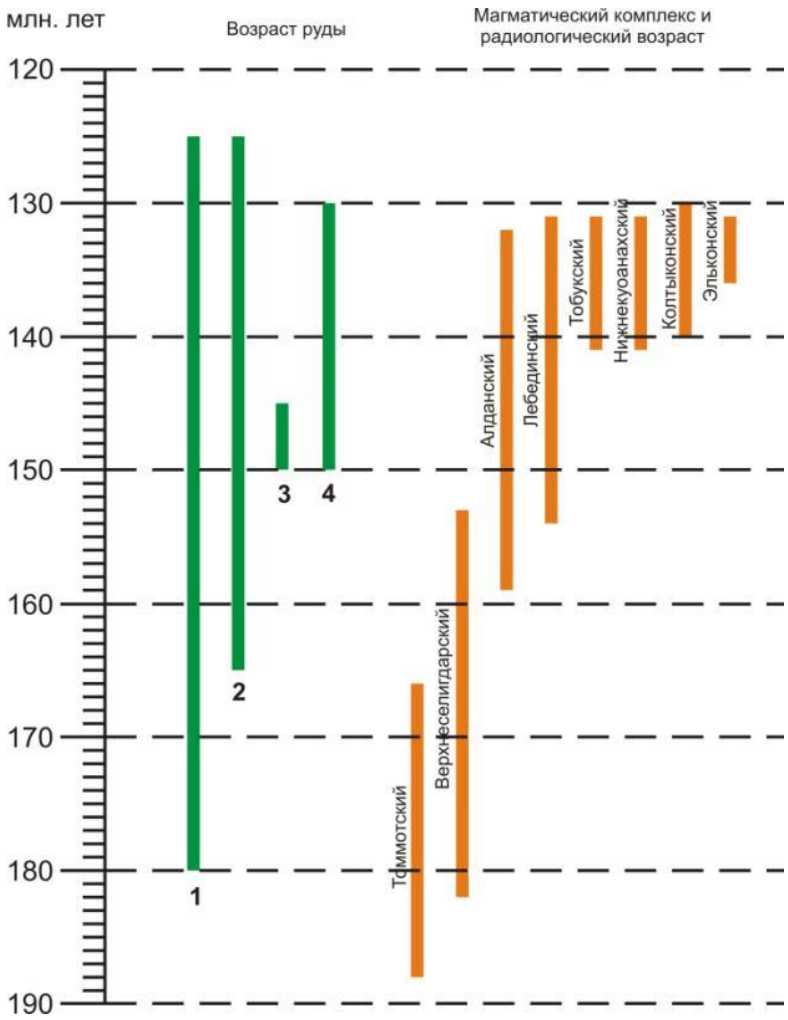


Рис. 1. Сопоставление данных радиологического возраста руд эльконского рудного узла и мезозойских магматических щелочных комплексов. Цифрами показаны возрасты руды по данным: 1 - Горошко М.В.; 2 – Тугаринов А.И.; 3 - Утробин Д.В. и Воробьев К.А.; 4 – Пилипенко Г.Н.

Таким образом, практически безусловное совпадение магматической деятельности в мезозое с возрастом начала формирования оруденения подтверждает вывод о генетической связи образования золото-урановых руд под влиянием флюидов и гидротерм мезозойского щелочного магматизма. Отсутствие в щелочных магматических породах концентраций рудных элементов (золота, урана, титана) подтверждает, что их поступление в рудные зоны обусловлено переносом из иных источников. По мнению автора, повышенные концентрации урана поступали из лейкократовых гранитов каменковского комплекса раннепротерозойского возраста, а золото, титан и железо из ультрабазит-базитовых тел, ныне

выделенных в медведевский (кумкыстахский) комплекс позднеархейского возраста.

Литература:

1. Воробьев К.А., Курбатов А.В. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алданская Лист O-51-XII. // Санкт-Петербург, 2000 г.
2. Воробьев К.А., Шумбасова Г.А. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алданская Лист O-51-XVIII. // Санкт-Петербург, 2001 г.
3. Горошко М.В. Металлогения урана Дальнего Востока России / Ин-т тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. – М.: Наука, 2006. – 372 с.
4. Пилипенко Г.Н., Бойцов В.Е., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов/ Под ред. Оганесяна Л.В. – М.: НИА-ПРИРОДА, 1999. – 220 с.
5. Утробин Д.В., Воробьев К.А. Отчет о результатах геологического доизучения заснятых площадей масштаба 1:200 000 и подготовки к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) территории листов O-51-XVIII, O-52-VII, O-52-XIII (в 4-х книгах и 4-х папках) // Алдан, 2004 г.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРЕКРЫТЫХ ЛЕДНИКАМИ

Макаров В.Н.
Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск

Возможности геохимических поисков рудных тел перекрытых ледниками изучались на золоторудном месторождении Кумтор, расположенном в горном массиве Ак-Шыйрак в восточной части внутреннего Тянь-Шаня (Киргизия). Исследования проводились на стадии разведки до начала эксплуатации, которое в настоящее время ведет канадская компания «Centerra Gold». Кумтор - крупнейшее в Центральной

Азии золоторудное месторождение. Входит в пятерку крупнейших в мире рудников по запасам золота - подтвержденные и прогнозируемые запасы составляют порядка 700 тонн. Ежегодно добывается около 18 тонн золота [2].

Геологическое строение района месторождения определяется его принадлежностью к миогеосинклинальной зоне каледоно-герцинской складчатости Тянь-Шаня. На древнем гранито-гнейсовом основании несогласно залегают мощные толщи метавулканогенных, осадочных пород рифея-венда. Породы представлены высокоуглеродистыми и кремнистыми сланцами, филлитами. По разрывным нарушениям размещаются тела гранитоидов и метасоматитов. Месторождение частично скрыто под мощными толщами ледниковых льдов. Рудные тела представлены линейными минерализованными зонами с вкрапленно-прожилковым и штокверковым оруденением, имеющим четкий структурный и литолого-стратиграфический контроль, который проявляется в приуроченности рудных тел к зоне повышенных тектонических деформаций в углеродистой колчеданоносной филлитовой рудоносной формации. Главным рудным минералом, с которым связано основное количество золота, является пирит. Количество сульфидов в рудах колеблется от 5 до 20-30% (в среднем 15-20%). Рудное поле сопровождается комплексными эндогенными геохимическими ореолами: Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ba, Ti, Mn, V, Be, K, Na. Рудные тела – продуктивные пирит-полевошпат-карбонатные метасоматиты сопровождаются контрастными ореолами Au, Ag, Mo, W, K, Na.

Горный массив Ак-Шыйрак представляет собой слабо расчлененное горное поднятие со средней абсолютной высотой в центральных частях порядка 4600 м. Рельеф гляциальный: крупные ледниковые кары и цирки с современными ледниками чередуются с крутыми гребнями и плоскими водораздельными поверхностями.

Климатические условия связаны с внутригорным положением района. Среднегодовая температура воздуха равна -7,9^{o}C. Наиболее холодным месяцем является январь, а самым теплым – июль. Абсолютный температурный минимум составляет -45^{o}C. Наблюдается сплошное

распространение многолетнемерзлых пород мощностью 90-370 м, температура минус 1,7 - 4,9°С. Таликовые зоны находятся только под крупными долинными ледниками [1].

Изучение геохимических полей проводилось на ледниках холодного и теплого типа, перекрывающих рудные тела. Ледники холодного типа подстилаются горными породами с отрицательной температурой. Ледники теплого типа подстилаются породами с положительными температурами.

Аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации в леднике наблюдаются как над рудным телом, так и первичными ореолами, отражая состав эндогенной минерализации (табл.1).

Таблица 1

Состав аномалии на поверхности ледника

Ледник	**Состав аномалии на поверхности ледника**	**Ширина аномалии, м**	**Мощность ледника, м**
Лысый	Cu, Zn, W, Au, Cr	200	60
Сарытор	Be, Cu, Zn, Sn, Cr, Pb, Mn, Tl, Au, Mo,TR	150-200	90
Давыдова	Au, Pb, Cr, Cu, Mo, W, Sn, Na, S	200-600	134
№ 121	Au, W, Ag, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb	100-150	50-60
Петрова	Au, W, V, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb, Bi	250	40
Боорду	Au, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb, W, Bi, V, Cr, S	200-250	100

В толще ледников, перекрывающих рудные тела, формируются наложенные геохимические ореолы элементов-индикаторов. Состав наложенных ореолов соответствует составу рудного тела и эндогенного ореола. На участках, где рудные зоны перекрыты ледниками, на поверхности льда фиксируются четкие геохимические аномалии элементов типоморфных для рудного тела и эндогенного ореола: Au, W, Pb, Cr, Cu, Sn. Контрастность аномалий уменьшается в ряду: Au(20) - Pb(5) - Cr, Cu, Mo(3) - W, Sn(2).

Ореолы типоморфных элементов располагаются непосредственно над проекцией рудной зоны на поверхность ледника, протяженность аномалий по направлению движения ледника обычно 150-200 м, иногда достигает

его языка. Строение криогенных геохимических полей характеризуется качественными (химические элементы и соединения) и количественными (концентрация элементов, протяженность ореолов) показателями, закономерно распределяющимися в толще ледников и на поверхности. Их вертикальный диапазон теоретически может достигать сотен метров, установленная мощность их проявления ограничена толщиной льда исследованных ледников - 134м [4].

На территории Якутии было проведено геохимическое изучение на ледниках хребта Сунтар-Хаята. На поверхности одного из ледников, расположенного в пределах Делькю-Сунтарской золото-полиметаллической рудной зоны, во льдах установлена аномалия сульфатов щелочноземельных металлов (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Ba) и микроэлементов - F, Mn, Mo и Pb. Протяженность аномалии на поверхности ледника около 400 м. С увеличением глубины отбора льда концентрация Mo возрастает на порядок, Mn - на два порядка. Качественные и количественные геохимические показатели указывают на присутствие полиметаллического (возможно с золотом) оруденения под тощей ледника. Вода ледниковых потоков по химическому составу сульфатно-кальциевая, отличается высокой кислотностью (pH=4,21) и относительно повышенной минерализацией. Химический состав и высокая кислотность воды свидетельствуют о присутствии под ледником зоны окисления сульфидов. Формирование химического состава льда ледника наряду с климатическими факторами обусловлено и геохимическими процессами, связанными с присутствием под ледником мощной зоны окисления сульфидов. Существование аномалии химических элементов типоморфных полиметаллической минерализации на поверхности ледника и в ледниковых водотоках указывают на значительные масштабы оруденения скрытого под ледником мощностью 60-80 м.

Образование локальных геохимических полей во льдах на поверхности ледника происходит в результате восходящей криогенной миграции химических элементов и соединений в толще ледников. Высокая скорость формирования геохимических полей, их морфология и характер распределения положительно и отрицательно заряженных ионов во льдах

на поверхности ледников удовлетворительно объясняются электрохимической моделью их образования [3].

Выявление локальных криогенных геохимических полей на ледниках делает возможным поиски месторождений полезных ископаемых перекрытых мощными толщами ледниковых покровов (рис. 1).

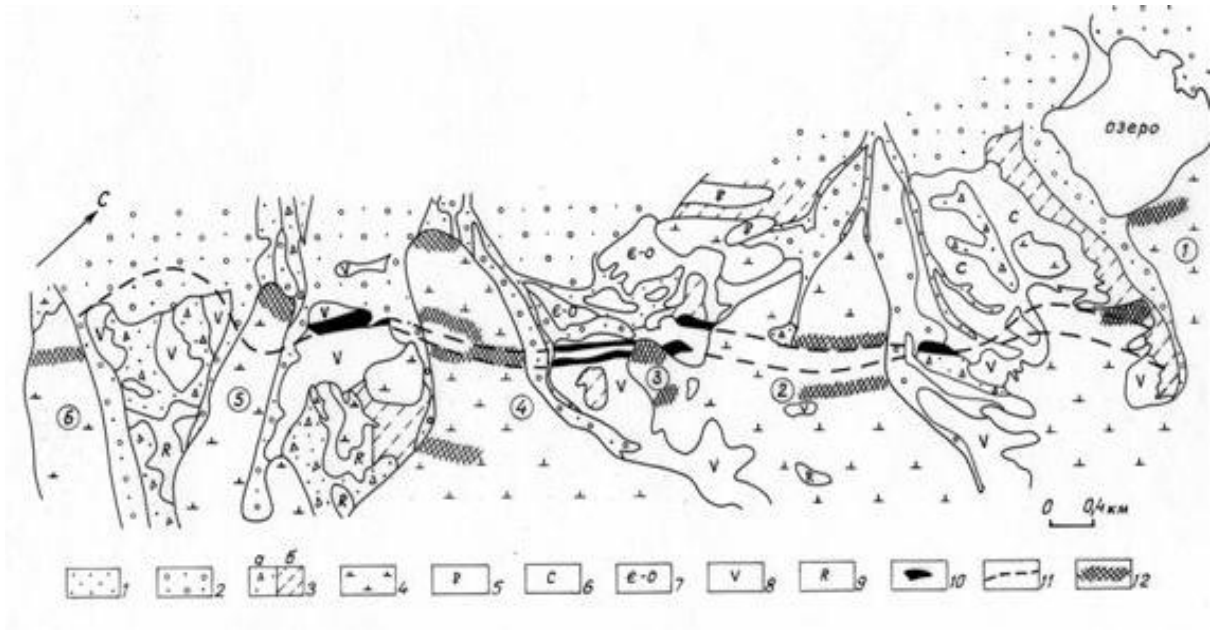


Рис. 1. Геохимические поля на поверхности ледников массива Ак-Шыйрак (Киргизия).

Кайнозойские отложения: 1 – аллювиальные, галечники, пески; 2 – элювиально-делювиальные, щебень, дресва, пески; 3 – ледниковые (а) и делювиально-пролювиальные (б), валуны, галька, щебень, пески, суглинки; 4 – ледниковые льды. Геологические образования: 5 – палеогеновые и 6 – нижнекарбоновые песчаники, алевриты; 7 – кембрийско-ордовикские известняки; 8 – венд сланцы, филлиты; 9 – рифей вулканогенно-осадочные отложения; 10 – рудные тела; 11 – разрывные нарушения; 12 – криогенные геохимические поля.

Литература:

1. Ермолин Е.Д., Немов А.Е., Попов М.В. Мерзлотно-геотермическая характеристика месторождения Кумтор // В сб.: Геокриологические исследования в горах. - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. 1989, с. 31-40 (рус.).

2. Катлер Р. Крупнейшее золоторудное месторождение Кыргызстана теряет свой блеск. - 09:53 21.07.2012. "Asia Times».

3. Макаров, В.Н. Естественные электрические поля и электрохимические аномалии на месторождениях полезных ископаемых в криолитозоне (с. 228-235) - в кн.:

В.С.Якупов. Геофизика криолитозоны. – Якутск: Изд-во Якутского университета. 2008-342 с.
4. Makarov V.N. The geochemical phenomenon - local geochemical fields in a glacier. – Environmental Research in the Arctic 2000, Memoirs of National Institute of Polar Research. Special Issue, No.54, Tokyo, Japan. 2001, p.271-278

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ БРАХИОПОД РОДА *JAKUTOPRODUCTUS* В АССЕЛЬСКО-САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУБАЛАХСКОГО РАЗРЕЗА (НИЗОВЬЕ Р. ЛЕНЫ)

Макошин В.И., Кутыгин Р.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Кубалахский разрез, расположенный на правом берегу низовья р. Лены в районе устья р. Кубалах, является стратотипическим для ряда местных стратиграфических подразделений пермской системы Хараулаха. Ранее он изучался А.А. Межвилком, А.С. Каширцевым, Р.В. Соломиной, М.Д. Булгаковой, О.И. Богуш, О.В. Юферевым, В.Н. Андриановым, Б.С. Абрамовым и др. Пермские отложения низовья р. Лена впервые были подразделены А.А. Межвилком [3] на верхоянскую и хараулахскую свиты, отнесенные соответственно к нижней и верхней перми. Позднее А.С. Каширцев с коллегами [2] верхоянскую свиту разделил на тугасирскую, кубалахскую и туорасисскую свиты, а хараулахскую – на сахаинскую, соубольскую и чинскую. Тугасирская свита была рассмотрена в составе верхнего карбона. К нижней перми относились кубалахская и туорасисская свиты. По данным А.С.Каширцева в нижнепермской части разреза доминируют брахиоподы рода *Jakutoproductus*: в кубалахской свите – *J. verkhoyanicus* (Fred.) и *J. protoverchoyanicus* Kasch., а в туорасисской - *J. verkhoyanicus* (Fred.) и *J. crassus* Kasch. По рукописным данным Р.В.Соломиной (1982 г.), в отложениях относимых нами к

нижнекубалахской подсвите установлены *J. protoverchoyanicus* Kasch. и *J. parenensis* Zav., а в верхнекубалахской подсвите и туорасисской свите - *J. verkhoyanicus* (Fred.) и *J.* cf. *crassus* Kasch. Согласно Б.С. Абрамову и А.Д. Григорьевой [1] в кубалахской свите рассматриваемого разреза встречены *J. protoverchoyanicus* Kasch., а в туорасисской – *J. verkhoyanicus* (Fred.) и *J. crassus* Kasch. В последнее время границу кубалахской и туорасисской свит принято сопоставлять с границей карбона и перми.

Однако полученные новые данные позволили пересмотреть как возраст верхней части кубалахской свиты, так и последовательность брахиоподовых комплексов в туорасисской свите.

Разрез Кубалахский был послойно изучен нами совместно с Л.Г. Перегоедовым в 2010 г. Выше устья р. Кубалах моноклинально залегают верхнекубалахская подсвита и туорасисская свита (рис.1). Верхнекубалахская подсвита сложена переслаивающимися разнозернистыми алевролитами, среди которых отмечаются редкие прослои песчаников. В кровле подсвиты выделяется пачка мелко- и среднезернистых песчаников мощностью 10 м. Туорасисская свита представлена разнозернистыми алевролитами с редкими прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. Слои туорасисской свиты перекрываются 25 метровой пачкой мелко-среднезернистого песчаника сахаинской свиты.

Из ассельско-сакмарских отложений разреза собрана обширная коллекция беспозвоночных, среди которых доминируют брахиоподы рода *Jakutoproductus*, количество которых насчитывает 250 экземпляров. По таксономическому составу и стратиграфическому положению устанавливаются три интервала с брахиоподами.

Слои с Jakutoproductus verkhoyanicus установлены в верхнекубалахской подсвите и нижней части туорасисской свиты. В этот интервал входят брахиоподы верхнекубалахской подсвиты (*J.* aff. *crassus* Kasch.), основания туорасисской свиты (*J.* ex gr. *verkhoyanicus* (Fred.)) и нижней части туорасисской свиты (*J.* sp. 2).

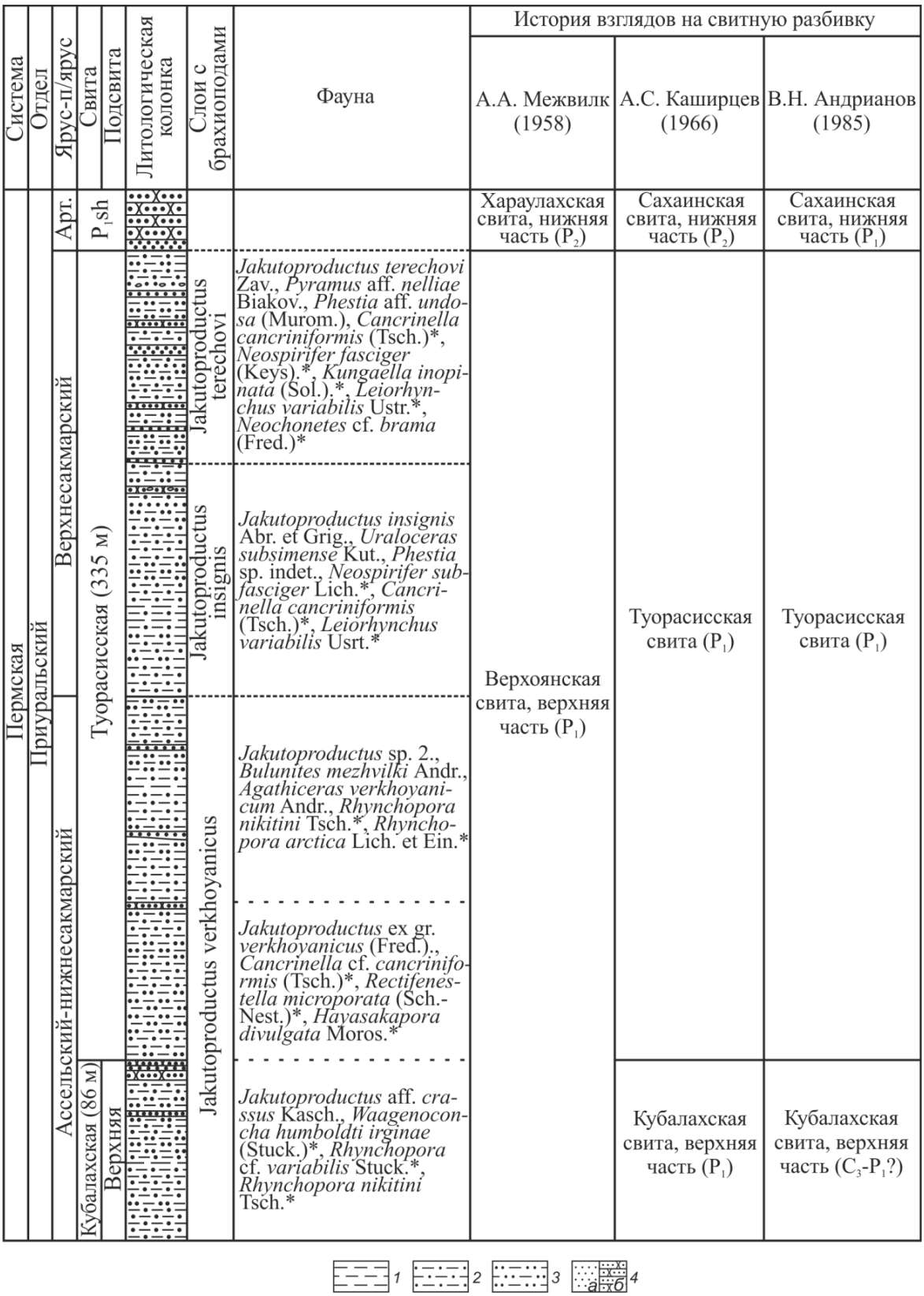


Рис. 1. Схема биостратиграфического деления ассельско-сакмарских отложений Кубалахского разреза (низовье р. Лена, Усть-Ленская подзона Хараулаха): 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты мелкозернистые, 3 — алевролиты крупнозернистые, 4 — песчаники: а - слоистые, б - массивные; * — по данным Р.В.Соломиной, 1982 г.

Последний вид по морфологическим характеристикам является переходным между *J.* ex gr. *verkhoyanicus* (Fred.) и *J. insignis* Abr. et Grig. На уровне с *J.* sp. 2 собранны многочисленные раковины гониатитов *Bulunites mezhvilki* Andr. и единичные *Agathiceras verkhoyanicum* Andr. Возраст слоев с verkhoyanicus определен как ассельский-раннесакмарский.

Слои с J. insignis устанавливаются в средней части туорасисской свиты. Доминирует здесь вид *J. insignis* Abr. et Grig., который ранее был известен в нижнепермских отложениях Западного Верхоянья и Колымо-Омолонского региона, где является видом-индексом одноименной биостратиграфической зоны нижних частей соответственно эчийского и огонерского горизонтов. Помимо *J. insignis* Abr. et Grig. в слоях определены гониатиты *Uraloceras subsimense* Kut. и двустворки *Phestia* sp. indet.

Слои с J. terechovi выделяются в верхней части туорасисской свиты. *J. terechovi* Zav. является видом-индексом одноименной зоны средней части огонерского горизонта Колымо-Омолонского региона. В слоях А.С.Бяковым определены *Pyramus* aff. *nelliae* Biakov и *Phestia* aff. *undosa* (Murom.). Возраст слоев с insignis и слоев с terechovi определен как позднесакмарский.

Проведенное изучение коллекций беспозвоночных нижнепермских отложений низовья р. Лена (Кубалахский разрез) позволило установить присутствие в верхнекубалахской подсвите брахиопод вида *J.* aff. *crassus* Kasch., относящихся к нижней перми. В связи с этим, верхнекубалахскую подсвиту следует относить к нижней перми, а не верхнему карбону. Впервые в туорасисской свите выделены слои с брахиоподами J. insignis и J. terechovi. Аналогичная видовая последовательность ранее нами устанавливалась в Западном Верхоянье.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-31158мол_а, 13-05-00520, 14-05-00217 и Программы Президиума РАН № 23 (Арктика).

Литература:

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — Москва: Наука, 1988.

2. Каширцев А.С., Кащирцев В.А., Сафронов А.Ф., Семенов В.П. Опорный разрез каменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части р. Лены // Труды IX научной конференции инженерно-технического факультета Якутского Государственного университета: Тезисы докладов. – Якутск, 1966. С. 54-58.
3. Межвилк А.А.Стратиграфия северного Хараулаха // Современная геология. 1958. № 7. С. 43-61.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НАТАЛКИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Михалицына Т.И.,[1] Никитенко Е.М.[2]
1 – Северо–Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан;
2 – ОАО «РиМ»

Наталкинское золоторудное месторождение в настоящее время является одним из крупнейших месторождений России. Оно было выявлено в 1942 г. Е.П. Машко и эксплуатировалось подземным способом с 1944 по 2004 гг., добыча руды была прекращена в связи с низкой рентабельностью отработки таким способом. По итогам геологоразведочных работ 2004 и 2006 гг., Наталкинское месторождение квалифицировано как большеобъёмное и рентабельное для открытого способа отработки, на баланс которого поставлено более 1500 тонн золота.

Наталкинское месторождение, входящее в Омчакский золоторудный узел, расположено на правобережье р. Омчак, между ручьями Геологический и Глухарь, в пределах минерализованной зоны северо-западного направления. В связи с большим установленным размахом оруденения (около 600 м) и огромными размерами рудного тела по площади (5×1 км), в рудах в объеме месторождения наблюдается заметная

природная изменчивость вещественного состава и крайне неравномерное распределение золота.

Цель настоящих исследований – выявление геохимических особенностей Наталкинского золоторудного месторождения на участках планируемой добычи открытым способом для оптимизации технологии переработки руды. В рамках настоящей работы с разных участков поверхности месторождения были отобраны большеобъёмные пробы руды, представляющих наиболее характерные типы оруденения.

В результате проведенных исследований следует отметить, что по химическому составу все проанализированные пробы рудовмещающих пород сходны между собой. Преобладающими компонентами являются SiO_2 и Al_2O_3, общее содержание которых составляет в среднем 78,02%. Максимальное количество кремнезема отмечается в пределах Центрального участка – 75,71%. Среднее содержание SiO_2 составляет по участкам: Юго-восточный - 63,66%, Центральный участок – 64,34%, Северо-западный – 64,07%. По содержанию кремнезема исходные породы соответствуют кислому составу. В подчиненном количестве находятся Fe_2O_3, FeO, Na_2O, K_2O, CaO, MgO, общее содержание, которых составляет в среднем 15,15%, из них щелочных элементов Na_2O и K_2O – 5,88% ср. (3,69% и 2,18%, соответственно).

Суммарная щелочность варьирует от 4,97 до 6,75%, что соответствует повышенно-щелочному составу пород. В большей части проб исходной руды отмечается преобладание Na_2O над K_2O, на флангах месторождения во вмещающих породах содержание K_2O незначительно превышает количество Na_2O, за счет увеличения в составе пород гидрослюдистого материала. Максимальное содержание щелочей отмечается в породах Центрального участка до 5,37%. Среднее содержание по участкам составляет: Юго-восточный - Na_2O -3,49%, K_2O – 2,57%; Центральный участок – Na_2O -3,73%, K_2O – 2,25%; Северо-западный – Na_2O -3,77%, K_2O – 2,25%. По отношению содержаний FeO/Fe_2O_3 в пробах наблюдается значительный разброс от 0,17 до 4,18 масс.% (ЗМ ср. – 1,71); большая часть проб исходной руды характеризуется

преобладанием FeO ср. (2,61 масс. %) над Fe_2O_3 ср. (2,23 масс. %), что указывает на восстановительные условия формирования породы.

Использование данных кластер-анализа основных петрогенных элементов позволило выявить следующие закономерности: отчетливо обособились три группы компонентов: 1. Au- SiO_2-Na_2O, что подчеркивает кварц-полевошпатовый состав прожилков, входящих в породу, с приуроченностью к ним золота; 2. TiO_2- Al_2O_3- P_2O_5- MnO-K_2O, свидетельствует о присутствии в составе пород титанистых, фосфор-содержащих и глинистых минералов; 3. FeO-MgO-Ca, отражает железо-магниево-кальциевый состав карбонатов. Статистическая обработка результатов атомного эмиссионного спектрального анализа рудовмещающих пород позволила установить петрогенетический характер накопления Pb, Cr, As, W, Mo, Sn, Cu, Ag, Zn, Ni, Co, Au. На дендрограмме кластер-анализа R-типа обособились четыре геохимические ассоциации: 1. Cr-Mo-As; 2. Co-Zn; 3. W-Ag-Au; 4. Cu-Ni-Pb-Sn. Элементы, образующие группы, имеют смешанную петрогенетическую специализацию; 3-я группа ярко отражает золоторудную специализацию. Все геохимические ассоциации микроэлементов имеют между собой положительную связь. При анализе распределения концентраций элементов-индикаторов оруденения относительно геохимического фона Наталкинского месторождения отмечается следующее: Юго-восточный участок – As от 5 до 116 геофонов, W – 4, Ag – 2, Au -1 геофон и ниже; Центральный участок – Au-7-9 геофонов, As – до 128, W – 5-6 , Ag – 2 геофона; Северо-западный участок - As от 11 до 68 геофонов, W – 3-5, Ag – 1-3, Au – содержание варьирует от 1 геофона до 7.

Таким образом, установлено, что наиболее обогащены полезными компонентами (Au, Ag) рудовмещающие породы Центрального участка, характеризующиеся максимальным содержанием Na_2O и SiO_2.

Выявленные геохимические особенности Центрального участка, а именно, максимальное значение величины НКМ и приуроченность золота к группе Au-SiO_2-Na_2O, позволяют сделать вывод о возможном эффективном использовании присутствующих в породе светлых кварц-полевошпатовых, альбит содержащих образований в качестве цветового

признака для крупнокускового разделения методом фотометрической сепарации рудной массы Центрального участка на обогащённый золотосодержащий продукт и пустые породные куски на стадии предобогащения, что позволит на 30-35 % сократить объёмы переработки руды и оптимизировать технологию извлечения золота и серебра.

Результаты проведенных геохимических исследований подтвердили разделение площади месторождения на 3 участка, позволили выявить геолого-технологические признаки определить очерёдность отработки и варианты технологии. Целесообразная последовательность отработки выглядит следующим образом: 1-ая очередь - Центральный участок, затем Северо-Западный, последующий Юго-Восточный.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ НАТАЛКИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Михалицына Т.И.,[1] Никитенко Е.М.,[2] Фомина М.И.[1]

1 – Северо–Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан;

2 – ОАО «РиМ»

Рудовмещающими породами Наталкинского золоторудного месторождения являются гидротермально-метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста (алевролиты, песчаники, гравелиты с включениями туфогенного материала). Ведущий структурно-морфологический тип оруденения - жильно-прожилковый. Рудными телами являются зоны сближенных прожилков кварца с участками метасоматического окварцевания и редкими линзами и жилами кварца. Количество сульфидов в рудах не превышает 1-3 об.%, реже 5 об.%. Рудные минералы на 95-99% представлены арсенопиритом и

пиритом. Месторождение относится к пирит-арсенопиритовому минеральному типу золото-кварцевой формации [1].

В структурном отношении район Наталкинского месторождения находится в пределах Яно-Колымского орогенного пояса и приурочен к юго-западному крылу Аян-Юряхского антиклинория. Площадь месторождения принято подразделять на 3 участка (Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный), отличающиеся геолого-структурными особенностями и местоположением.

В связи с предполагаемой отработкой месторождения открытым способом и решением технологических задач, становится актуальным вопрос исследования вещественного состава руды на всех участках. В результате проведенных минералого-петрографических исследований установлено, что наиболее перспективной площадью для первоочередной эксплуатации является Центральный участок.

Центральный участок расположен в юго-западном крыле Наталкинской синклинали и примыкает к ее центральной, замковой части. Вмещающие породы хорошо рассланцованы, раскливажированны, с развитием прожилков кварц-полевошпатового состава мощностью от долей миллиметра до 1см, редко более. Прожилки образуют субпараллельные пучки и разноориентированные скопления (рис. 1, а).

В кластогенной части отмечается преобладание обломков сложенных альбитом и микрозернистым агрегатом кварц-альбитового состава (рис. 1, б). Наблюдается альбитизация калиевых полевых шпатов, развитие лимонита (до 3%), уменьшение количества серицита в цементе с увеличением доли хлорита (рис. 1, в). Проявляется интенсивное развитие карбоната в виде рассеянной вкрапленности по основному матриксу породы, агрегатных скоплений зерен неправильной формы, выполняющих межзерновое пространство и замещающих обломочный материал. Рудная минерализация (0,01–1,5%) распределена неравномерно. Среди рудных минералов установлен арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, марказит и самородное золото. Выделено две генерации арсенопирита, коротко- и тонкопризматический. С короткопризматическим арсенопиритом связано отложение основной части самородного золота

(рис. 1, г). Золото находится как в свободном состоянии в кварцевых жилах, так и в виде включений и срастаний с пиритом и арсенопиритом. Размерность золотин варьирует от 0,001 до 0,2 мм.

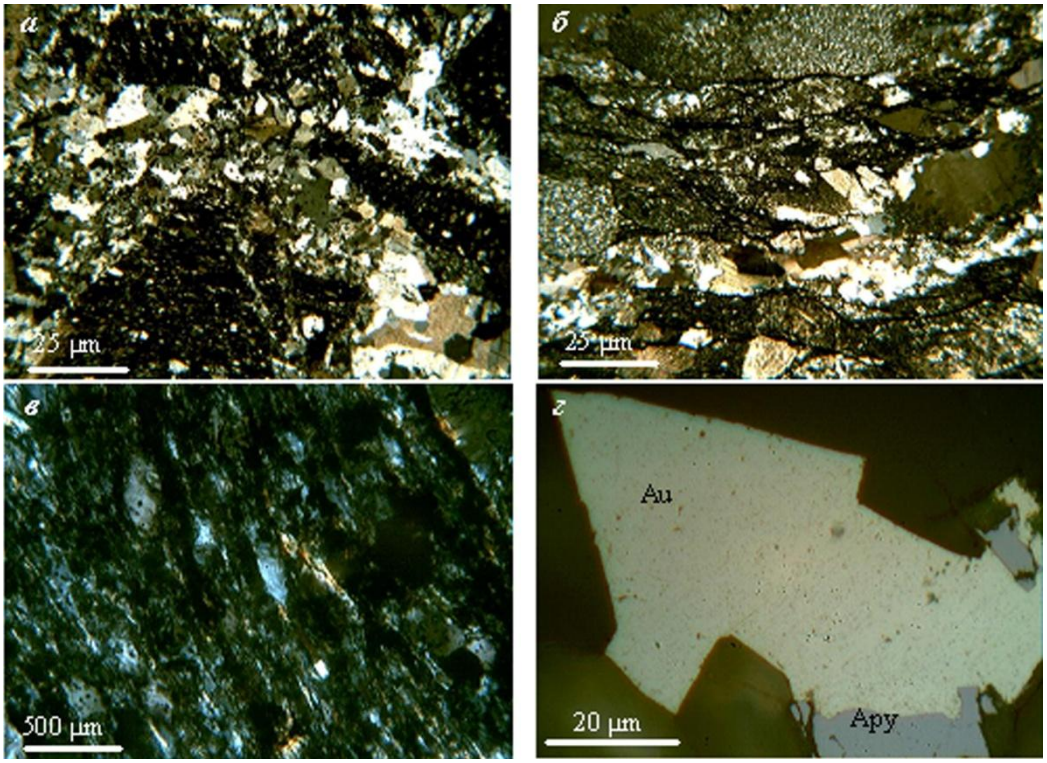


Рис. 1. Рудовмещающие породы Центрального участка Наталкинского месторождения: а) алевритисто-глинистые сланцы с кварц-полевошпатовым прожилкованием, обр. Т-9, шлиф. Ув. 25. Николи +; б) гравелиты, обр. Т-12, шлиф. Ув. 25. Николи +; в) основной матрикс гравелитов, шлиф. Ув. 500. Николи +; г) срастание арсенопирита и самородного золота, вмещающая среда - кварц, Ув. 1000.

Северо-Западный участок месторождения приурочен к северо-западному крылу Наталкинской синклинали, где породы имеют преимущественно моноклинальное залегание с крутым (50–60°) падением на северо-восток. Породы представлены главным образом туфогенными сланцами, содержащими большое количество прослоев песчаников и мелкогалечных конгломератов с развитием кварц-полевошпатовых прожилков. Рудные зоны имеют секущее залегание относительно преобладающего простирания вмещающих пород и отклоняются от него на 20-30°. *Юго-Восточный участок* месторождения приурочен соответственно к южной части Наталкинской синклинали, здесь

вмещающие породы имеют пологое, наклонное залегание. На этом участке развиты преимущественно глинистые сланцы. По минеральному составу породы отличаются снижением количества полевых шпатов, развитием лимонита (до 6%). Количество рудной минерализации на этих двух участках месторождения уменьшается до 1%, распределение которой неравномерно. Состав рудных минералов аналогичен Центральному участку. Отличительной чертой является отсутствие марказита, спорадическая встречаемость золота (Юго-Восточный участок) и развитие зоны окисления (халькозин, ковеллин и скородит). Самородное золото размером 0,1–0,07 мм отлагается в интерстициях кварца и срастается с короткопризматическим арсенопиритом.

Минералого-петрографические исследования рудовмещающих пород дают основание предполагать, что эффективное извлечение золота из руды Центрального участка возможно гравитационным обогащением в несколько стадий с последовательным выводом промпродуктов по классам крупности. При переработке руды Юго-Восточного участка необходимо учитывать присутствие минералов зоны окисления, в том числе, высокое содержание лимонита, поэтому, на стадии флотационного обогащения важно правильно подобрать флотореагенты. Во избежание переизмельчения мягких глинистых сланцев руды Юго-Восточного участка и сильно рассланцованных руд Центрального участка, особенно, при отработке верхних горизонтов, особое внимание следует уделять режимным параметрам работы шаровых мельниц.

Литература:

1. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Наталкинское золоторудное месторождение // Науч. изд. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. – 250 с.

СТАЦИОНАРНОСТЬ И ПАРИТЕТ НАДПОРЯДКОВЫХ СТРУКТУР ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИМЫКАЮЩЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Мишнин В.М.,[1] **Гриненко В.С.**[2]
1 – ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», ЦПСЭ, г. Якутск
2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Понятие «паратон» (по В.И. Драгунову), широко используемое при литостратиграфическом расчленении и палеогеографическом анализе отражает способность встречного фронтального проникновения индикаторных свойств и базовых характеристик соседствующих геологических объектов равного ранга из одного в другой и обратно. С учетом этого обстоятельства, академик Ю.А. Косыгин уделял особое внимание изучению анклавов (фрагменты складчато—дислоцированного платформенного чехла, ряды гранитоидных интрузий, глубокие троги в черносланцевом флишоидном заполнении и др.) типичных для подвижных тектонических поясов Северного полушария в пространстве древних платформ. Он также настаивал и на углубленном исследовании обратного явления — присутствие участков не смятого в складки осадочного слоя (районы пологих дислокаций, ареальное распространение пластовых траппов, гряды барьерных рифов и др.) характерных для чехла древних платформ в контуре подвижных поясов. Понятие «паритет» в геологии отражает равноправное и одинаковое долевое участие краевых фаций соседствующих бассейнов седиментации в формировании общего для них сквозного осадочного слоя. С учетом этих факторов авторами предпринята попытка доказательства стационарности и «паритета» тесно сближенных тектонических единиц субконтинентального ранга (Сибирская платформа, Верхояно—Чукотская складчатая система, Зона их сопряжения) на длительном отрезке геологического времени (более 3 млрд. лет).

Сибирская платформа. Кристаллический фундамент платформы состоит их двух мегакратонов (Якутский и Тунгусский) и разделяющего их подвижного раннедокембрийского пояса ориентированного по меридиану

100º в.д., осложненного поперечным коленообразным изгибом широтного простирания в бассейне Подкаменной Тунгуски. Точно такое же плановое устройство имеет фундамент (погребенная Восточно—Сибирская платформа) Верхояно—Чукотской складчатой системы. В нем в общую ортогональную решетку сгруппированы Эвенкский и Колымский мегакратоны и разделяющий их линеамент субмеридионального направления. Более того, Билякчано—Омолойский раздвиг (грабен), отделяющий фундаменты сопряженных платформ также ориентирован строго по меридиану и в районе Томпонского выступа имеет поперечное дизъюнктивное осложнение в виде «Верхоянского Колена». Таким образом, три докембрийских домена (две платформы и межплатформенный линеамент) своими простираниями жестко встроены в систему географических координат. Они связаны друг с другом явными отношениями устойчивого гомеоморфизма, что свидетельствует о длительной стационарности развития этих глубинных неоднородностей. Анализ карты поля силы тяжести с сечением изоаномал через 2 мГал показал, что связи гомеоморфизма распространяются сплошным образом во внутреннее пространство доменов, а также образующие их на более мелкие тектонические плотностные неоднородности (архейские кратоны и их ряды на древних платформах, положительные структуры первого порядка в зоне сопряжения).

В объеме осадочного слоя архейским кратонам соответствуют телескопированные из фундамента в чехол антеклизы, сводовые поднятия и выступы, а над межкратонными поясами происходило стадийное развитие авлакогенов, прогибов и синеклиз. Герцинским тектогенезом эти частные структуры были интегрированы в единую морфоструктуру центрального типа. Она включает Срединную депрессию (над фундаментом Вилюйской синеклизы) и опоясывающий её Субкольцевой вал над фундаментами Сюгджерской седловины, Анабарской, Непско—Ботуобинской (северная часть) и Алданской антеклиз. Оптимальная фигура аппроксимации этих сопряженных и противоположных по знаку амплитуды тектонических форм — плосковогнутый диск. Её происхождение можно объяснить нисходящим

(кора—мантия) тектоническим плюмом (мигрирующим очагом плавления), генерировавшим на домезозойском этапе полный антидромный ряд: габбро—долериты→трахибазальты→щелочно—ультраосновные комплексы с карбонатитами→нефелиновые сиениты→пикритовые порфириты→ кимберлиты).

Верхояно-Чукотская складчатая система. Фундамент этой системы имеет устойчивую структурную связь с кристаллическим основанием примыкающей древней платформы [1] в виде четырех продольных рядов архейских кратонов. В осадочном слое над кратонами размещены складчато-глыбовые и сводовые поднятия (Куларское, Нижне-Адычанское, Адычанское, Томпонское, Сунтар-Лабынкырское и др.) и щитовые массивы (Колымский, Омолонский, Охотский). Охотский массив наращивает по латерали четвертый ряд кратонов древней платформы, включающий западную и восточную половинки Алданского щита. Над межкратонными поясами формировались относительно узкие, но достаточно протяженные впадины, грабен—синклинали и прогибы. В процессе развития осадочного слоя (здесь также как и на Сибирской платформе), последовала интеграция его обособленных структур в общую морфоструктуру центрального типа, обладающую признаками полярной инверсии. В противоположность платформенному аналогу она в качестве эпицентра имеет не круговую впадину, а Срединное поднятие (над Колымским и Омолонским щитовыми массивами и Балыгычанским выступом) и опоясывающую его Субкольцевую депрессию (над Верхояно—Колымской и Чукотско—Бохапчинской складчатыми областями). Принятая фигура аппроксимации в таком варианте - плосковыпуклый диск. Её происхождение целесообразно увязать с восходящим «мантия—кора» тектоническим плюмом, генерировавшим на позднепалеозойско - мезозойском этапе полный гомодромный ряд: ультрабазиты → базиты → андезито-базальты → гранитоиды → лейкограниты. В объеме литосферы нисходящий и восходящий плюмы своим динамическим взаимодействием сформировали классическую (по И.Р. Пригожину) ячейку адвекции, регулировавшую стационарность и

паритет развития надпорядковых тектонических структур древней платформы и примыкающего складчатого обрамления.

Зона сопряжения. Эта геоструктура в плане имеет вид равнобедренного треугольника, обращенного своей острой вершиной строго на юг по географическому меридиану. С учетом господствовавшего направления морских трансгрессий он идентифицирован как «Охотско-Лаптевский клин», заключенный между побережьями Охотского и Лаптевского морей. Заполнение внутреннего контура клина бассейновыми осадками происходило в обратном направлении (с юга на север) по схеме «скользящего» углового раздвига. Предполагаемые центры бассейновой седиментации располагались в троговом пространстве Центрально-Азиатского подвижного пояса, за пределами Сибирской и Восточно-Сибирской платформ. Именно отсюда, в пределы этих тектонических единиц плавно мигрировали три волны (PR_2-C_1, C_2-T_1, T_{2-3}-K_1) мощного эпиконтинентального осадконакопления.

В Южном Верхоянье наиболее ранние ритмоциклиты (PR_2) заполняют Юдомо—Майский прогиб и желоб Сетте—Дабана. В Среднем Приленье синхронные им серии участвуют в формировании слоистой структуры Уринского авлакогена. В среднем палеозое (D_2-C_1) герцинской инверсией эти депрессионные формы были преобразованы в соизмеримые структуры положительного знака (сводовое поднятие, горст—антиклинорий и окраинный антиклинорий). На современной геологической карте краевые авлакогены преобразованные в горстовые выступы являются контрастными анклавами подвижного обрамления, далеко выдвинутого в восточном направлении в пространство смежных перикратонных опусканий (Алдано-Майское, Ангаро-Ленское). В целом на отрезке «Охотское море - море Лаптевых» конфигурация «клина» планово согласована с направлением межплатформенного Билякчано-Омолойского грабена и даже дублирует его характерный коленообразный изгиб в окрестностях Томпонского выступа.

К северу от этого изгиба Сибирская платформа во вторую волну миграционного процесса (C_2-T_1) подверглась прямому влиянию трансгрессий, наступавших уже не с юга, как при первой волне, а с севера и

северо-востока. Трансгрессии второй волны имели активную гидродинамическую связь с зарождавшимися супербассейнами Арктики и Пацифика.

На Сибирской платформе третья волна бассейнов осадконакопления отмечена заложением и разрастанием Предверхоянского краевого прогиба, а также смещением его особо тонкодисперсных фаций (сапропелевые илы, глины, лигниты, ленточный гумус и др.) в пределы Лено—Анабарского прогиба. Ускоренному развитию этих реперных событий способствовал также кратковременный поворот Верхояно—Чукотского геоблока по часовой стрелке в направлении сильно активизированного Пацифика.

Выводы:

1. Стационарность и паритет надпорядковых структур древней платформы и её складчатого обрамления - результат поэтажного воздействия тектонического процесса на земную кору континента Евразия. На уровне нижнего этажа (кровля кристаллического фундамента) доминирует сквозная (платформа - складчатая область) ортогональная решетка из продольных и поперечных рядов архейских кратонов, конформно вписанная в географическую систему координат. На уровне верхнего этажа (осадочный слой и его внутренние контрастные разделы - по кровле платформенной карбонатной плиты и по кровле ВТК) базовые ячейки ортогональной решетки нижнего этажа (фундаменты Сибирской и Восточно—Сибирской платформ) трансформированы в равновеликие морфоструктуры центрального типа.

2. Фигурами аппроксимации морфоструктур верхнего этажа избраны: а) плосковогнутый диск в контуре экспонированной Сибирской платформы (восточная половина); б) плосковыпуклый диск в контуре погребенной Восточно-Сибирской платформы.

3. В модельном разрезе литосферы обе фигуры аппроксимации образуют ячейку адвекции, с нисходящей (в контуре Сибирской платформы) и восходящей (в контуре Восточно-Сибирской платформы) геодинамическими ветвями, над эквивалентными по размерам плюмами — «кора—мантия» и «мантия—кора».

Литература:

1. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Эпикратонный периметр Верхояно-Колымской складчатой области и его зеркальный георазделл – главные факторы структуро- и рудообразования в земной коре региона // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Москва, 28 января – 1 февраля 2014 г. Т.2. Москва: Изд-во «Гео», 2014.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ТЕРРИГЕННОГО ВЕНДА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Моисеев С.А.[1], Лебедев М.В.[2], Фомин А.М.[1], Топешко В.А.[1]

1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск;

2 – Тюменский нефтяной научный центр (ООО «ТННЦ»), г. Тюмень

Действующая в настоящее время стратиграфическая схема была принята в 1989 г. четвёртым Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием. Она стала более дробной, по сравнению со схемой 1983 г. [1]. Выявление закономерностей изменения разреза осадочного чехла обусловили выделение новых свит. Эта схема, по тем временам, была достаточно революционной. В ней отражена компромиссная (на тот момент) точка зрения на стратиграфию Сибирской платформы, были выделены региональные горизонты и перерывы в осадконакоплении. Терригенный вендский комплекс Непско-Ботуобинскойантеклизы представлен непским и тирским региональными горизонтами вендского возраста, ограниченными эрозионными поверхностями [1].

Различный литологический состав рассматриваемых стратонов позволил выделить на рассматриваемой территории пять зон, относящихся к двум районам: Сюгджеро-Непскому и Предпатомско-Вилюйскому.

Сюгджеро-Непский район характеризуется сульфатно-карбонатным составом тирского горизонта и наличием пачки ботуобинских песчаников в его основании. На территории исследования в составе района выделяются Ботуобинская, Пеледуйская зоны. Предпатомско-Вилюйский район характеризуется наличием пачек каменной соли в тирском горизонте, глинисто-карбонатным составом непского горизонта. В составе района выделены Нюйская и Вилючанско-Ыгыаттинская зоны [1].

Моисеевым С.А. [2] было показано, что в южных районах Непского свода величина предтирского (в нашем понимании предверхненепско-тирского) размыва резко затухает. Иными словами, на этой территории залегание хамакинской пачки песчаников на нижнепаршинских аргиллитах можно рассматривать как условно согласное. Южную границу интенсивного проявления рассматриваемого размыва можно провести на юго-западе рассматриваемой территории между Талаканской и Нюйской площадями, далее на северо-восток - между Нижнехамакинской и Чаяндинской, Озерной площадями, далее - между Хотого-Мурбайской и Монулахской площадями и на востоке территории - между Иктехской и Верхневилючанской площадями.

По литологическому составу рассматриваемые разрезы можно условно отнести к двум типам: карбонатно-терригенному и преимущественно терригенному. Границу между ними можно провести между Верхневилючанской, Суларской площадями, с одной стороны, и остальными рассматриваемыми площадями - с другой.

И, наконец, в скв. Пеледуйская-753, Паршинская-1 было установлено существенное увеличение толщины терригенных отложений венда, по сравнению с ранее описанными разрезами.

Вариант предлагаемого районирования рассматриваемой территории приведен на рис. 1. Нами предлагается выделить два района: Сюгджерско-Непский (Г) и Предпатомско-Вилюйский (Д). В качестве квалификационного признака их выделения предлагается граница распространения предверхненепско-тирского размыва. В Сюгджеро-Непском районе предлагается выделить две зоны Ботуобинскую ($Г_1$) и Хамакинскую ($Г_2$). Юго-восточная граница этих зон проводится по границе

распространения предверхненепско-тирского размыва, а граница между этими зонами - по границе распространения хамакинского продуктивного горизонта. В Предпатомско-Вилюйском районе предлагается выделить три зоны: Вилючанско-Ыгыаттинскую ($Д_1$), Пеледуйскую ($Д_2$) и Нюйскую ($Д_3$). В качестве северо-западной границы Вилючанско-Ыгыаттинской зоны принята граница затухания предверхненепско-тирского размыва, в качестве восточной - граница смены типов разреза. В качестве северо-западной границы Пеледуйской зоны принята граница затухания предверхненепско-тирского размыва, в качестве восточной - граница смены типов разреза. В качестве северо-западной границы Нюйской зоны принята граница резкого увеличения толщины отложений, в качестве восточной - граница смены типов разреза.

В ходе корреляции разрезов скважин в Сюгджеро-Непском районе было показано, что в подошве терригенной ботуобинскойподсвиты отсутствует региональный перерыв в осадконакоплении [3, 5]. Проведенное И.Н. Вараксиной и др. [4] детальное литологическое изучение керна из скважин Среднеботуобинского месторождения также показало отсутствие предботуобинского перерыва. Следовательно, отделение ее от нижележащих терригенных отложений является искусственным. Поэтому предлагается ботуобинские песчаники включить в состав верхнепаршинской подсвиты. Очевидно, что кровля терригенных отложений является более значимой и надежной границей, чем подошва ботуобинских песчаников. Переход от нижележащих глинистых отложений к ботуобинским песчаникам осуществляется постепенно, через переслаивание.

Характерной особенностью терригенных отложений венда в Ботуобинской зоне является залегание отложений аналога верхнепаршинской подсвиты на региональной эрозионной поверхности, срезающей различные уровни подстилающих отложений. Следовательно, выделение здесь аналога паршинской свиты противоречит требованиям Стратиграфического кодекса. Поэтому терригенные отложения венда здесь предлагается расчленять на талахскую, арылахскую и чаяндинскую свиты [5].

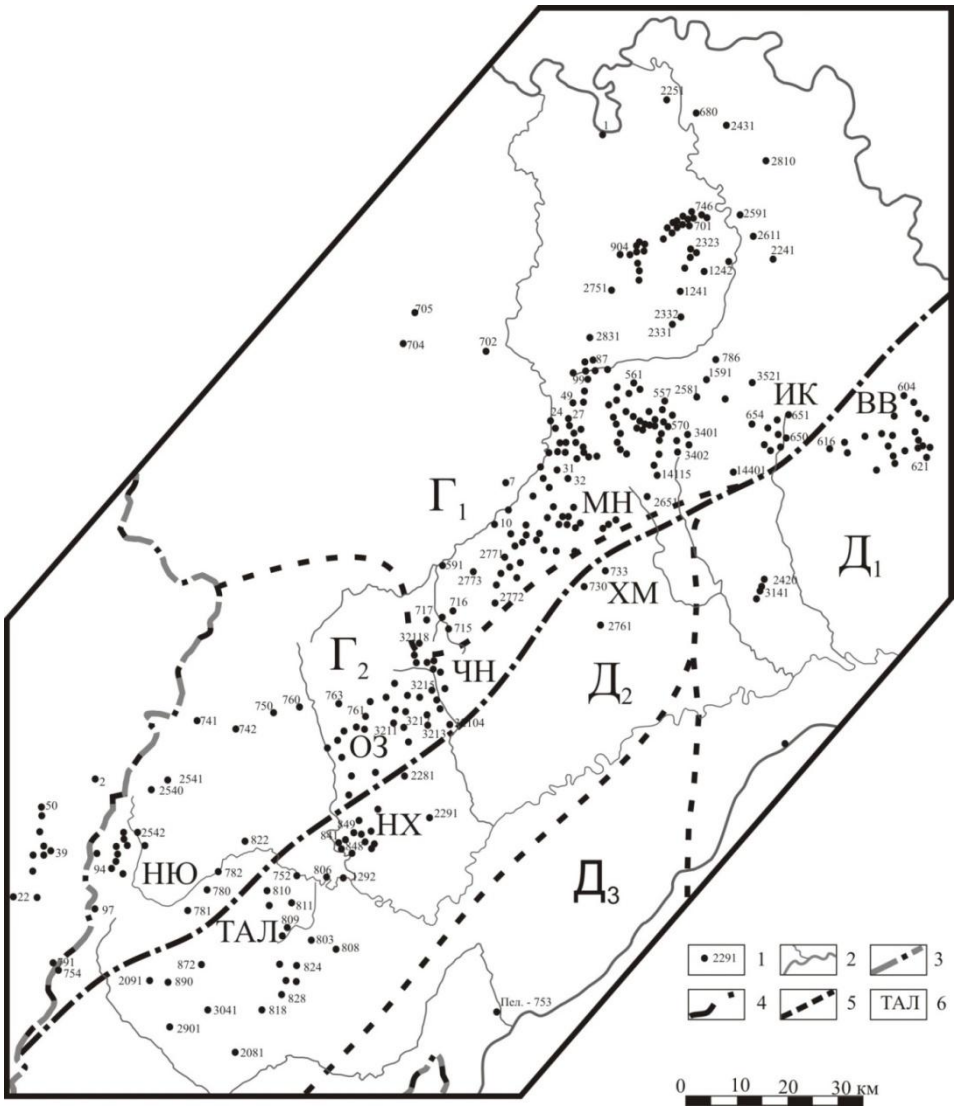


Рис. 1. Схема фациального районирования терригенных и терригенно-карбонатных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинскойантеклизы.

1 - поисковые и разведочные скважины; 2 - гидросеть; 3 - граница Республики Саха (Якутия); 4 - граница структурно-фациальных районов; 5 - границы структурно-фациальных зон; 6 - площади разведочного бурения, упомянутые в тексте: ТАЛ - Талаканская, НЮ - Нюйская, НХ - Нижнехамакинская, ОЗ - Озерная, ЧН - Чаяндинская, ХМ - Хотого-Мурбайская, МН - Монулахская, ИК - Иктехская, ВВ - Верхневилючанская, СЛ - Суларская; 7 - положение типовых разрезов терригенного венда; Г - Сюгджеро-Непский район: $Г_1$ - Ботуобинская зона, $Г_2$ – Хамакинская зона; Д - Предпатомско-Вилюйский район: $Д_1$ - Вилючанско-Ыгыаттинская зона, $Д_2$ - Пеледуйская зона, $Д_3$ - Нюйская зона.

На территории Вилючанско-Ыгыаттинской зоны предлагается обособить талахскую, бесюряхскую, ынахскую, харыстанскую и

чаяндинскую свиты (рис. 2). Первые четыре свиты предлагается принять в ранее утвержденных объемах. Чаяндинскую свиту здесь предлагается выделять на следующих основаниях. Как уже было показано, харыстанские песчаники перекрывают предтирскую эрозионную поверхность – вся толща терригенных отложений между подошвой харыстанских песчаников и подошвой карбонатов бюкской свиты была объединена в ботуобинскую подсвиту [1].

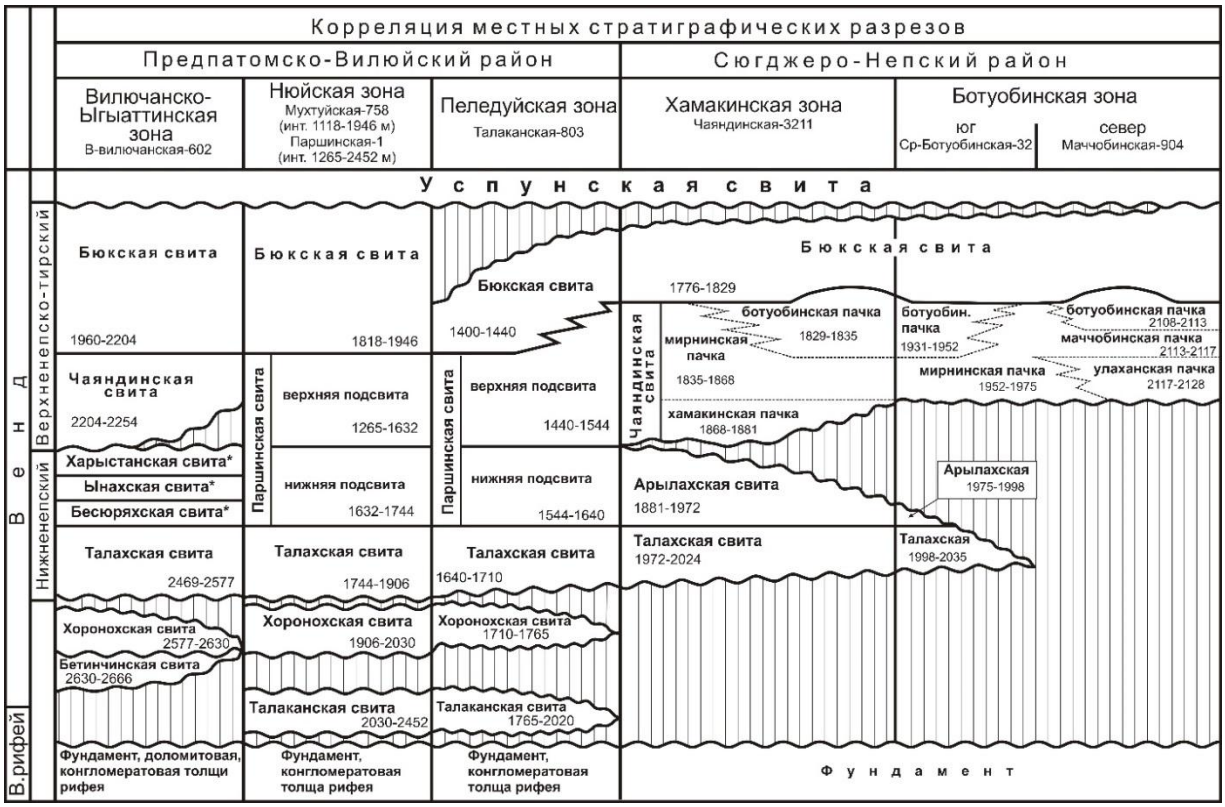


Рис. 2. Стратиграфическая схема терригенных отложений венда северо-восточной части Непско-Ботуобинскойантеклизы

*- интервалы залегания свит: бесюряхская (2366-2469 м), ынахская (2298-2366 м), харыстанская (2254-2298 м).

В кровле терригенных отложений выделен пласт слабоалевритовых аргиллитов с повышенной радиоактивностью – аналог нижней части мирнинской пачки [5]. Исходя из этого, разрез чаяндинской свиты Вилючанско-Ыгыаттинской зоны является аналогом хамакинской и мирнинской пачек стратотипической местности. Лишь в самой северо-

восточной ее части (север Иктехской площади) в разрезе появляется ботуобинская пачка песчаников.

На территории Нюйской и Пеледуйской зон предлагается выделять талахскую и паршинскую свиты в соответствии с ранее утвержденной схемой [1].

По мнению авторов, использование приведенной стратиграфической схемы позволит более чётко и обоснованно выполнить прогноз распространения продуктивных пластов терригенного венда в районе исследования и прилегающих территориях, что должно привести к открытию новых структурно-стратиграфических и структурно-литологических залежей углеводородов.

Литература:

1. Вараксина И.В., Хабаров Е.М., Пушкарева М.М. Региональные перерывы в осадконакоплении и некоторые вопросы корреляции вендских отложений Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизы // Материалы VIII Международной научной конференции «Интерэкспо Гео-Сибирь». Конференция 2. - Т. 2. – Новосибирск: СГГА, 2012. - С. 82-86.

2. Лебедев М.В., Моисеев С.А. Результаты детальной корреляции терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2012. - № 8. – С. 4-13.

3. Моисеев С.А. Геологическое строение и особенности оценки и разведки месторождений нефти и газа северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. - Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН. - 1997. - 17 с.

4. Следина А.С. Геологическое строение и нефтегазоносность терригенных отложений венда Непского свода // Материалы VI Международной научной конференции «Интерэкспо Гео-Сибирь». - Т. 2. Ч. 2 – Новосибирск: СГГА, 2010. - С. 8-12.

5. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС. - 1989. - 64 с.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИМПИЧЕ (ПРИТОК БЫТАНТАЯ)

Мурзин Ю.А., Жижин В.И.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В 2011 году проведены геокриологические исследования в бассейне реки Кимпиче (приток реки Бытантай, берущей истоки с центральной части Верхоянского хребта и впадающий в реку Яна). Здесь открыто одно из месторождений серебра.

Месторождение располагается в Эвено-Бытантайском улусе, рельеф на площадипредставлен преимущественно интенсивно расчленённым среднегорьем с абсолютными отметками 800-1300 м, пологими водоразделами, крутыми склонами и корытообразными долинами ручьев.

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Среднегодовая температура воздуха составляет -15,9°С. Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой -45,1°С, а наиболее тёплый – июнь с температурой 9,9°С.

По геодинамическому районированию исследуемая территория находится в Сартангском синклинории Верхоянского складчато-надвиговогопояса. На площади рудопроявления в естественных обнажениях, канавах и бурением вскрыты терригенные толщи, которые по возрасту соответствуют пермской системе: халджинская, сюренская и дулгалахская свиты. Эти толщи перекрыты рыхлыми отложениями четвертичного возраста. Непосредственно в пределах сереброрудного проявления Кимпиче расположены зоны пересечения крупных разрывных нарушений. Пермские и триасовые терригенные толщи сложены переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Четвертичные отложения занимают около 30% площади и распространены, главным образом, в долинах крупных водотоков – Бытантая, Кимпиче, Нюэле и др. Выделяются ледниковые отложения верхнечетвертичного (зырянского) оледенения; аллювиальные отложения каргинского

межледниковья, ледниковые, водно-ледниковые и озерные отложения сартанского оледенения; современные отложения, представленные аллювием первой надпойменной террасы, русел и пойм рек. Рыхлые четвертичные отложения имеют мощность, которая в отдельных случаях значительно превышает 10 м.

Суровые климатические условия района обуславливают развитие сплошной толщи многолетнемёрзлых горных пород (МПП) [Мурзин, Мисайлов, Железняк, 2013]. Анализ измерений температур в скважинах показал, что температура горных пород на подошве слоя годовых колебаний изменяется от -6,2°С до -6,9°С, геотермический градиент равен 2,3°С/100 м, а мощность мёрзлой толщи составляет 330-350 м. На геолого-геотермическом профиле видно, что изотермы плавно повторяют контуры дневной поверхности (рис. 1). Можно предположить, что под отдельными гольцовыми вершинами, с отметками, превышающими 1000 м, мощность ММП может достигать 400-450 м.

Отрицательные среднегодовые температуры, сложное геологическое строение, сплошное развитие ММП обусловили в Верхоянье и непосредственно на участке Кимпиче формирование различных видов подземных льдов, которые влияют на образование криогенных форм рельефа.

В гольцовой зоне водораздела на склонах средней крутизны в предвершинной части образованы нагорные террасы. Максимальные высотные отметки водоразделов, на которых присутствуют нагорные террасы, чуть более 1000 м. Площадки нагорных террас сформированы на отметках 900-950 м. Высота их уступов достигает 10 м, протяжённость несколько сотен метров, а крутизна бортов не превышает 45°.

На плоских площадках нагорных террас формируются многочисленные солифлюкционные потоки, состоящие из щебнисто-супесчано-суглинистого материала. Их образование обусловлено движением переувлажнённого тонкодисперсного материала вниз по пологой промороженной площадке нагорной террасы. Протяжённость солифлюкционных потоков составляет 5-10 м, ширина 1-3 м, при высоте фронтального уступа до 1 м. Кроме солифлюкционных потоков на таких

площадках образованы пятна «медальоны». Их образование обусловлено пучением и морозной сортировкой супесчано-щебнистого материала. Чаще всего пятна «медальоны» имеют округлую форму. Их высота не превышает 0,5 м, при диаметре от 1 до 1,5 м.

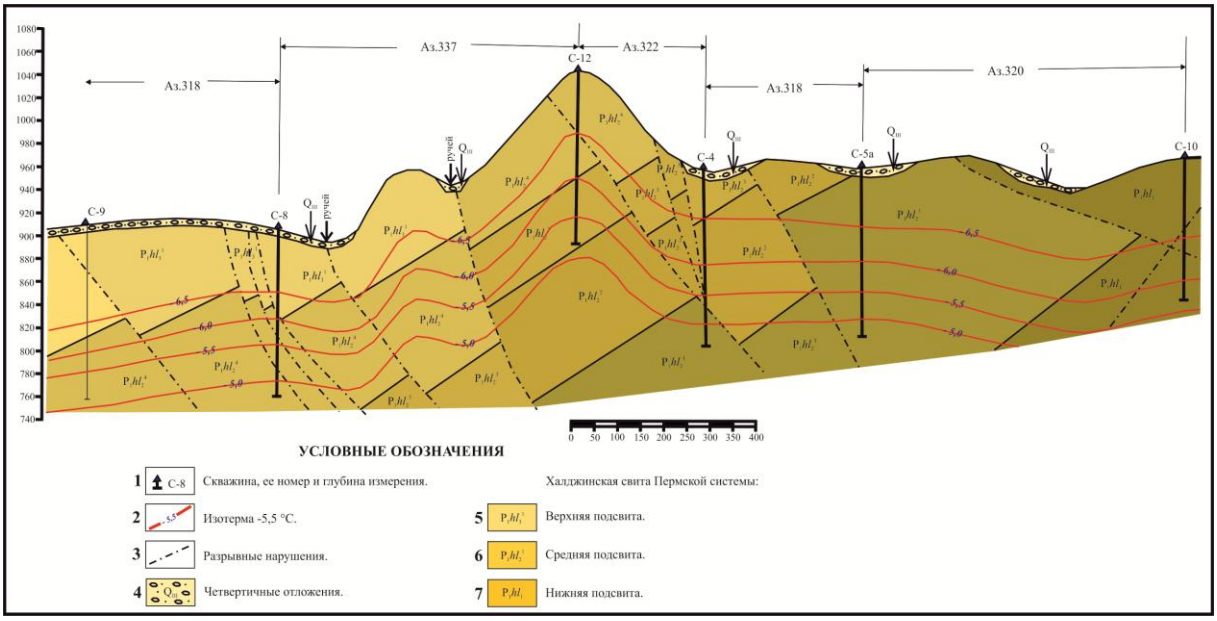


Рис. 1. Геолого-геотермический разрез по линии скважин.

Во многих местах, на склонах средней крутизны, отмечается массовое движение щебнистого материала вниз по склону. Чаще всего движение обломочного материала приурочено к ложбинам стока, по которым происходит интенсивный сток воды после выпадения осадков. По ложбинам стока происходит вынос супесчаного материала. Накапливаясь в нижней части склона, тонкодисперсный материал формирует конуса выносов, которые сливаясь между собой, образуют мощный чехол склоновых наносов с высоким содержанием подземного льда.

Маршрутное обследование территории, изучение обнажений показало, что на площади месторождения Кимпиче, в наносах пологих склонов широко развиты подземные льды. Для примера приведём описание обнажения в термоэрозионном овраге, возникшего при строительстве и эксплуатации вездеходной дороги, в нижней части пологого склона северо-западной экспозиции правого борта долины ручья Граничный. Протяжённость этого оврага более 100 м. Высота стенок его бортов в

отдельных местах достигает 3 м. При зачистке обнажения был вскрыт подземный лёд, который появляется с глубины 1 м и прослеживается на всём протяжении оврага, плавно повторяя контуры дневной поверхности. Видимая мощность льда более 1 м, а его мощность по косвенным признакам оценена в 4-5 м. Лёд мутный, имеет много пузырьков воздуха, изредка встречаются грунтовые прослойки. Предположительно это лёд полигенетического происхождения (инъекционный, сегрегационный, повторно-жильный и др.), он имеет площадное распространение, протягиваясь широкой полосой вдоль подножия пологих склонов (рис. 2).

Не смотря на широкое распространение такого подземного льда, близко залегающего от дневной поверхности, развитие термокарста имеет ограниченный характер. Это, вероятно, обусловлено низкими температурами горных пород и большими запасами в них холода. Данная территория относится к области с высокой термической устойчивостью [Малкова и др., 2011].

Зарождение термокарста, в виде отдельных воронок и канав, мы наблюдали на площадках расчищенных бульдозером для проведения буровых работ. Обычно, прежде чем начинать буровые работы, под буровую установку готовится площадка. Для этой цели снимается верхний горизонт рыхлых отложений, часто обнажая коренные породы.

Рис. 2. Подземный лёд в нижней части пологого склона

Так при обследовании площадки скважины №136, пробуренной в 2009 г., были отмечены протяжённые (более 10 м), зигзагообразные термокарстовые просадки по трещинам в коренных породах. Ширина трещин достигает 0,3 м, а глубина более 2 м. Чаще всего эти трещины засыпаны щебнем и на поверхности прослеживаются только глубокие канавы. Всего на месторождении таких площадок было обследовано более 10 и практически на всех площадках имеются термокарстовые просадки. Объясняется это тем, что коренные породы на участке Кимпиче в основном алевролиты, которые интенсивно трещиноваты и заполнены льдом.

В одном из маршрутов, в верховьях ручья Лагерный, на восточном склоне, в ложбине стока, между горизонталями 880-870 м, была обследована термокарстовая воронка. Диаметр этой воронки около 20 м, в её центральной части, на поверхности коренных пород, хорошо выражена протяжённая щель. Вода, стекающая в центральную (наиболее низкую) часть воронки с шумом уходит в эту тектоническую трещину и затем в виде трёх грифонов (источников) выходит на поверхность в долине ручья (абсолютная отметка 865 м). Таким образом, мы наблюдаем, что в пределах участка Кимпиче, на развитие термокарста влияет тектоническая деятельность, хотя это и не так ярко выражено как в долине реки Кючюс [Мурзин, Жижин, 2013].

На основании геотермических наблюдений, сделаны следующие выводы:

- суровые климатические условия исследуемого района обусловили формирование сплошной толщи мёрзлых пород мощностью 330-350 м, с температурой на подошве слоя годовых колебаний от – 6,2° до -6,9°С;

- в предвершинных частях водоразделов развиты нагорные террасы, солифлюкционные потоки, площадки «медальоны»;

- отложения конусов выноса в подножии склонов интенсивно проморожены;

- в отложениях на пологих склонахприсутствует полигенетическая толща подземного льда мощностью более 5 м;

- образование термокарстовых форм на площадиимеет ограниченноераспространение и обусловленодизъюнктивными дислокациями и антропогенным воздействием.

Литература:

1. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мёрзлых пород при современных изменениях климата // Криосфера земли. – 2011. – Т.XV, №4. – С.33-36.
2. Мурзин Ю.А., Мисайлов И.Е., Железняк М.Н. Геокриологические условия в бассейне ручья Кимпиче (приток р. Бытантай) // Вопросы географии Якутии. Вып. 11. Влияние изменений климата на природные процессы криолитозоны. Якутск. 2013. С. 133-139.
3. Мурзин Ю.А. Жижин В.И. Геокриологические условия месторождения Кючюс // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы всероссийской научно-практической конференции 2-4 апреля 2013 г. Т II. Якутск. 2013. С. 33-36.

ГЕОЛОГИЯ И ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Мустафин С.К.
Башкирский государственный университет, г. Уфа

Геолого-геоморфологические особенности развития Уральской провинции - длительность мезо-кайнозойского континентального этапа, глубокое выветривание коренных пород, широкое выравнивание рельефа - привели к большому разнообразию возрастных, генетических и морфологических типов россыпей золота. Наряду с повсеместно развитыми четвертичными россыпями известны неогеновые, палеогеновые, меловые и юрские месторождения. Основу сырьевой базы составляют мелкозалегающие россыпи малых и средних долин; возрастает значение россыпей толщ повышенной мощности (до 50-60 м и более) и техногенных.

Россыпи приурочены к долинам современной и погребенной гидросети: русловые, долинные, террасовые, ложковые, карстовые; в ряде долин золотоносны отложения мезозойских и третичных депрессий.

Промышленные концентрации золота в депрессиях, как правило, приурочены к горизонтам грубообломочных каолинизированных галечников и песков. Мезо-кайнозойские россыпи характеризуются мелким золотом и большим количеством глинистого материала.

Размеры россыпей Урала различны: протяженность - от десятков метров до десятка километров, ширина промышленного контура - до 300-400 м, глубина залегания - до 30 м и более. На объекты Свердловской областиприходится 64,4 % запасов и 81,9 % добычи региона, Челябинской-20,4 % запасов и 11,4 % добычи, Пермского края 11,1 % запасов. Запасы и добыча в Оренбургской области и Республике Башкортостан (РБ) невелики.

На территории Южного Урала в пределахРеспублики Башкортостан (РБ) известно около 300 россыпей золота. За весь период эксплуатации - около 200 лет из россыпей здесь добыто более 87 т учтённого металла [1].

Промышленные россыпи сосредоточены в Авзяно-Белорецком Баймакском, Сибайском и Учалинском рудно-россыпных районах.

Основная часть промышленных запасов металла сосредоточена в аллювиальных россыпях; делювиально-аллювиальные объекты менее продуктивны. Возраст золотоносных отложений неоплейстоценовый, эоплейстоценовый; плиоценовые и миоценовые россыпи развиты слабее; выделяются долинные, террасовые и ложковые россыпи.

Большинство россыпей восточного склона Башкирского Урала можно являются комплексными по составу минерального сырья, поскольку в них нередко отмечается наличие минералов группы платины в содержаниях до 2-3% относительно содержания самого золота.

В гранулометрическом отношении преобладает золото мелкого (до 0,5 мм) и среднего (0,5-1,0 мм) классов. Россыпи с преобладанием крупного золота немногочисленны; встречаются самородки весом 400-800 г наиболее крупный из задокументированных – «Ирендыкский медведь» весом 4788 г. Окатанность россыпного золота различна, встречаются

сохранившиеся дендриты, однако чаще преобладает средняя и хорошая. Слабоокатанное золото нередко в сростках с кварцем обычно приурочено к вершинам ложковых россыпей. Пробность самородного золота различных россыпей региона колеблется от 800 до 960.

В золотоносных аллювиальных отложениях, локализованных в широких разработанных долинах рек Миасс и Урал доля обломков валунно-галечной размерности определяется 20-30%; для отложений объектов расположенных в зоне резко расчленённого рельефа (долина р. Авзян) она намного выше - 40-65%; обломки гравийно-песчаной размерности представляют 20-50%, а глинисто-алевритовая составляющая-20-40%; в делювиально-аллювиальных россыпях переходящих в аллювиальные доля последней возрастает, достигая 65%.

В целиковых россыпях концентрация золота приплотиковая пластовая. Максимальные содержания металла устанавливаются в струях, сложенных грубообломочным аллювием с глинистым заполнителем.

В плане россыпи лентовидные, с шириной промышленного контура до 20-40 м в долинах водотоков I-IIпорядков, 100-300 м в долинах III-IV порядков. Протяжённость россыпей колеблется от 1,5 – 2 км до 6-10 км. Сближенная группа россыпей р. Миасс объединена в дражный полигон.

Мощность продуктивного слоя тяготеющего к тальвегам и палеотальвегам долин не превышает 2-3 м, редко достигая 4-6 м. Глубина залегания россыпи составляет 2-12 м, возрастая в палеоврезах 15-70 м.

Большинство промышленных россыпей затронуто разработкой, при этом значительное число объектов, особенно расположенных в долинах водотоков I-IIпорядков, затронуто открытыми и подземными выработками, пройденными, так называемым, мускульным способом много ранее. Наиболее крупные россыпи перемыты с применением современной высокопроизводительной техники – гидровашгертами и драгами. Однако анализ данных по результатам разведки и эксплуатации россыпей показал, что ресурсы россыпного золота региона далеко не исчерпаны [1].

Перспективны фланги месторождений, межблоковые и бортовые целики, недозачищенные плотики, «головки» гале-эфельных отвалов и др.

В геоморфологическом отношении благоприятными для обнаружения новых россыпей в регионе являются долины с корытообразным поперечным профилем, врезанные в умеренно приподнятые морфоструктуры с грядово-мелкосопочным и столовым рельефом. Для долин I-IV порядков благоприятным признаком развития россыпной золотоносности является наличие хорошо разработанной лестницы террас – от первой надпойменной поздненеоплейстоценовой до высоких плиоцен-миоценовых.

Наиболее распространенной примесью самородного золота - Ag, постоянно присутствуют: Cu, Fe, Pb, Hg, реже отмечаются – As,Sb, Zn, Bi, Te, Se, к редким относятся примеси Pt, Pd, Os и Ir.

В комплексной россыпи Тарлау (бассейн р. Урал) выявлены важные в генетическом отношении агрегаты минеральных фаз: туламинита Pt_2FeCu в сростках с хромпикотитом $(Mg,Fe)Cr_2O_4$; самородного иридия с ферроплатиной (Pt_3Fe); самородного иридия с серпентином $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$; рутенистого осмия с форстеритом $Mg_2[SiO_4]$; иридистого осмия с форстеритом; а также отдельных фаз рутенистого иридия и самородного осмия. Иридосмин из россыпи содержит (мас.%): Ru (8,53-9,56), незначительные примеси Cu (0,6) и Fe (0,42). Элементы-примеси в самородном золоте надёжные индикаторы коренногоисточника. Для ряда россыпных месторождений отмечается весьма существенная, в отдельных случаях до 75% и более, доля весьма мелкого (– 0,25 + 0,1 мм), тонкого (-0,1 +0,05 мм) и пылевидного (-0,05 +0,01 мм) классов самородного золота от общей массы металла. Такое золото гидравлическим способом не извлекается и накапливается в эфельных отвалах, формируя техногенные месторождения. Ранее мелкое золото извлекали амальгамацией.

Техногенная амальгама золота установленная в эфельных отвалах россыпи долины р. Авзян отвечает по составу фазе Au_6Hg_5 (рентгеновская плотность ρ=16,872 г/см^3). Зёрна самородного золота покрыты техногенной плёнкой состава Au_6Hg_5, Au_5Hg_8, обладающей специфической коррозионной структурой поверхности. Современные центробежные концентраторы и винтовые шлюзы высокой производительности минимизируют техногенное воздействие на окружающую среду[3].

Результаты изучения распределения и форм нахождения золота в минеральном сырье коренных источников питания россыпей различных регионов, указывают на наличие наночастиц, актуальность учёта которых сегодня подтверждается специализированными исследованиями[2].

Оптимизация региональных минерагенических исследований рудно-россыпных районов Южного Урала и отдельных объектов, включая разнотипные комплексные по составу минерального сырья современные россыпи сегодня требует сочетания возможностей ГИС- и нанотехнологий.

Литература:

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые республики Башкортостан (россыпное золото). Ч.2. Уфа: Гилем, 2006. – 287 с.
2. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). СПб.: DELTA, 2006. – 220 с.
3. Мустафин С.К. Атлас самородного золота руд, россыпей и техногенных объектов Южного Урала. Мат-лы. конф., посвящ. 100-летию Н.В.Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М: ИГЕМ, 2010. С.215-218.

ЗАДАЧИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ СТАРЫХ ГОРНОРУДНЫХ РЕГИОНОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Мустафин С.К.
Башкирский государственный университет, г. Уфа

Для старых регионов добычи, обогащения и переработки минерального сырья к каковым относится Южный Урал, включая и территорию Республики Башкортостан (РБ), актуальными становятся проблемы прикладной минералогии, обусловленные снижением качества минерального сырья, растущими объёмами отходов добычи и обогащения, необходимостью решения задач экологического содержания.

Снижение качества минерального сырья, при разработке традиционных для территории медноколчеданных месторождений, обуславливает необходимость совершенствования технологии обогащения сульфидных руд для их комплексного использования, и снижения потерь ценных компонентов при обогащении флотацией.

В комплексных рудах медно-колчеданных месторождений Учалинского, Западно-Озёрного, Ново-Учалинского, Октябрьского Сибайского, Подольского, Юбилейного, наряду с Cu и Zn в качестве ценных компонентов присутствуют: Au, Ag, Cd, In, Se, Te и др.; имеются данные о концентрации элементов группы платины (PGE). Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% Au и 40% Ag, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или, так называемого, «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах.

Низкие технологические показатели извлечения Au из Cu-Zn руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм его нахождения и распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению Au.Внедрение новых технологий, включая кучное и подземное выщелачивание, требует особых подходов к оценке технологических, в первую очередь минералогических, параметров сырья, в частности установления форм нахождения и распределения ценных примесей включая Au (извлечение которого не превышает 20%), Ag и PGE. Перспективной представляется технология гидрометаллургии для эффективного вовлечения в освоение комплексных по составу руд зоны окисления медноколчеданных месторождений. Однако недостаточная изученность минералогических параметров комплексного сырья не позволило получить положительный результат при испытании кучного выщелачивания меди из бурых железняков месторождения Бакр-Узяк.

Перспективным является вовлечение пород вскрыши в производство, весьма дефицитного для большинства субъектов РФ, качественного щебня как минерального каркаса бетонов и асфальтобетонов при промышленном и дорожном строительстве. Результаты исследования минерального

состава, текстурно-структурных свойств и особенностей эпигенетических изменений пород создают предпосылки для управления качеством асфальтобетонных смесей, поскольку определяют адгезионные свойства поверхности зёрен щебня по отношению к нефтяным битумам различных производителей и позволяют целенаправленно разрабатывать адгезионные присадки, способные оптимизировать взаимодействие минерального каркаса и битума в составе асфальтобетонной смеси для повышения качества и срока службы дорожных покрытий. Данные о минеральном составе и текстуре пород позволяют оценить лещадность (нормируемый показатель количества зёрен уплощённой и игловидной форм), получаемого щебня, исследование поверхности зёрен, позволяют прогнозировать особенности взаимодействия минерального каркаса с битумом и оценить неэффективные потери последнего, достигающие при высокой кавернозности поверхности зёрен щебня до 14%.

Для уникальных по составу природнолигированных руд Зигазино-Комаровской группы месторождений железа камнем преткновения является агрегативное – текстурно-структурное состояние минерального сырья, обусловленное высокой долей охристых руд, обуславливающих высокий (до 40%) уровень технологических потерь ценного сырья, объемы накопленных отходов которого составляет порядка 70 млн. т.

Комплексное освоение минеральных ресурсов как основа рационального недропользования предполагает всестороннее изучение минерального состава разнотипного сырья. Примером является наличие в аллювиальных золотоносных россыпях, минералов платиноидов, в количествах позволяющих оценивать сырьё объектов как комплексное. Рентгеноструктурный анализ минералов комплексной по составу современной аллювиальной россыпи Учалинского района позволил выявить фазы туламинита (Pt_2FeCu), самородного иридия (Ir), ферроплатины (Pt_3Fe), рутенистого осмия (OsRu), иридистого осмия ($Os_{13}Ir_7$), рутенистого иридия ($Ir_{53}Ru_{47}$), самородного осмия (Os).

Особое место в регионах осуществления продолжительной и масштабной деятельности по добыче, обогащению и переработке минерального сырья занимают минералогические задачи освоения

техногенного минерального сырья, представленного широким спектром твёрдых отходов добычи: отвалы некондиционных руд (содержание ценных компонентов в лежалых отвалах которых выше, чем в добываемом сегодня сырье) и вскрышные породы (щебень); отходов обогащения (хвосты флотации медноколчеданных руд и пиритный концентрат) и др.

Перспективы золотодобычи региона связаны с переработкой накопленного в значительных объёмах (млн. т.) разнотипного техногенного минерального сырья представленного: хвостами флотации золото-пиритных руд (Миндякский ГОК), хвостами перколяции золотоизвлекательной фабрики (пос. Семёновский), лежалыми эфельными отвалами многочисленных бегунных фабрик, золотосодержащими песками отсевов месторождений песчано-гравийных материалов, металлургическими шлаками золотомедного завода (г. Баймак), пиритными огарками - отходами сернокислотного производства (г. Мелеуз) и др. Отходы недропользования как месторождения разнотипного техногенного минерального сырья требуют изучения с применением всего арсенала средств современной технологической минералогии.

Примером таких работ могут служить геолого-экономические исследования песков-отсевов месторождений ПГМ Республики Татарстан проведённые ЦНИИ геонеруд.

Исследование минерального состава и технологических свойств новых перспективных для региона Южного Урала типов оруденения является одной из актуальных задач прикладной минералогии. Пример - древние кварцевые конгломераты с мелким (0,0n - 0,n мм) магнитным золотом, ассоциирующим с золотоносными магнетитом и гематитом.

Актуальна для РБ проблема обеспечения качественным карбонатным сырьём- крупнейшего в РФ содового производства (г. Стерлитамак).

Решение экологических проблем недропользования невозможно без исследования минеральных форм нахождения экотоксикантов - элементов загрязнителей окружающей среды в природно-техногенных системах.

Так, ртутное загрязнение компонентов окружающей среды региона установлено в зоне размещения золотоизвлекательной фабрики и обусловлено наличием супертоксиканта в виде амальгамы золота (фаза

$Au_{0.81}Hg_{0.19}$ и др.) в составе исходного сырья предприятий – окисленных рудах медноколчеданных месторождений. В эфелях многочисленных бегунных фабрик и россыпей с тонким золотом, где использовалась традиционная для Южного Урала технология амальгамации, обнаружены фазы состава Au_6Hg_5, Au_5Hg_8.

Мониторинг технологических свойств природного и техногенного минерального сырья необходим ввиду его неоднородности в широком диапазоне от макро- до наноуровня. Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, позволяющих оптимально реализовать ресурс современных совершенствующихся технологий переработки.

Рациональное использование минерально-сырьевых ресурсов старых горнорудных районов РФ, обеспечит комплекс минералогических исследований, органично сочетающий традиционные методы минералогическом картировании и др. с расширяющимися, вплоть до наноуровня, возможностями прецизионных методов изучения вещества: электронной микроскопии, вторично-ионной масс-спектрометрии, рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов и др.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА РОССЫПЕЙ

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

Морфологические признаки россыпного золота несут огромную информацию о пребывании самородного золота в различных экзогенных условиях (гидродинамической, эоловой, в древних золотоносных

коллекторах и др.). Установлено, что в зависимости от того, в каких экзогенных условиях оно пребывало, происходит эволюция россыпного золота – морфологии и его химического состава. Изучение морфологии россыпного золота служит эффективным методом для определения генезиса россыпей и выявления за счет каких источников они образовались (промежуточные золотоносные коллекторы или коренные).

Известно, что самородное золото в ***гидродинамической среде*** в аллювиальных, прибрежно-пляжевых и других россыпях, независимо от первоначальных форм золота (дендритовидное, комковидное, изометричное и др.) приобретает уплощенную форму.

В ***эоловых условиях*** россыпное золото различной конфигурации (чешуйчатое, дендритовидное, комковидное и др.) в результате механического преобразования стремится приобрести шаровидную форму, что доказано экспериментально и выделено нами как новый морфологический тип россыпного золота – эоловый [7]. К эоловому золоту относятся тороидальные, шаровидно-пустотелые, а также чешуйчатые, пластинчатые и таблитчатые с валиком по периферии и комковидные формы со специфической эоловой пленочно-волокнистой поверхностью.

При изучении закономерности распределения эолового золота обнаружено, что оно имеет широкое распространение и образует высокие концентрации там, где размываются базальные эоловые отложения, сформированные в аридном или перегляциальном климате [4]. Продуктивный пласт имеет малую мощность (15–30 см), перекрывает плащеобразно дефляционную поверхность, и представлен галечно-гравийным материалом с низким содержанием глинистой фракции, в котором присутствуют золотины и минералы с признаками эоловой обработки, а также ветрогранники. Места находок эолового золота хорошо коррелируются с фрагментарно развитыми поверхностями дефляционных палеопустынь. По морфологии эолового золота можно установить, за счет каких источников сформирована эоловая россыпь. Обнаружение массивного золота с признаками эоловой обработки (комковидное с округлыми выступами с пленочно-волокнистой поверхностью и др.) свидетельствует о формировании автохтонной россыпи непосредственно за счет дефляции

коренного источника. Для россыпей гетерогенного происхождения образованные за счет дефляции ранее сформированных пролювиальных, аллювиальных и других россыпей характерны дисквидные и пластинчатые золотины с валиком по периферии. Присутствие в четвертичных отложениях тороидального, шаровидно-пустотелого и чешуйчатого золота с валиком по периферии указывает на формирование эоловой аллохтонной россыпи. Выявлено, что золотины с признаками эоловой обработки (чешуйки с валиком по периферии, тороидальные и шаровидно-пустотелые) размером 0,1–0,25 мм имеют обширный ореол рассеяния (транзитное), а золотины крупнее 0,25 мм (дефляционное) встречаются реже, поскольку последние из-за массивности (аэрокрупности) не переносятся на большие расстояния. Следовательно, дефляционную россыпь золота можно обнаружить по ореолу распространения тороидальных и шаровидно-пустотелых форм, являющихся поисковым морфологическим критерием эоловых россыпей [4].

В промежуточных коллекторах (конгломератах) различного возраста в результате воздействия на россыпное золото литостатического давления вышележащих толщ оно приобретает псевдорудный облик, что доказано экспериментально [3]. К псевдорудному золоту относятся золотины с грубоямчатой поверхностью с отпечатками вдавливания минералов вмещающих отложений, со следами шрамов, царапинами и зеркалами скольжения на поверхности, иногда с рваными краями и со сквозными отверстиями, а также псевдосростки золота с кварцем, ильменитом и другими минералами вмещающих отложений. Впервые псевдорудное золото нами обнаружено, наряду с золотинами эоловой формы, в девонских конгломератах Тиманского кряжа [5].

В платформенных областях и их обрамлениях в россыпях четвертичного возраста, практически во всех водотоках, наряду с типично аллювиальными формами золота широко распространены чешуйки с отпечатками вдавливания минералов вмещающих отложений и псевдорудное золото [2]. Подобные формы золотин обнаружены в местах размыва золотоносных разновозрастных коллекторов (конгломератов) и ранее исследователями были отнесены к «рудному» золоту [1, 6, 8]. Это позволило им прогнозировать наложенную минерализацию на россыпи в

бассейне р. Сололи (северо-восток Сибирской платформы), в девонских конгломератах Ичет-Ю (Тиманский кряж) и рекомендовать на выявленных участках проведение поисковых работ на обнаружение золоторудных источников. Однако при изучении морфологических особенностей данного золота было установлено, что это золото не рудное, а россыпное (псевдорудное). В связи с этим, нами были даны рекомендации о нецелесообразности проведения поисков рудных источников на вышеуказанных объектах. Таким образом, обнаружение псевдорудного золота в аллювиальных россыпях свидетельствует лишь о поступлении золота из промежуточных золотоносных коллекторов, а не из коренных источников, что служит морфологическим критерием определения источника питания россыпи.

Выводы:

1. Определение генетической принадлежности россыпного золота по морфологическим особенностям (аллювиальное, эоловое) позволяет более корректно реконструировать геолого-геоморфологическую обстановку россыпеобразования и тем самым повышает достоверность прогноза и эффективность поиска и отработки россыпей.

2. Обнаружение в четвертичных аллювиальных отложениях золота псевдорудного и рудного облика дает возможность определить, за счет каких источников образовалась современная россыпная золотоносность – коренных или промежуточных золотоносных коллекторов (древних конгломератов), что способствует совершенствованию методики поиска и разведки россыпных и рудных месторождений золота.

3. Разработанная методика диагностики генетической принадлежности россыпного золота по его морфологическим признакам (аллювиальное, эоловое, псевдорудное) может успешно использоваться производственными геологическими организациями при поисках и разведке рудных и россыпных месторождений золота.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98500 р_восток_а.

Литература:

1. Избеков Э.Д. Особенности россыпного золота Вилюйской синеклизы и прилегающих районов // Россыпи золота и их связи с коренными источниками в Якутии. Якутск, 1972.С. 178–199.
2. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Золотоносность востока Сибирской платформы (россыпи – коренные источники) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 4. С.1-15.
3. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах //Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455–457.
4. Никифорова З. С., Филиппов В. Е., Герасимов Б.Б. Влияние эоловых процессов на образование золотоносных россыпей в различные эпохи развития Земли // Геология и геофизика. 2005. № 5. С. 517–528
5. Никифорова З.С., Филиппов В.Е., Цаплин А.Е. Эоловое золото одного из россыпных месторождений Тиманского кряжа // Геология рудных месторождений. - 1991. - Т. 33. № 2. - С. 112-116.
6. Овсянников И.И., Бароха Л.С., Яцкевич Б.А. и др. Вещественный состав и возможные источники ископаемых полиминеральных россыпей одного из районов Восточно-Европейской платформы // Тез. докл. VIII совещ. по геол. россыпей. Киев, 1987. С. 187–188.
7. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Формирование россыпей золота под воздействием эоловых процессов. Новосибирск. Наука. 1998. 160 с.
8. Шпунт Б.Р. Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1974. № 9. С. 77–78.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ТИПОВ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА

Никифорова З.С.

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

В платформенных областях традиционные методы поиска и оценки золоторудных месторождений не эффективны, поскольку они перекрыты

мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений. Известно, что индикаторные признаки россыпного золота несут колоссальную информацию о природе самородного золота в эндогенных условиях, что позволяет обосновать этапы рудообразования и в первом приближении предполагать тип коренного источника и глубину его формирования.

В результате обобщения данных по минералого-геохимическим особенностям россыпного золота восточной части Сибирской платформы впервые выделены два типа золота с определенными индикаторными признаками, соответствующих двум этапам рудообразования – докембрийскому и мезозойскому [1]. *Золото I типа* представлено чешуйчатыми и пластинчатыми формами, размером 0,1–0,25 мм, высокой пробностью с малым набором элементов-примесей и полным отсутствием микровключений. Внутренняя структура золота глубоко преобразована и характерна для метаморфогенного золота, что указывает о поступлении металла с докембрийских толщ. *Золото II типа* более крупное, размером 1–2 мм, пластинчатое и комковидное, иногда рудного облика, имеет в среднюю и низкую пробность, в нем наблюдается широкий диапазон элементов-примесей: Ag, Hg, Pb, As, Sb, Zn, Cu и др. Внутреннее строение золота незначительно изменено, для него свойственны монозерна, крупно-среднезернистые, неясно-зональные и межблоковые структуры, а также пористое строение. Выявленные в россыпном золоте минералого-геохимические особенности соответствуют золоту малоглубинных низкотемпературных месторождений мезозойского возраста.

Анализ закономерностей распределения золота двух типов, позволил установить, что *I тип золота* образует широкий ореол рассеяния в обрамлении Анабарского щита и поднятий (Билиро-Уджинское поднятие, Сунтарский свод, Верхнесинский, Баппагайский, Чакыйский и Якутский выступы), а также в зоне сочленения Вилюйской синеклизы с Байкало-Патомским складчатым поясом. *Золото II типа* встречается локально в русловых отложениях бассейнов рек Лено-Анабарского, Лено-Вилюйского междуречий и средней Лены и пространственно приурочено к внутриконтинентальным палеорифтам (Уджинскому и Вилюйскому).

В целом, на востоке Сибирской платформы по совокупности минералого-геохимических особенностей двух типов россыпного золота, соответствующих докембрийскому и мезозойскому этапам рудообразования дает возможность впервые прогнозировать наличие различных формационных типов коренных источников.

Докембрийский этап рудообразования

Формирование коренных источников *малосульфидной золото-кварцевой формации* возможно вблизи выходов фундамента, где широко развит ореол рассеяния золота I типа, в котором отмечаются лишь единичные микровключения пирита, арсенопирита, карбонатов, характерных для оруденения малосульфидной золоторудной формации больших глубин.

Наличие в высокопробном россыпном золоте устойчивого содержания Cu (0,5-4%) позволяет предполагать на Анабарском щите формирование коренных источников *золото-медно-порфировой формации*.

Присутствие в россыпном золоте элементов-примесей Pt 39–94 г/т, Pd до 570 г/т и Ni до 6 г/т (результаты спектрального анализа) послужило основанием впервые прогнозировать в обрамлении Сунтарского свода *оруденение золото-платиноидной формации*, вероятно, связанного с базитовым магматизмом.

В россыпном золоте I типа в бассейнах рек Чара, Токко, Торго и др. обнаружены повышенные содержания Fe 68 г/т (до 400 г/т) и микровключения гематита, ильменита и корунда, свидетельствующие о наличии на юго-востоке Сибирской платформы метаморфогенных коренных источников з*олото-железисто-кварцитовой формации.*

Мезозойский этап рудообразования

Оруденение з*олото-серебряной формации* впервые прогнозируются в истоках рек Кемпендяйской дислокации (Вилюйский палеорифт) на основе выявления повышенных содержаний в россыпном золоте Ag (12-40%), Hg (до 2,4 %), постоянных элементов-примесей Pb, Zn, Cu и др. и микровключений адуляра, барита и кальцита. Установлено, что максимальные концентрации золота, а также не окатанных зерен барита, гематита и халцедоновидного кварца пространственно совпадают с полями

развития вулканических образований андезит-дацитового состава, залегающих на нижнемеловых отложениях [3]. Кроме этого, как в вулканитах, так в низко- и среднепробном золоте спектральным анализом прослежена устойчивая Ag-Pb-Zn-Cu геохимическая ассоциация. Это позволило впервые предположить парагенетическую связь эпитермального золото-серебряного оруденения с вулканизмом [2]. Доказательством формирования оруденения золото-серебряной формации также служат данные предшественников. Ими в отложениях ранней юры и мела обнаружены кварц-кальцит-баритовые и пиритовые жилы с содержанием золота до 1,4 г/т, происхождение которых они связали с кислым вулканизмом раннеюрского и мелового возраста.

Формирование рудопроявлений *золото-сульфидно-кварцевой формации* предполагается в бассейнах рек средней Лены (р.р. Бол. Патом, Каменка, Торго) и Лено-Анабарского междуречья (р.р. Эекит, Анабар, Эбелях), пространственно приуроченных к Баппагайскому, Сеньскому и Молодо-Попигайской системе разломов, неоднократно подновляемых в мезо-кайнозойское время [1]. В россыпном золоте этих водотоков, кроме повышенного содержания Hg до 5%, наблюдаются микровключения пирита, арсенопирита, кальцита, теллурида, а также минералы с редкоземельными элементами. Подтверждением этому служат данные предшественников, которыми установлены золотоносные жилы с содержанием Au до 2,0 г/т, секущих брекчированные и лимонитизированные карбонатные толщи, приуроченные к зонам глубинных разломов.

В целом, индикаторные признаки россыпного золота позволяют определить местоположение коренных источников и прогнозировать в первом приближении их формационные типы на востоке Сибирской платформы. Коренными источниками золота I типа могут являться аналоги крупных докембрийских месторождений типа Поркьюпайн, Керкленд-Лейк и др, а золота II типа – месторождения мезо-кайнозойского возраста типа Крипл-Крик (Кемпендяйская дислокация) и типа Куранах (Уринский антиклинорий). Минералогическое картирование россыпного золота на востоке Сибирской платформы позволяет впервые оконтурить

перспективные участки на поиски золоторудных источников мезозойского возраста – руч. Моргогор (р. Эбелях), истоки рек Кемпендяйской дислокации, устья рек Бол. Патом, Каменка и Торго (Вилюйский палеорифт).

Таким образом, на основе изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота разработан эффективный метод для определения местоположения и формационных типов золоторудных источников. Предложенные методы и подходы по изучению россыпного золота могут найти успешное применение и на Восточно-Европейской платформе для прогнозирования и поиска золоторудных месторождений.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98500 р_восток_а.

Литература:

1. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Золотоносность востока Сибирской платформы (россыпи – коренные источники) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 4. С.1-15.
2. Никифорова З.С., Ивенсен Г.В. К вопросу формирования эпитермальных месторождений золота на территории Лено-Вилюйского междуречья // Рудогенез. Матер. межд - ной конференции. Миасс.2008.С. 203–206.
3. Nikiforova Z.S., Ivensen G.V., Filippov V.Ye.. Manifestations of volcanic activity in the Lena-Vilyui interfluve and its association with gold mineralization // International Symposium Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk. 2007. С. 182–184.

МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИСТЕМЫ «ПОДЗЕМНЫЙ ТРУБОПРОВОД – МЕРЗЛЫЙ ГРУНТ»

Николаева М.В.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Подземные магистральные трубопроводы, проложенные по территории с распространением многолетнемерзлых пород, имеют ряд

особенностей, связанных с тем, что в процессе эксплуатации трубопроводов их технологические элементы взаимодействуют с мерзлыми грунтами, что может вызвать активизацию опасных геологических процессов и привести к авариям и отказам.

Для участка подземного трубопровода, эксплуатирующегося в условиях многолетнемерзлых пород, характерны следующие природные процессы и явления: криогенное пучение грунтов, наледеобразование, эрозия, термоэрозия, солифлюкция, оползнеобразование и термокарст, которые приводят к проседанию поверхности земли, возникновению отрицательных форм рельефа. Во время эксплуатации под действием нагрузок и природных геологических процессов трубопровод деформируется вместе с грунтом.

Целостность трубопровода зависит от характеристик его напряженно-деформированного состояния в сечении трубы.

Единственным эффективным способом прогнозирования напряженно-деформированного состояния трубопровода является моделирование реальных условий его эксплуатации с целью анализа его возможного поведения под действием определенных эксплуатационных нагрузок и внешних воздействий.

В целях проведения предварительной оценки напряженно-деформированного состояния трубопроводов преимущественными методами с точки зрения функциональности являются инженерные решения с использованием метода конечных элементов.

Для реализации численного анализа методом конечных элементов трубопровод задается балочными элементами, при моделировании взаимодействия грунта с трубой должны учитываться следующие нагрузки и воздействия: собственный вес трубопровода, вес транспортируемого продукта, вес грунта засыпки, реакции грунта.

Для моделирования реакций грунта последовательно для каждого из узлов модели трубопровода создаются локальные координатные системы, ориентированные по трубе так, чтобы направления осей локальной координатной системы соответствовали продольному, вертикальному и горизонтальному направлениям оси трубопровода [2]. Для каждого узла

модели трубопровода создаются по 3 узла-копии с жесткими заделками, каждая из которых моделирует сопротивление грунта при движении трубопровода в вертикальном, горизонтальном и продольном направлениях. Каждый элемент имеет соответствующие свойства, определяющие направление действия пружины и силовую характеристику.

Силовая характеристика каждой пружины описывается аналитическими выражениями, определяющими плоское деформированное состояние окружающего трубопровод грунтового массива [1].

Сопротивление грунта поперечным перемещениям трубы вниз описывается трилинейной диаграммой вида:

$q = c_{oc} v D_H$ при $v \le s_{oc}$;

$q = [c_{oc} s_{oc} + (v - s_{oc}) c_{yo}] D_H$ при $s_{oc} < v < s_{oc} + {}^{R}/_{c_{yo}}$;

$q = R D_H$ при $v \ge s_{oc} + {}^{R}/_{c_{yo}}$.

Сопротивление поперечным перемещениям вверх описывается четырехлинейной диаграммой вида:

$q = c_{\text{п}} v D_H$ при $v \le {}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H}$;

$q = q_{\text{пт}} + [v - {}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H}] c_{yo}] D_H$ при ${}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H} < v < {}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H} + {}^{q_{\text{пр.гр}}}/_{c_{yo} D_H}$;

$q = q_{\text{пт}} + q_{\text{пр.гр}} - \left\{ v - [{}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H} + {}^{q_{\text{пр.гр}}}/_{c_{yo} D_H}] \right\} c_p$ при $\left[{}^{q_{\text{пт}}}/_{c_{\text{п}} D_H} + {}^{q_{\text{пр.гр}}}/_{c_{yo} D_H} \right] < v < h$;

$q = q_{\text{пт}}$ при $v \ge h$.

В формулах приняты следующие обозначения:

$q, q_{\text{пт}}, q_{\text{пр.гр}}$ – соответственно сопротивление грунта, плавучесть трубопровода, максимальная удерживающая способность грунта над трубой;

$c_{\text{п}}, c_{yo}, c_p, c_{oc}$ – соответственно коэффициенты нормального сопротивления талого грунта, коэффициент разгрузки, коэффициент нормального сопротивления просадочного грунта;

v – перемещение грунта;

D_H– наружный диаметр трубы;

h – высота засыпки над трубой;

R – расчетное сопротивление талого грунта;

s_{oc} – величина просадки.

При прокладке трубопровода в многолетнемерзлых грунтах величина просадки грунта под трубопроводом зависит от следующих факторов: глубины залегания многолетнемерзлых грунтов, ореола оттаивания, положения оси трубопровода относительно дневной поверхности, его диаметра.[1]

Размер зоны ореола оттаивания, возникающего от теплового влияния транспортируемого продукта на мерзлый грунт, определяется как:

$$H_c = k_n(\xi_d - k_c)B,$$

где k_n, ξ_d и k_c определяются по таблице и графикам по [3].

Литература:

1. Айнбиндер А. Б. Расчет магистральных и промысловых трубопроводов на прочность и устойчивость. М.: Изд-во Недра, 1991.

2. Алешин В.В., Селезнев В.Е., Клинин Г.С., Кобяков В.В. Численный анализ прочности подземных трубопроводов / Под ред. В.В. Алешина и В.Е. Селезнева. – М: Едиториал УРСС, 2003.

3. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: изд-во стандартов, 1990.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПОЛЯРИЗУЮЩЕГОСЯ И ДИСПЕРГИРУЮЩЕГОСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПЛАСТА ПРИ ЕГО ВОЗБУЖДЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНЫМ МАГНИТНЫМ ДИПОЛЕМ

Ним Ю.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В практике алмазопоисковых работ импульсной электроразведкой, в частности зондированием методом переходных процессов (ЗМПП) объектом исследований большей частью являются мёрзлые породы, электромагнитные свойства которых характеризуются относительно низкой электропроводностью "γ", практически заметной диэлектрической проницаемостью "ε" и поляризуемостью "η", т.е. геологическая среда в общем случае представляет комплексную электропроводность "K". В классической теории импульсной электроразведки комплексная электропроводность и её диспергирующиесвойства ещё не учитываются из-за сложностей теоретического и численного анализа, и в соответствии с этим, эффективность заниженаимпульсной электроразведки.

Для учёта этой проблемы, рассмотрим упрощённую аналитическую модель импульсного электромагнитного поля вертикального магнитного диполя диспергирующегося и поляризующегося геологического пласта комплексной электропроводности представленного в виде плоскости "K^{η}":

$$K^{\eta} = S(\omega) + i\omega D(\omega).$$

Поляризация учитывается вводом модернизированной дисперсионной модели Коул-Коул с учётом мёрзлого состояния пласта [2]:

$$S^{(\omega)} = S_0 \frac{1+i\omega\tau}{1+(1-\eta)i\omega\tau},$$

а дисперсия - вводом модернизированной модели Дебая [3]:

$$D(\omega) = \frac{D_0 + D_\infty\, i\omega\tau}{1+i\omega\tau}.$$

Здесь $S^{(\omega)}$ – продольная проводимость поляризующейся электропроводной плоскостью "S_0";

$D(\omega)$ – продольная диэлектрическая проницаемость диспергирующегосядиэлектрического пласта "D_0";

$S = \lim \gamma\ell$ при $\gamma \to \infty, \ell \to 0$- стационарная продольная проводимость;

$D_{0,\infty} = \lim \varepsilon_{0,\infty}\ell$ при $\varepsilon_{0,\infty} \to \infty, \ell \to 0$ – диэлектрический параметр нанизкойD_0 и высокой D_∞ частотах, в соответствии с диэлектрической проницаемостью $\varepsilon_{0,\infty}$;

ℓ - толщина слоя;

ω – частота;

τ – время релаксации;

i– мнимая единица.

Решая эту электродинамическую задачу классическими способами разделения переменных и спектральным методом Фурье, с учётом граничных условий в этой постановке [2], получим импульсную математическую модель вектор-потенциала$A_{1z}^{k\eta}(t)$электромагнитного поля над поляризующимся пластом "K^η":

$$A_{1z}^{k\eta}(t) = -\frac{\mu M}{4\pi}\frac{\partial}{\partial t}\int_0^\infty e^{-\alpha m}\left(\frac{\partial}{\partial t}F_1 + F_2\right)J_0(mr)dm,$$

где соответственно $F_{1,2} = \frac{d^2-\alpha_{1,2}d+\beta_{1,2}}{(c-d)[(a-d)^2+b^2]}e^{-dt} + \frac{c^2-\alpha_{1,2}d+\beta_{1,2}}{(d-c)[(a-c)^2+b^2]}e^{-ct} +$

$$+\frac{1}{b}\sqrt{\frac{\left(a^2-b^2-\alpha_{1,2}a+\beta_{1,2}\right)^2+b^2\left(\alpha_{1,2}-2a\right)^2}{[(c-a)^2+b^2][(d-a)^2+b^2]}}\times$$

$\times e^{-at}sin(bt+\lambda)$, где $\lambda = arctg\frac{b(\alpha_{1,2}-2a)}{a^2-b^2-\alpha_{1,2}a+\beta_{1,2}} - arctg\frac{b}{d-a} - arctg\frac{b}{c-a}$

где r, φ, z – цилиндрические координаты;

t – время наблюдения переходного процесса;

M – момент вертикального диполя;

μ – магнитная проницаемость;

$\alpha = 2h + z$; h - расстояние от диполя до плоскости "K^η";

$J_0(mr)$ – функция Бесселя нулевого порядка;

m – переменная разделения;

$F_{1,2}$ – табличные интегралы обратного преобразования Лапласа-Карлсона [1, ф. 21. 141 с. 211];

$\alpha_{1,2}$ и $\beta_{1,2}$ – соответственно, параметры функций F_1 и F_2; c, d, a, b – параметры решения уравнения четвёртой степени [4].

Вертикальная и радиальная компоненты электромагнитного поля, наблюдаемые на практике, рассчитываются по формулам соответственно:

$\dot{B}_z(t) = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial z^2}$; $\dot{B}_z(t) = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial r \partial z}$.

Таким образом, представлена аналитическая модель импульсного электромагнитного поля диспергирующегося и поляризующегося геологического пласта комплексной электропроводности в форме однократного интеграла, поддающегося численному анализу. Модель соответствует современным техническим возможностям технологии импульсной электроразведки и электрофизическим параметрам криолитозоны.

Литература:

1. Диткин В.А., Прудников А.П. Справочник по операционному исчислению. – М.: Высшая школа, 1965 – 466 с.

2. Ним Ю.А., Попков П.А., Адаров Т.Д. Индукционно-вызванная поляризация электропроводного пласта при его импульсном возбуждении вертикальным магнитным диполем. – М.: Разведка и Охрана недр, 2013, №12, с. 39-41.

3. Ним Ю.А. Аппроксимационная модель неустановившегося электромагнитного поля диспергирующего пласта при его возбуждении вертикальным магнитным диполем. – Якутск: Наука и образование, 2008, №4, с. 34-39.

4. Ним Ю.А. Аппроксимационная математическая модель импульсного электромагнитного поля нефтегазового коллектора при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем. – М.: Отечественная геология, 2011, №6, с. 97-105.

ЦИКЛИЧНАЯ ДИФФУЗИОННО-КУМУЛЯЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РИТМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВАХ

Округин А.В.

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

Кристаллизационная дифференциация является одной из самых важных аспектов эволюции магматических систем и их рудогенерирующих способностей. В этой проблеме наиболее спорным является механизм формирование ритмически расслоенных интрузивов с резким изменением составов пород на границах слоев и проявление в них общей скрытой расслоенности. Существуют различные модели механизма и динамики дифференциации базитовых магм [3-6 и др.]. Автор предлагает рассмотреть свой схематичный вариант диффузионно-кумуляционного механизма ритмического расслоения магмы на примере стационарно-равновесной цикличной кристаллизации Mg-базальта (рис. 1). При схожести основных мотивов с конвективно-кумуляционной моделью процесса становления пластового интрузива [4] здесь автором вводится положение «о циклическом надликвидусном перемещении состава остаточного расплава».

Обычное присутствие ранних вкрапленников в породах закаленных зон расслоенных интрузивов свидетельствует о субликвидусной температуре (T_0) расплавов. После достаточного прогрева вмещающей рамы и затвердевания пород краевой группы, соответствующих, по-видимому, недифференцированной исходной магме (L_0), происходит спокойная кристаллизация расслоенной серии пород. По мере постепенной отдачи тепла магмы холодным вмещающим толщам, параллельно плоскостям кровли и подошвы начинается продвижение фронта кристаллизации (T_1) раннего оливина (Ol_1). На фронте кристаллизации увеличение зародышей Ol_1 обуславливается диффузией тугоплавких компонентов в растущую фазу из окружающего расплава, что приводит к образованию ореолов более легкоплавкого остатка. Как известно, толщина

таких ореолов сопоставима с размером растущего кристалла. При гравитационном оседании ранний оливин (Ol_1) попадает в более низкие уровни равновесного с ним высокотемпературного исходного расплава и продолжает свой рост. В результате слой выше фронта кристаллизации постепенно обедняется магнезией и последующие зерна оливина становятся более железистыми. Выделение фононов – скрытой теплоты кристаллизации оливина замедляет потерю тепла и состав остаточного расплава (L_1) сдвигается по надликвидусной траектории через котектическую линию и достигает поле кристаллизации анортита (точки 2 на рис. 1 A, B, C). В результате из расплава L_1 при более низкой T_2 в верхней кромке интрузива начинается выделение первой генерации плагиоклаза (An_1). Между фронтами кристаллизации оливина и плагиоклаза существует не только пространственный и температурный разрыв, но и градиент в разнице химического состава исходной магмы и верхним слоем остаточного расплава. Этот градиент обусловлен диффузионным сбором тугоплавких компонентов в раннюю субликвидусную фазу и последующим её гравитационным оседанием, т.е. имеет диффузионно-кумуляционную природу. Дальнейшее подобное циклическое перескакивание фронта кристаллизации магмы по надликвидусной тректории через котектическую линию от субликвидусного поля анортита обратно к полю оливина приводит в конечном итоге ритмическому расслоению магмы как показано в колонке V на рис. 1. После израсходования избыточного оливина начинается цикличное чередование кристаллизации анортита и пироксена (Py).

Траектории трендов кристаллизации зависят от исходного состава магмы. Например, тренд кристаллизации расслоенной серии габбро-клинопироксенит-дунитовых интрузивов можно проследить на диаграмме Di-An-Fo (рис. 1 A), а серии анортозит-норит-ортопироксенит-гарцбургит-дунитового состава – на диаграмме Fo-An-SiO_2 (рис. 1 C). Схема строения ритмичных слоев верхней части интрузива показана в сопоставлении с перевернутым псевдобинарным срезом Fo(Py)-An (рис. 1 B). По мере продвижения фронта кристаллизации вниз состав остаточного расплава в

верхней части интрузива приближается к эвтектическому составу и начинается затвердевание интрузива.

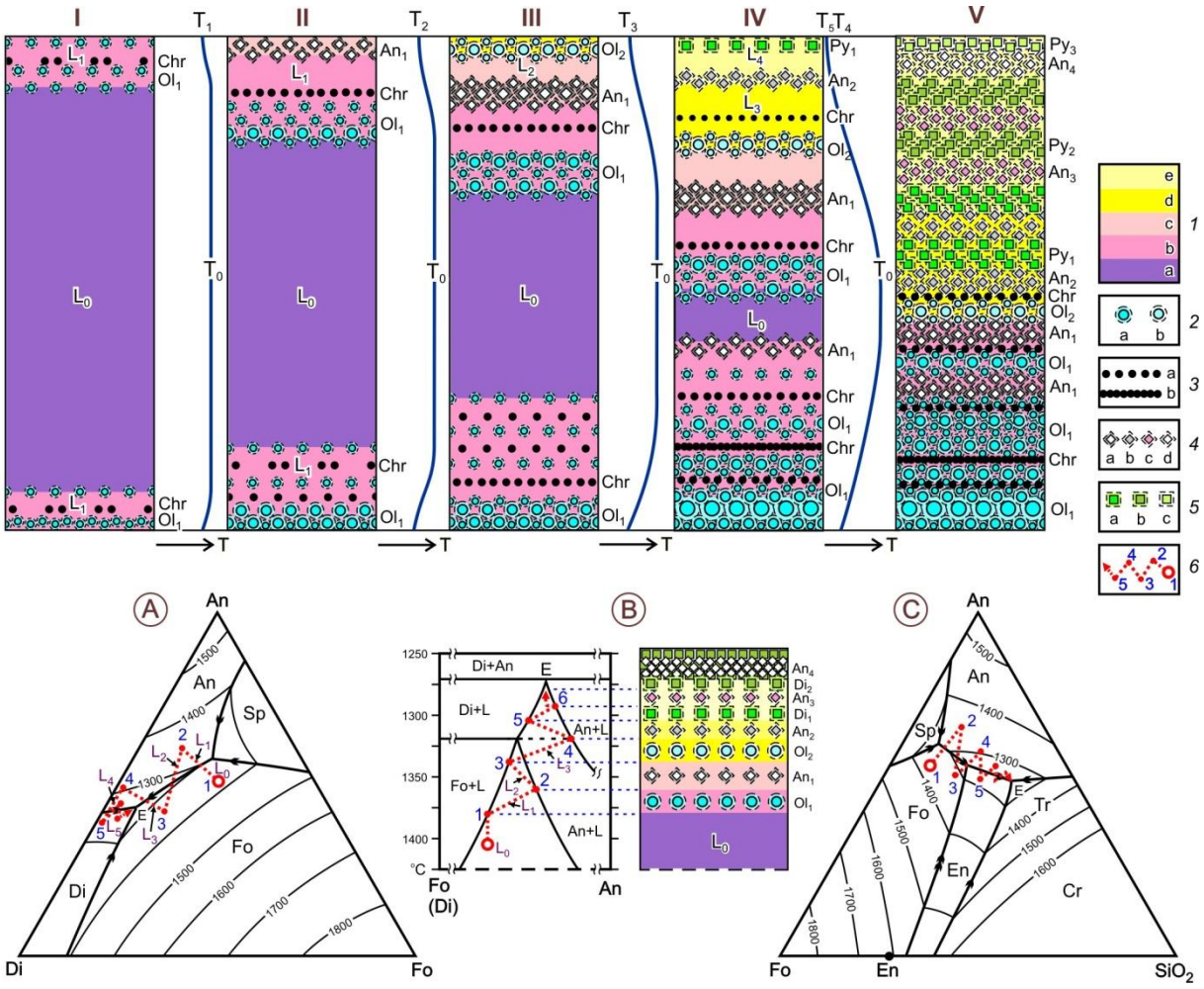


Рис. 1. Схема цикличной диффузионно-кумуляционной модели ритмического расслоения базитовой магмы. 1 – исходный (а) и последующие остаточные (б-е) расплавы $L_{0\text{-}5}$; 2 – оливин (Ol) первого (а) и второго (б) циклов, пунктирной линией оконтурены диффузионные ореолы роста минералов; 3 – акцессорные (а) и сегрегационные (б) хромшпинелиды (Chr); 4 – плагиоклаз (An) первого (а), второго (б) и последующих (с) циклов сопряженных с пироксеном; 5 – пироксены первого (Py_1) и второго (Py_2) циклов; 6 – тренды кристаллизации магмы. Сбоку на колонках (I-IV) разреза нанесены схематичные температурные кривые. A – фазовая диаграмма системы Di-An-Fo по [8], B – схема строения ритмичных слоев в сопоставлении с псевдобинарным срезом Fo(Py)-An, C – система Fo-An-SiO_2 по [7].

При частом цикличном перескакивании тренда кристаллизации из одного поля на другое вблизи котектической линии может формироваться тонкое и частое переслаивание меланократовых и лейкократовых слоев,

постепенно меняющих свой состав от первичных высокотемпературных до самых низкотемпературных – эвтектических. Переслаивающиеся слои могут быть самыми разными – от оливинитов, гарцбургитов, хромититов, пироксенитов, норитов, мелано- и лейкогаббро, плагиоклазитов до дифференциатов среднего и кислого составов.

В нижней части интрузива кондуктивный отток тепла идет только вниз, а высокая температура здесь долго поддерживается за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации избыточного Ol_1 из более высоких горизонтов и его аккумуляция в придонной зоне. В результате в нижней части интрузива образуется мощные дунитовые кумулятивные слои, которые выше сменяются ритмичным чередованием Ol-ультрамафитов, пироксенитов и лейкократовых пород. Здесь появляются хромититовые (Crt) слои, а при достаточном накоплении в остаточном расплаве Cr_2O_3 может происходить ликвационное отделение хромититовой рудной жидкости от силикатной магмы [2]. Субсолидусное затвердевание интрузива начинается после слияния верхнего и нижнего фронтов кристаллизации. Таким образом, колебательное перемещение состава остаточного расплава от поля кристаллизации одного минерала к полю кристаллизации другого минерала по надликвидусной траектории через котектическую линию приводит к формированию ритмически расслоенных анхимономинеральных пород.

Анхимономинеральные породы, в особенности, оливиниты и хромититы образуют тесные срастания минералов без значительного количества интерстиционного материала. Предельно-равновесная форма зерен в мономинеральных агрегатах определяется стремлением системы к минимуму межзерновой энергии или минимуму удельной площади межзерновых поверхностей. Реальное равновесное зерно в мономинеральном агрегате более всего приближается к «ячейке Коксетера», которая по своим топологическим характеристикам соответствует, в сущности, некоторому «гибриду» между кубооктаэдром и пентагондодекаэдром [1]. Такие полиэдрические зерна с характерными изогнутыми ребрами и выпукло-вогнутыми плоскостями граней весьма

характерны для оливинитов и хромититов расслоенных и концентрически-зональных мафит-ультрамафитовых интрузивов.

Литература:

1. Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука. 1979. 275 с.
2. Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромититовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование. 2011. №3. с. 16-20.
3. Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. 1970. 552 с.
4. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука. 1988. 216 с.
5. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. Новосибирск. Наука. 1986. 188 с.
6. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 183 с.
7. Andersen O. The system anorthite–forsterite–silica. Am. Jour. Sci. 1915. 39. p. 407–454.
8. Osborn E.F.. Tait, D.B. The system diopside–forsterite–anorthite. Am. Jour. Sci. 1952. Bowen Volume, 413–433.

ТИПОХИМИЗМ ЗОЛОТА, ПЛАТИНЫ И ДРУГИХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ МАКЫЛГАНСКОГО РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЯ Р. АЛДАН

Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В.[1], Ибрагимов К.З.[2]

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

2 – ООО «Орион-Север», г. Якутск

В процессе производственно-испытательных работ ООО «Орион-Север» установлено наличие весовых концентраций золота в аллювиальных отложениях р. Алдан чуть ниже устья р. Тимптон на участке Макылганского переката (рис. 1).

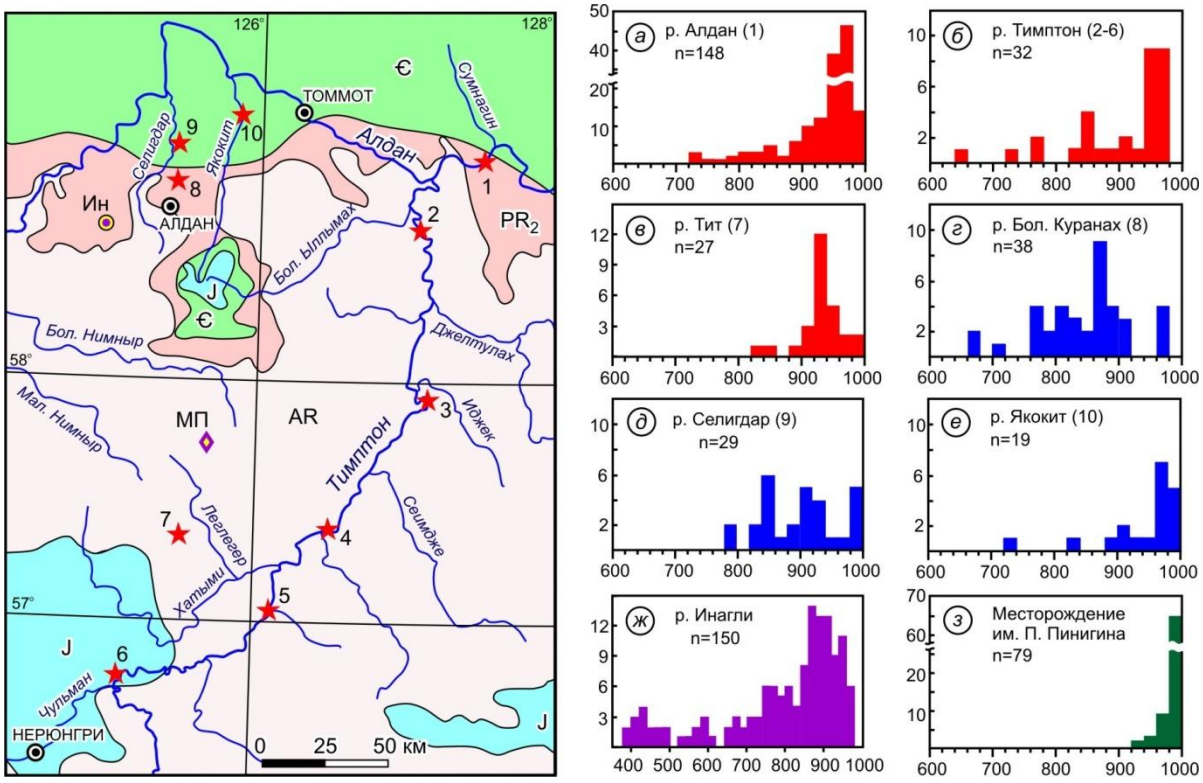


Рис. 1. Схема расположения изученных Pt-Au россыпных и коренных месторождений с гистограммами пробности золота (а-з). Звездочками показаны россыпепроявления: 1 – Макылганское, 2-6 – р. Тимптон; россыпи: 7 – руч. Тит, 8 – р. Бол. Куранах, 9 – р. Селигдар, 10 – р. Якокит. Ин – Инаглинский массив с россыпью платины. МП – месторождение им. П. Пинигина с Au-содержащими сульфидными рудами по [3].

В шлиховых концентратах кроме золота присутствуют редкие зерна платиновых металлов, лёллингит, ферберит, шеелит, касситерит, монацит, бадделеит и другие минералы, которые могут быть индикаторами рудоносных объектов в данном районе.

Золото представлено хорошо окатанными пластинчатыми, уплощенными и комковатыми зернами размером 0,1-0,5 мм, реже до 1-2 мм. Пробность золота по микрозондовым определениям 148 частиц варьирует от 720 до 990‰, в среднем 930. В них кроме типичного Ag, редко фиксируются примеси Cu и Hg до 0,5%. Одно зерно оказалось палладистым золотом, содержащим около 13% Pd, 0,8% Pt, 1,7% Ag и 5,5% Cu. Для сравнения мы приводим данные по пробности золота из аллювия р. Тимптон, а также из других россыпей которые изучались нами ранее (гистограммы на рис. 1).

Минералы платиновой группы (МПГ) представлены в основном Fe-Pt сплавами с микровключениями иридия и осмия, а также единичными знаками сперрилита $PtAs_2$ и лаурита RuS_2. Fe-Pt сплавы слагают хорошо окатанные выделения пластинчатой и уплощенной форм размером обычно не более 0,5 мм. По данным микрозондового анализа они содержат 79-95% Pt, 1,4-9,7% Fe, до 10,7 % Ir и примеси других ЭПГ, Ni и Cu. На диаграмме Pt – (Fe+Ni+Cu) – (Ir+Os+Rh+Ru+Pd) с развернутой Cu – системой (рис. 2, А) составы Макылганских Fe-Pt сплавов попадают в поле изоферроплатины Инаглинского массива, но они в отличие от изоферроплатины имеют неупорядоченную гранецентрированную решетку.

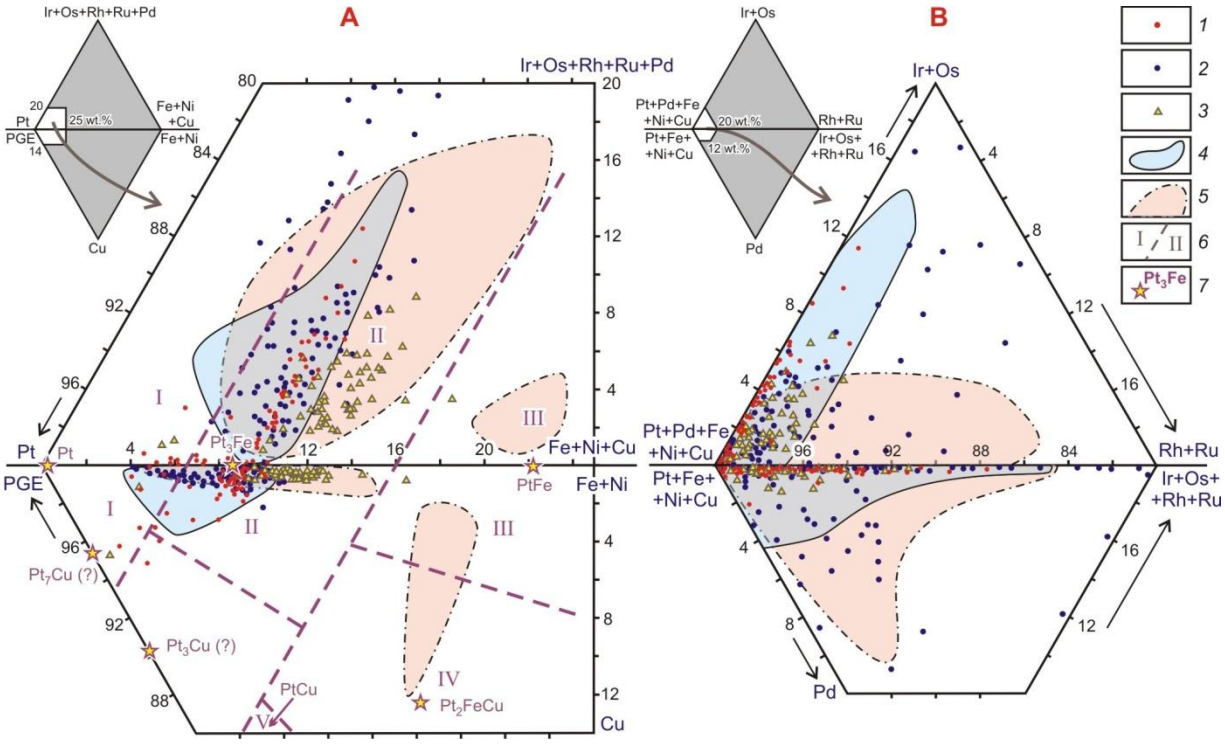


Рис. 2. Тройные мультидиаграммы составов для минералов платины. 1 – Макылганское россыпепроявление р. Алдан; 2 – р. Чара; 3 – р. Селигдар; 4 – россыпь Инагли; 5 – р. Вилюй; 6 – границы разделяющие поля самородной платины (I), железистой платины с изоферроплатиной (II), тетраферроплатины (III), туламинита (IV) и хонгшиита (V); 7 – точки стехиометрических составов платины и интерметаллидов Pt, Fe и Cu.

Таким образом, согласно классификации Fe-Pt сплавов, Макылганская платина относится к железистой платине. Некоторая часть

платиновых металлов с низким количеством примесей отклоняется в сторону поля самородной платины. Они характеризуются повышенными содержаниями Cu до 5,1% и приближаются к составу искусственного интерметаллида Pt_7Cu с упорядоченной структурой, т.е. здесь мы имеем вероятность найти новый минеральный вид. На другой мультидиаграмме (Pt+Pd+Fe+Ni+Cu) – (Ir+Os) – (Rh+Ru) с развернутой Pd – системой (рис. 2, В) видно, что Макылганская железистая платина попадает в поле Инаглинской изоферроплатины. Составы железистой платины из россыпей рек Селигдар и Чара несколько отличаются более высокими содержаниями Ru, Rh, Pd, Fe, и Cu. Таким образом, можно предположить нахождение в данном районе ещё неустановленного (погребенного) коренного источника платины близкого по геохимической специализации Инаглинскому массиву.

Сперрилит $PtAs_2$ образует мелкие (до 0,3 мм) округленные октаэдрические кристаллики. В них установлены незначительные примеси Ni и S, а иногда фиксируется до 2% Ir. Лаурит RuS_2 установлен в форме единственного мелкого (0,1 мм) округлого зерна, содержащего около 17 мол.% эрлихманитового минала OsS_2 и примеси Ir, Ru, Rh и Pd.

Лёллингит $FeAs_2$ довольно часто встречается в виде слабо окатанных обломков зерен размером 0,1-0,5, редко до 1 мм с характерным металлическим блеском. В минерале установлены примеси Co до 4,2%, Ni до 6%, S до 3,4% и на диаграмме составов (рис. 3) они попадают в поля диарсенидов из сульфидных руд PGE-Cu-Ni месторождений Норильского района [1] и частично - месторождения Кобальт, Канада. Лёллингит из Co-Cu-колчеданных руд Ишкининского месторождения приуроченного к ультрамафитам отличается высоким содержанием Ni [4]. Лёллингит, появляющийся на более поздней метаморфогенно-гидротермальной стадии образования Au-носных сульфидных руд месторождения им. П. Пинигина на Алданском щите [3] характеризуется низкими содержаниями Co и Ni не более 0,n %. Образование лёллингита из Макылганкого проявления с высоким содержанием примеси Ni можно объяснить его высокотемпературным генезисом.

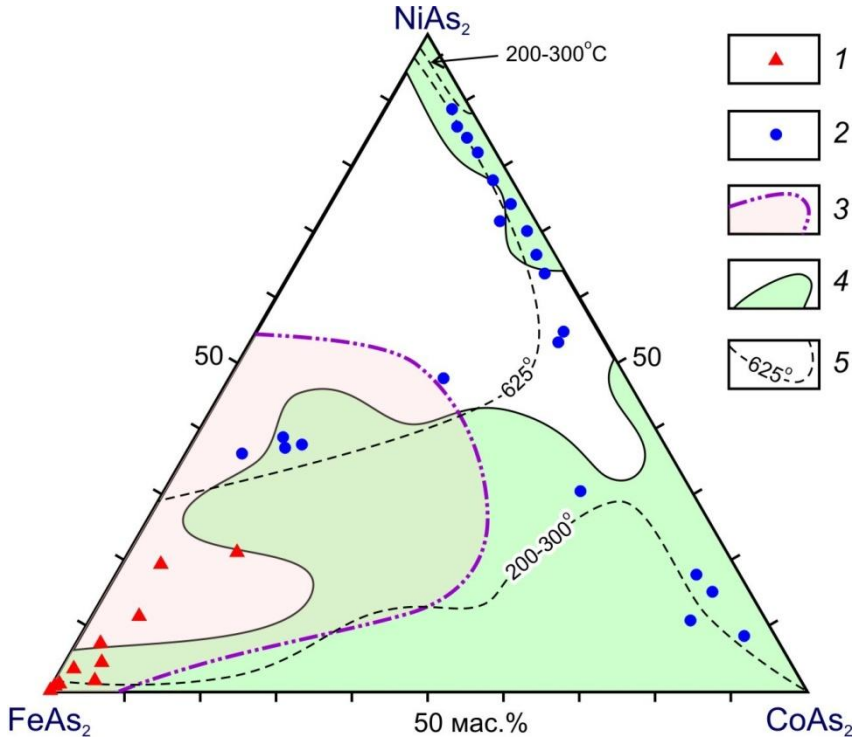


Рис. 3. Состав диарсенидов Fe-Co-Ni. 1 – Макылганское проявление; 2 – Ишкинское месторождение [4]; 3 – месторождения Норильского района [1]; 4 – месторождения Кобальт, Канада по [1]; 5 – изотермы сольвуса по [4].

Ферберит $FeWO_4$ встречается в виде единичных черных обломков зерен, содержащих около 78% WO_3, 19-21% FeO и примеси MnO около 0,35%, HfO_2 - 0,25 и Nb_2O_5 0,25-0,57%. Шеелит $Ca[WO_4]$ представлен полупрозрачными, слабоокрашенными зернами состоящими из 19-20% CaO и 79-80% WO_3 с примесью 0,1-1,4% MoO_3. Касситерит отмечается в виде мелких (до 1 мм) хорошо окатанных зерен буровато-красного и темно-коричневого цвета. В них постоянно отмечаются примеси Ta_2O_5 0,1-1,1%, Nb_2O_5 0,1-0,8%, FeO до 0,5%, и CaO 0,8-0,9%. Шеелит и вольфрамит в парагенезисе с касситеритом обычные минералы высокотемпературных Sn-W грейзенов и рудных жил, связанных с кислым магматизмом.

Монацит встречается в виде мелких (до 0,5 мм) окатанных зерен, окрашенных в разные желто-коричневые тона. В нем определены основные компоненты (в %) 26-29 P_2O_5 , 28-35 Ce_2O_3, 9 -16 La_2O_3, 3,7-17,7 ThO_2, а также примеси 0,1-1,6 Y_2O_3, 0,2-1,3 UO_2, 0,2-0,8 HfO_2. Бадделеит ZrO_2, представленный овально-округлыми желтовато-бурыми зернами, содержит примесь HfO_2 до 1,4% и Nb_2O_5 до 0,4%. На юге-востоке Сибирской

платформы в ультраосновных щелочных массивах центрального типа широко проявлено уран-торий-редкометалльное оруденение обусловленное развитием среди акцессорных минералов апатита, циркона, бадделеита, монацита, пирохлора, ортита, ураноторианита и др. [2].

Для более точной оценки распространения индикаторных рудных минералов и выявления возможных коренных источников Au-Pt, Co-Ni-As, Sn-W и U-редкометалльных оруденений требуются дальнейшие более детальные топоминералогические исследования в данном районе.

Литература:

1. Генкин А.В., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука. 1981. 234 с.
2. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 76-91.
3. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). Якутск. РИЦ «ОФСЕТ». 2010. 148 с.
4. Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Тесалина С.Г. Сульфоарсениды и арсениды кобальта, железа и никеля в рудах Ишкинского кобальто-медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // ЗВМО. 2003. № 5. С. 66-77.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМ КАЙНОЗОЙСКИХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Округин А.В., Мохначевский Г.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Рассматриваются особенности состава пород и возможные источники магм молодых внутриконтинентальных вулканов Северо-Востока России в сравнении с породами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП)

и вулканических поясов Камчатки и Корякии, сформировавшихся на различных стадиях эволюции северо-восточной окраины Азии (рис. 1).

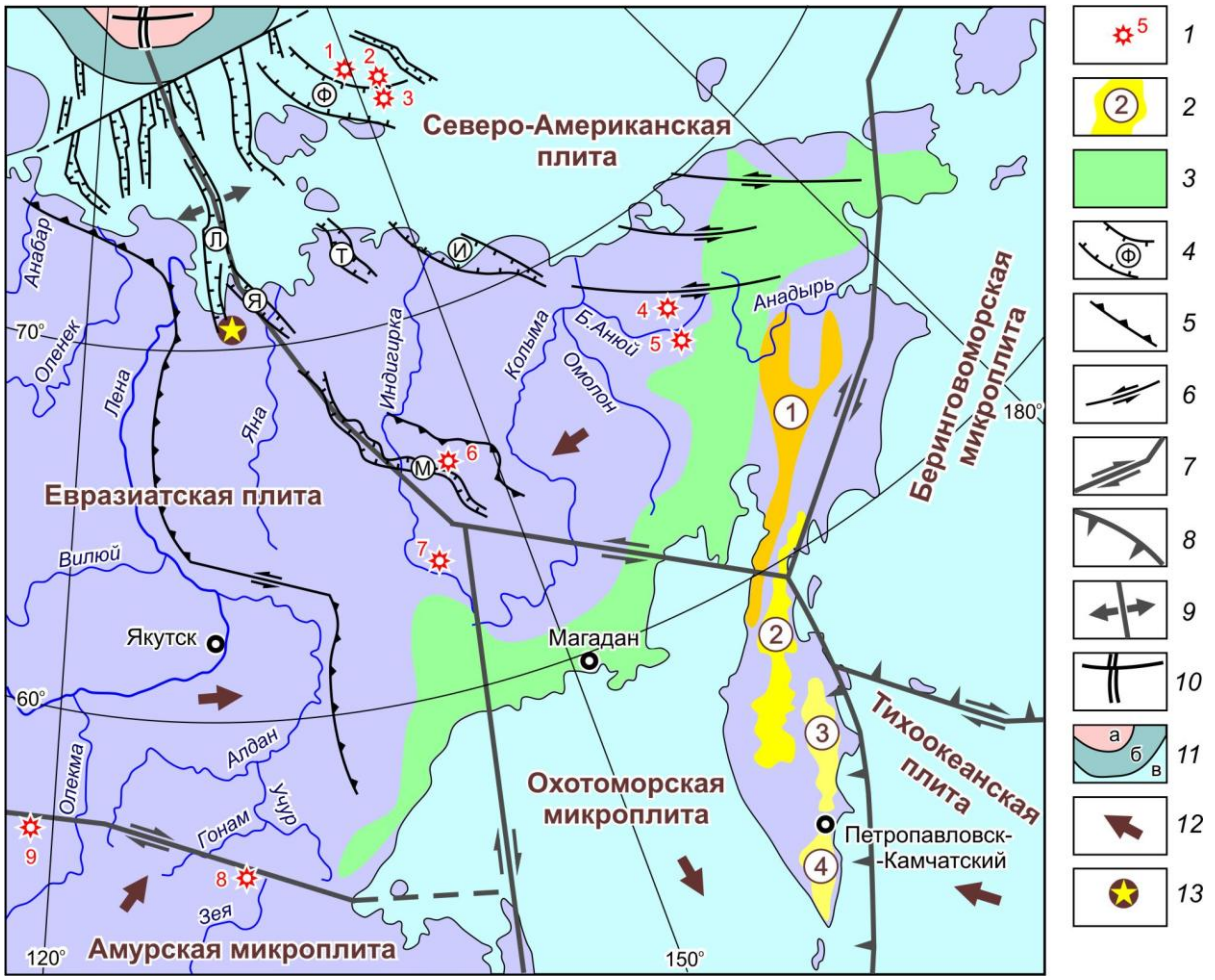


Рис. 1. Схема размещения меловых и кайнозойских вулканитов С-В России. *1* – внутриплитные вулканы: (1 – о. Беннетта, 2 – о. Жохова, 3 – о. Вилькицкого, 4 – Анюйский, 5 – Алучинский, 6 – Балаган Таас, 7 – Рудича, 8 – Токинский Становик, 9 – Удокан); *2* – вулканические пояса Камчатки по [9]: (1 – Западнокамчатско-Корякский, 2 – Срединного хребта Камчатки, 3 – Восточно-Камчатский и 4 – Южно-Камчатский); *3* – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; *4* – кайнозойские рифты (Ф – Фадеевский, Л – Усть-Ленский, Я – Усть-Янский, Т – Тастахский, И –Усть-Индигирский, М – Момский); *5* – надвиги; *6* – сдвиги; *7-9* – границы литосферных плит и микроплит: сдвиги (*7*), зоны субдукции (*8*), раздвиг (*9*); *10* – спрединговый хребет Гаккеля; *11* – Евразийский океанический бассейн (а), континентальный склон (б) и шельф моря Лаптевых (в); *12* – направление перемещения плит; *13* – полюс вращения Северо-Американской и Евразиатской плит. Схема основана на карте современной геодинамики С-В Азии по [8].

Изученные нами вулканы образуют лавовые потоки с хорошо сохранившимися сооружениями трещинных и центральных извержений

кайнозойского возраста [7]. Ранние извержения Анюйского и Алучинского вулканов в бассейне р. Большой Анюй представлены андезибазальтами, которые переходят через трахиандезибазальты к трахибазальтам позднего потока (рис. 2 А, табл.1).

Таблица 1

Средние составы внутриплитных вулканических пород Северо-Востока Азии

Породы	1а	1б	2а	2б	3	4	5	6а	6б	7	8а	8б	9
SiO_2	49,01	52,99	49,59	52,52	46,61	44,26	44,34	44,81	48,15	44,77	45,69	53,82	51,52
TiO_2	2,04	1,68	2,02	1,69	2,38	1,70	2,16	1,85	1,97	2,34	2,42	1,45	2,47
Al_2O_3	15,77	15,90	15,42	15,53	14,61	13,80	12,78	15,04	17,52	14,60	14,48	17,36	13,75
Fe_2O_3	3,72	3,86	3,39	1,48	5,81	3,65	5,23	5,18	6,45	4,36	4,17	4,68	3,38
FeO	5,72	5,58	7,33	8,01	4,99	7,48	6,20	6,52	6,82	7,43	8,25	4,59	5,18
MnO	0,15	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,10	0,19	0,20	0,18	0,17	0,16	0,11
MgO	7,90	6,22	6,99	6,76	7,85	10,07	13,54	9,48	3,41	8,30	8,58	2,49	6,51
CaO	8,04	7,28	7,00	7,13	7,98	7,51	7,60	8,54	5,96	8,20	9,34	4,39	6,13
Na_2O	4,12	4,19	4,86	4,48	5,61	5,70	4,76	2,61	4,59	4,96	3,49	5,30	3,69
K_2O	2,48	1,44	2,27	1,57	2,45	3,01	2,35	0,84	1,45	2,89	1,54	3,52	5,64
P_2O_5	0,52	0,35	0,47	0,32	1,24	0,94	0,68	0,38	0,68	1,03	0,55	0,95	1,01
п.п.п.	0,42	0,42	0,50	0,38	0,49	1,68	0,23	2,59	2,06	0,96	1,58	1,14	0,05
Сумма	99,88	100,06	100,00	100,00	100,16	99,93	99,97	98,03	99,28	100,02	100,25	99,86	99,42
n	31	75	32	25	53	12	17	5	18	5	62	8	6

Примечание: 1а – трахибазальты и 1б –трахиандезибазальты Анюйского вулкана; 2а, б – то же р. Алучина; 3 – тефриты Балаган Таас; 4 – тефриты прорыва Рудич; 5 – тефриты о. Жохова; 6а – Mg-базальты и 6б – Al-базальты о.Беннетта по [10]; 7 – щелочные базальтоиды Токинского Становика по [6]; 8а – щелочные Ol-базальты - мелагавайиты и 8б – бенмореиты-трахиты хр. Удокан по [5]; 9 – фонотефриты Удалянчи.

Повышение SiO_2 в первых потоках, видимо, обусловлено контаминацией исходных трахибазальтовых расплавов сиалическим коровым материалом в апикальной части магмоотстойника. Вулкан Балаган

Таас и прорыв Рудича, представленные тефритами с Ar-Ar датировками около 270 тыс. и 36 млн. лет соответственно [3], приурочены к современным структурам Момской рифтовой зоны. Вулканиты о. Жохова сложены Mg-тефритами с изотопным возрастом порядка 1 млн. лет [2, 3]. На о. Беннетта лавовые потоки и конусы Mg-базальтов датированы в 109-124 млн. лет, а стратифицированные потоки Al-базальтов – 106 млн. лет. Заметные различия в составе пород указывают на разные источники магм данных потоков [10].

Вулканы островов архипелага Де-Лонга приурочены к Фадеевскому рифту, формирование которого, как и других рифтов моря Лаптевых и приморских низменностей, происходило в мел-кайнозойское время и связано с раскрытием спрединга Евразийского океанического бассейна [8].

В тефритах о. Жохова установлены ксенолиты шпинелевых лерцолитов, а в тефритах прорыва Рудича наряду с лерцолитами обнаружены ксенолиты эклогитоподобных пород [7]. Данные вулканы по составу лав и ксенолитов лерцолитов идентичны проявлениям позднекайнозойского вулканизма на водоразделе Токинского Становика и хр. Удокан. Для сравнения приводятся полученные нами данные по высококалиевым фонотефритам вулканов района Удалянчи, извергавшихся в начале XVIII века на С-В Китая. Последние, как и вулканы Токинского Становика и Удокана, входят в состав вулканической провинции Центрально-Восточной Азии.

Лавы изученных вулканов относятся к внутриплитным (ВП) базальтоидам шошонитовых серий (рис. 2 Б) и отличаются от известково-щелочных базальт-андезит-риолитовых серий активных континентальных окраин (АКО) и островных дуг (ОД). По спектру распределения микроэлементов (рис. 2 В), нормализованных к составу примитивной мантии [11], ВП базальтоиды характеризуются отсутствием Nb-Ta отрицательного и Pb положительного аномалий ярко выраженных для вулканических серий АКО и ОД. В целом рассматриваемые вулканиты похожи на базаниты (Оман, Чад) Африканской континентальной рифтовой системы и неогеновые базаниты Западной Камчатки, установленные в

задуговой области относительно фронта современной субдукции на Камчатке [4].

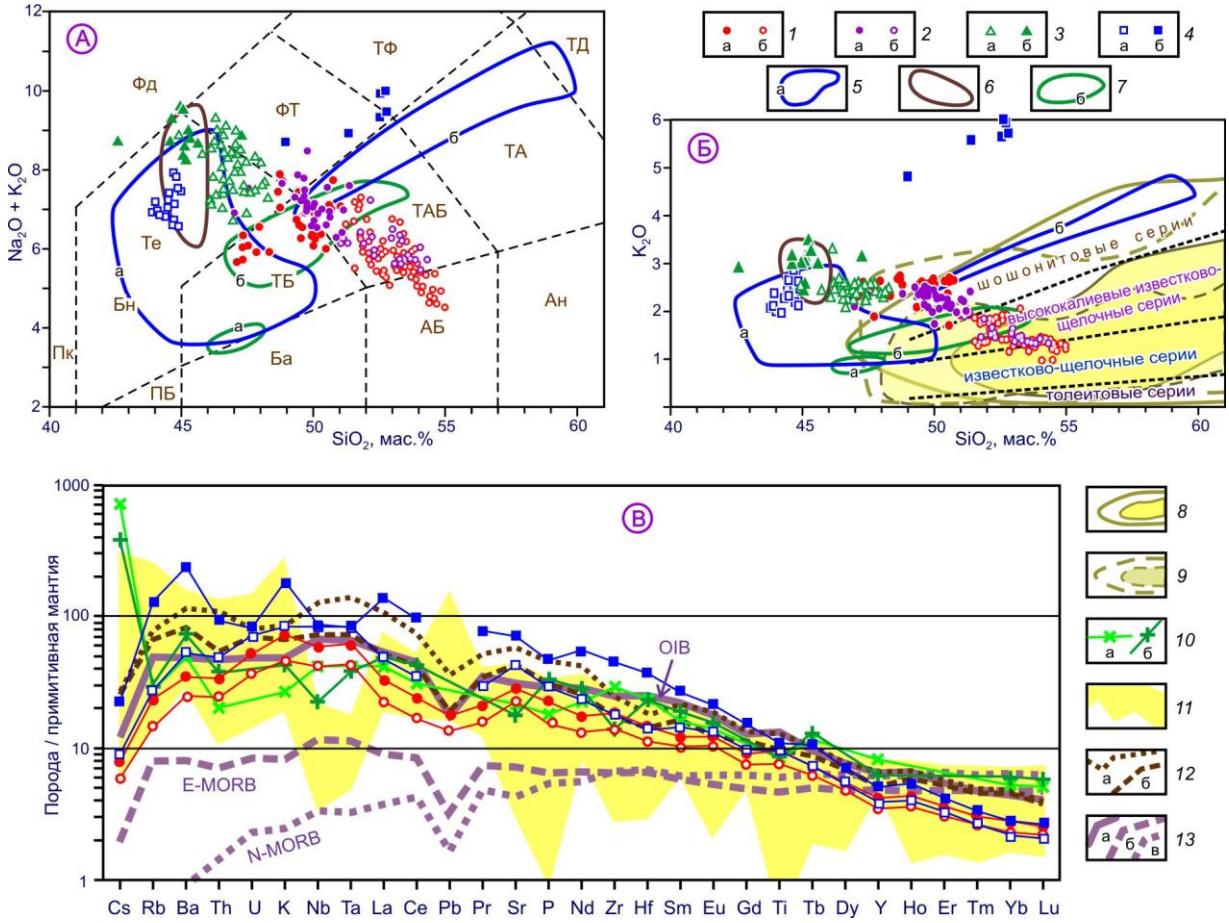


Рис. 2. Диаграммы составов вулканических пород С-В России. 1а – трахибазальты (ТБ) и 1б –трахиандезибазальты (ТАБ) Анюйского вулкана; 2а, б – то же р. Алучина; 3а – тефриты Балаган Таас; 3б – тефриты (Те) прорыва Рудич; 4а – тефриты о.Жохова; 4б – фонотефриты (ФТ) Удалянчи, Китай; 5 – щелочные Ol-базальты – мелагавайиты (а) и бенмореиты-трахиты (б) хр. Удокан по [5]; 6 – щелочные базальтоиды Токинского Становика [6]; 7 – магнезиальные (а) и глиноземистые (б) базальты (Ба) о.Беннета по [10]; *8* – вулканиты ОЧВП, n=1710 (закрашено – область наиболее распространенных пород); *9* – то же Камчатки, n=1162 по [1]; 10 – Mg- (а) и Al- (б) базальты о.Беннета по [10]; 11 – вулканиты ОЧВП по [1]; 12 – базаниты Африканской рифтовой системы (а) и Западной Камчатки по [4]; 13 – базальты OIB (а), E-MORB (б) и N-MORB (в) типов по [11].

Это свидетельствует о проявлении типичного ВП щелочно-базальтового магматизма на континентальной окраине в результате смены геодинамической обстановки, связанной с субдукционными процессами на

обстановки внутриконтинентальных рифтов. Итак, источниками магм внутриконтинентальных вулканов С-В России, по-видимому, являются выплавки базальтов OIB-типа верхнемантийных плюмов, а спусковым механизмом подъема и извержения лав, вероятно, являются сдвигово-раздвиговые движения с образованием разветвленных рифтовых систем вблизи современных границ литосферных плит и микроплит на С-В Азии.

Литература:

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249-290.
2. Зайцев А.И., Сурнин А.А., Мохначевский Г.В. Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов С-В России // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 64-69.
3. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar-^{39}Ar – определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. РАН. 1993. Т. 329. % 5. С. 621-624.
4. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др. Неогеновые базаниты Западной Камчатки // Петрология. 2007. № 5. С. 524-546.
5. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск. Наука. 1985. 142 с.
6. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск. Наука. 1984. 119 с.
7. Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998. № 6. с. 44-48.
8. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов и М.И. Кузьмин. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
9. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс // Геохимия. 2011. № 8. С. 813-838.
10. Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород о. Беннета (Восточная Арктика) // ДАН. 2005. т. 400. С.666-670.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Magmatism in ocean basin. Geological Society Special Publications. 1989. V. 42. P. 313-345.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННОГО РЕНТГЕНОФАЗОВОГО АНАЛИЗА

Опарин Н. А., Олейников О. Б., Заякина Н. В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

В результате геофизических и буровых работ проведенных сотрудниками Ботуобинской и Арктической ГРЭ АК «АЛРОСА» в 2011-2012 гг. районе в Хомпу-Майского поля) были вскрыты новые кимберлитовые аномалии Thm-10-11, Thm-03-11 и переопробована трубка Манчары [1]. Все они прорывают карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыты юрскими терригенными осадками мощностью 100-150 м. Исследование пород этих трубочных тел показало, что они представлены кимберлитовой брекчией (аномалия Thm-10-11, трубка Манчары) и порфировым кимберлитом с минимальным содержанием обломков осадочных пород и включений серпентинитов (аномалия Thm-03-11). Первичный вещественный состав кимберлитовых брекчий и порфировых кимберлитов этих тел, несмотря на текстурные различия однотипен. Основными компонентами пород являются ксенолиты серпентинитов, псевдоморфозы серпентина по макро-, мегакристаллам и вкрапленникам оливина. Основная масса наименее измененных кимберлитов этих тел сложена флогопитом, серпентином, кальцитом, перовскитом, апатитом, минералами переменного состава магнетит-хромшпинелид и андрадит-шорломит. Для оценки роли постмагматической карбонатизации и гипергенных изменений минерального состава пород с глубиной использован метод полуколичественного рентгенофазового анализа.

Изучение минерального полуколичественного состава пород проводилось методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER (фирма «Bruker»). Съемка порошковых образцов выполнялась на Cu K_α излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале

4 – 65˚ (2θ˚). Контроль работы дифрактометра осуществлялся по съемке стандартного (NIST) образца корунда. Диагностика минералов и полуколичественный анализ минерального состава пород проводились с использованием поставленных с прибором программ и базы данных PDF – 2 с учетом петрографических и химических данных.

При данном методе исследования минералы, присутствующие в малых количествах (меньше 1-2 мас. %) и плохо окристаллизованные в сложной полиминеральной смеси могут быть не выявлены. Минералогические виды, приведенные по минералам-стандартам не всегда можно отождествлять с формулами реально присутствующих в пробе минералов, поскольку возможные изоморфные замещения могут не приводить к существенным изменениям метрики элементарной ячейки.

Определение слоистых силикатов в полиминеральных порошковых пробах затруднено, поэтому в ряде случаев дополнительно проводили съемку препаратов, насыщенных этиленгликолем. Насыщение этиленгликолем проведено для образцов с хорошо проявленным отражением порядка 14 Ă. В результате удалось подтвердить наличие минералов из группы смектита (сапонит, монтмориллонит). В ряде образцов можно только предполагать наличие минералов из группы смектита, так как присутствуют слабые отражения порядка 14.5 – 14.7 Ă.

Результаты полуколичественного рентгенофазового анализа проб порфирового кимберлита аномалии Thm-10-11, вскрытой до глубины 34 м, показывают, что в интервале 0-30 м от поверхности тела породы подверглись гипергенному изменению и интенсивной наложенной карбонатизации. В результате чего суммарное количество карбонатов в измененной кимберлитовой брекчии составляет от 67 до 74 мас. %, а доля монтмориллонита варьирует от 2 до 8 мас. %. Сложные изоморфные взаимоотношения Ca, Fe и Mg в карбонатах отражаются в результатах анализа, которыми зафиксировано присутствие доломита, магнезита, сидерита, анкерита и магнезиального кальцита. В тоже время в породе из керна самого глубокого интервала (30-34 м) присутствуют кальцит (3 мас. %), который не установлен в кимберлите верхних горизонтов, и доломит (27 мас. %), но не установлены железосодержащие разновидности

карбонатов. Флогопит не определен только в наиболее карбонатизированных породах, в которых количество карбонатных минералов превышает 70 мас. %. Апатит присутствует постоянно не зависимо от степени изменения породы (от 5 до 11 мас. %). Перовскит в породе замещен микрозернистым агрегатом анатаза (от 1 до 3 мас. %). Магнезиоферрит (4 мас. %) и хризотил (43 мас. %) установлены только в наименее карбонатизированной кимберлитовой брекчии наиболее глубинного интервала опробования трубки. Такая особенность позволяет предположить, что данные минералы могут являться источником FeO и частично MgO для карбонатов в карбонатизированном кимберлите. О чем косвенно свидетельствует постоянное присутствие в породе ксеноморфных микрозерен кварца (от 4 до 15 мас. %).

Рентгенофазовое изучение проб кимберлитовой брекчии трубки Манчары, вскрытой до глубины 107,4 м показало, что породы до глубины 20 м подверглись наложенной карбонатизации. В кимберлитовой брекчии появляется только доломит в количестве 14-24 %. В пробах, отобранных из более глубинных интервалов (20-107,4 м), в основном присутствует кальцит, количество которого изменяется от 0 до 14 %. Породы кимберлитовой трубки Манчары подверглись и незначительному гипергенному изменению. Об этом свидетельствует присутствие в недоломитизированом кимберлите монтмориллонита (от 3 до 7 %). Максимальное количество флогопита (11 мас. %) установлено в наименее измененных породах только на максимально вскрытой глубине трубки (107,4 м). В тех случаях, когда доля серпентиновых минералов составляет 67-75 %, флогопит не фиксируется, а когда количество хризотила и лизардита составляет 48-59 мас. %, он присутствует в значимых количествах. Следовательно, по крайней мере, часть серпентиновых минералов основной массы имеет более позднюю наложенную природу. Неизмененный перовскит появляется в породе с глубины 42 м (до 7 мас. %). На более высоких уровнях он замещен микрозернистым агрегатом анатаза. С глубины 20 м в кимберлитовой брекчии постоянно присутствует постмагматический гранат ряда андрадит-шорломит (от 6 до 15 мас. %). Постмагматический магнетит установлен на всех уровнях, но его

максимальные содержания (до 8 мас. %) выявлены, в интервале от 0 до 20 м, то есть в наиболее карбонатизированных породах.

По данным рентгенофазового анализа порфирового кимберлита аномалии Thm-03-11, вскрытой до глубины 47 м, на верхних горизонтах (до 5 м) порода интенсивно карбонатизирована. Суммарное количество карбонатов в этом интервале составляет от 67 до 73 мас. %. Карбонаты (доломит, магнезит, сидерит), имеющие сложные изоморфные взаимоотношения Ca, Fe и Mg, присутствуют только до глубины около 5 м. Глубже присутствуют либо только кальцит, либо в переходной зоне кальцит и доломит, а содержащие FeO разновидности карбонатов не установлены. Гипергенные минералы: сапонит (до 8 мас. %), каолинит (до 4 мас. %) и монтмориллонит (до 30 мас. %) присутствуют в порфировом кимберлите до глубины 14 м. Флогопит не установлен в образцах, содержащих более 25 мас. % монтмориллонита. При содержании этого гипергенного минерала 8 мас. % в породе присутствует вторичный минерал по флогопиту - иллит 8 мас. %. Максимальное количество неизмененной слюды установлено на глубине 35-47 м в породе, не содержащей гипергенные минералы. Апатит фиксируется постоянно (до 12 мас.%) не зависимо от степени изменения породы. Кимберлит интервала 35,5-47,0 м является наименее измененным и имеет преимущественно флогопит-кальцит-серпентиновый состав (87 мас. %), кроме того в нем присутствуют апатит, анатаз и магнетит. Результаты изучения образцов из всех интервалов в целом подтверждают отсутствие в составе породы неизмененного перовскита, который замещен микрозернистым агрегатом анатаза (до 2 мас. %). Постмагматический магнетит в порфировом кимберлите распределен неравномерно.

Результаты полуколичественного рентгенофазового анализа проб кимберлитовых пород аномалий Thm-10-11, Thm-03-11 и кимберлитовой трубки Манчары показывают, что в целом для них характерен однотипный состав, а некоторые отличия обусловлены различиями в интенсивности проявления поздне-, постмагматических и гипергенных процессов в пределах каждого кимберлитового тела. В тоже время можно констатировать, что породы этих тел генетически взаимосвязаны и

сформированы однотипным кимберлитовым субстратом. Таким образом, данные полуколичественного рентгенофазового анализа кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля позволили оценить не только минеральные особенности пород, но масштабы постмагматических и гипергенных процессов, обусловивших формирование окончательного минералогического состава кимберлитов.

Литература:

1. Смелов А. П., Андреев А. П., Алтухова З. А., Бабушкина С. А., Бекренев К. А., Зайцев А. И., Избеков Э. Д., Королева О. В., Мишнин В. М., Округин А. В., Сурнин А. А. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геол. и геофиз. 2010. № 1. С. 153–159.

ГЛУБИННЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ФЛЮИДЫ – ОДИН ИЗ ГЛАВНЫХ НОСИТЕЛЕЙ МАНТИЙНОГО ЗОЛОТА В МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПОЯСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Орлянкин В.Н.
Научный геоинформационный центр РАН, г. Москва

Предлагается концепция участия глубинных абиогенных углеводородных флюидов, в т. ч. нефти, в процессе формирования рудной и россыпной золотоносности Северо-Востока России.

Большинство геологов связывает формирование золоторудных месторождений обычно с гранитными массивами и реже – с дайками диоритов. До сих пор концепция генетической связи золотого оруденения с магматизмом продолжает существовать на Северо-Востоке России в форме рудно-магматической системы, включающей пространственно разобщенные золото-кварцевое и золото-редкометалльное оруденение и не

зависящей от возрастных, литологических и физических особенностей вмещающих пород [2].

Более полувека назад появились работы, указывающие на возможность развития золотого оруденения в процессе регионального метаморфизма за счет первично-осадочного хемогенного золота, содержащегося в черных углисто-глинистых сланцах [1; 3], широко развитых в традиционных золотоносных районах России: в Яно-Колымском поясе, Чукотке, Южном Верхоянье (Аллах-Юнь), Куларе, Патомском нагорье, Енисейском кряже, Приамурье и др., где перенос золота осуществлялся метаморфогенными растворами, образующимися при дегидратации золотоносных углисто-глинистых отложений в процессе метаморфизма погружения. Откладывалось золото в кварцевых жилах в условиях метаморфизма серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Оставалось неясным – откуда и как золото попадает в черные сланцы. Поскольку черные сланцы рассматриваются как уплотненные глинистые отложения, содержащие повышенное количество органического вещества, образовавшегося за счет биологической продукции, постольку предполагалось, что золото сорбируется в осадки водной флорой и фауной из морской воды.

Однако такие трактовки накопления золота в черных сланцах и генезиса самих черных сланцев вызывают большие сомнения по следующим соображениям.

Зоны повышенной продуктивности морских вод, связанные, например, с апвеллингом, в акваториях не имеют четких границ, в то время как площади распространения черных сланцев обычно везде строго ограничены и локализуются вдоль региональных глубинных разломов.

Имеется много фактов отсутствия корреляции содержания Сорг в осадках и биопродуктивности вод. Большинство черных сланцев – это продукт не процветания, а катастрофического вырождения экосистем, вызываемого, по нашему мнению, массовым выбросом жидких углеводородов в придонные слои морских вод.

Считается, что черные сланцы интенсивно накапливаются в наиболее глубоководных частях морей при ослабленной терригенной седиментации (закономерность Страхова). Но докембрийские черные сланцы часто переслаиваются с грубозернистым материалом – гравелитами и конгломератами..

Эти и многие другие противоречия снимаются, если предположить, что черные углеродистые сланцы есть результат не столько отложения органических илов, сколько участия в седиментационном процессе высачивающихся из разломов на донную поверхность (например, из «черных курильщиков») жидких углеводородов – нефти, легкие фракции которой всплывают к водной поверхности, где подвергаются деструкции, а тяжелые фракции – смолы, асфальтены и др. – оседают на дно, участвуя вместе с осаждающимися минеральными частицами в образовании высокоуглеродистых осадков – будущих черных сланцев.

О металлоносности черных сланцев написаны сотни статей. Огромная информация на эту тему содержится в монографии [4]. Высокие концентрации в некоторых черных сланцах чрезвычайно токсичных металлов – Hg, As, Cd, V, Ni, Zn – трудно объяснить их сорбцией живыми морскими организмами, но понятны, если органическое вещество (ОВ) черных сланцев рассматривать в качестве производных абиогенной (вероятно мантийной) нефти. Содержание некоторых металлов в нефтях в десятки и более превышают кларки и достигают уровня промышленных рудных концентраций. Особенно это относится к ванадию. В российских нефтях V и Ni присутствует в высоких концентрациях повсеместно, Au и Hg – в основном в восточных районах России.

В крупных телах черных сланцев, точнее в афанитовых графитовых жилах докембрийского Аравийско-Нубийского щита, автору приходилось видеть при детальном наземном картировании многочисленные апофизы – ответвления от основного тела, внедряющиеся во вмещающие породы. Таким образом, черные сланцы оказывались там инфильтрационными метасоматитами или инъекциями нефти (м. б. битумов типа мальты). При этом графитовые метасоматиты постоянно были парагенетически связаны с микрокварцитами и кальцитовыми (или доломитовыми) метасоматитами.

Причем вся эта триада проявлялась не только в форме инъективов, но и как диффузионные метасоматиты, внутри которых сохранялась первоначальная текстура – обычно архейских мигматитов. В обоих случаях осадочный генезис этих образований полностью исключался.

В некоторых крупных афанитовых графититах, мощностью в первые сотни метров и длиной до 10-15 км, были равномерно рассеяны шаровидные доломитовые желваки (почки) диаметром 2-6 см. Их генезис представлялся как проникновение в еще полужидкую вязкую массу тяжелой нефти крупных капель несмешивающихся жидких карбонатных флюидов, аналогично проникновению гантелевидных кварцевых выделений в вязкую нефтяную массу, превращенную к настоящему времени в золото- и урансодержащий тухолит Витватерсранда.

Приведенная выше краткая аргументация (малая часть от имеющейся) в пользу рудонафтидогенеза в условиях Северо-Востока России может дать дополнительную информацию для корректировки стратегии прогноза, поисков и изучения новых рудных и россыпных месторождений золота и других металлов, носителем которых являлись жидкие и газообразные углеводороды.

Литература:

1. Буряк В.А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района/Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока.-М.: «Наука», 1966. – С. 66-100.
2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии.- Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.-196 с.
3. Фирсов Л.В. Формации золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса, ее главнейшие особенности и проблемы генезиса/Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока.- Новосибирск, 1964.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев.- Л.: Наука, 1988.- 272 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕСУОЛЬСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

Павлов А.Г., Филлипов В.Р., Гусева Е.С.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Исследуемый район находится, в междуречье Средней Лены и Амги, в северо – восточной части, в 97 км от центра Амгинского района, с. Амга, на участке Сылгы – Бастах, в 7-12 км юго-восточнее с. Алтанцы, на правобережье долины р. Суола.

В настоящей работе впервые публикуются результаты геологических и геофизических исследований источника залежи железной рудыв бассейне р. Суола, Амгинского района. Результаты геологического анализа могут пролить свет на природу коренного источника, на основе которых можно проводить предварительный прогноз на наличие еще не установленных геологических образований.

Проявление железной руды бассейна р. Суола по происхождению относится к химическому осадочному.

Конгломераты и гравелиты состоят из галек кварца, доломита, известняка и изверженных пород. Размеры галек колеблются в пределах 0,1см - 0,3см, сцементированы грубозернистым песчаником, цементом у которых являются гематит и глинистое вещество. В составе конгломератов встречаются конкреции, сложенные окислами железа с размерами 4х5 см (рис 1,2).

В результате проделанной работы получены следующие результаты и можно сделать некоторые выводы:

1) Гранулометрический состав, характер окатанности и сортированности обломочного материала говорят о недалеком расположении коренного источника. Основной рудный минерал в конгломератах, гравелитах и песчаниках - гематит, из которого в начале 20-го века местные мастера выплавляли железо, встречается в виде мелко- или скрытокристаллических плотных агрегатов, в грубозернистом песчанике в виде рыхлых, землистых агрегатов.

Рис. 1. Конгломерат с лимонитовым цементом. Ручей Туйодах.

Рис. 2. Гравелит с лимонитовым цементом. Ручей Туойдах.

2) В составе шлиха установлены: циркон, гематит, лимонит, магнетит, гранаты, апатит. Наибольшие положительные аномалии магнитного поля наблюдаются в местах находок старых шурфов. Положительные аномалии магнитного поля доказывают небольшие скопления железной руды.

3) По результатам обработки спектрометрии максимальные концентрации Fe, Ti, V совпадают с максимальными значениями магнитометрии на площади. Присутствие значимых содержаний и больших коэффициентов корреляции Nb, Pd могут говорить о наличии продуктов химического выветривания ультраосновных-щелочных пород.

Рекомендуется проведение химических и других анализов на площади работ для выявления редкоземельных элементов, типоморфных для ультраосновных-щелочных пород.

ОЦЕНКА ОЗЕРНЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВИ ОСОБЕННОСТИ ПИТАНИЯ ПОДОЗЕРНЫХ ТАЛИКОВ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА

Павлова Н.А., Ефремов В.С.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В Центральной Якутии водоснабжение многих небольших поселков базируется на использовании подземных водподоозерных таликов. При оценке эксплуатационных запасов подземных вод подозерных таликов и обеспеченности их поверхностными водами определенную сложность представляет отсутствие водно-балансовых наблюдений на озерах-аналогах. К тому же закрытие многих метеопостов в 90-х годах прошлого века привело к безвозвратной потере гидрометерологических данных, и исследователи вынуждены принимать в расчетах составляющих водного баланса параметры, полученные по метеостанциям, расположенным на значительном удалении от объектов изучения или использовать результаты наблюдений 40-50–летней давности, несоответствующие современнымгидрометеорологическиеусловиям.

Далее вдокладе рассматриваются результаты комплексных гидрогеологических и воднобалансовых наблюдений, выполненных в 2013 г. на водосборной площади озера Аччыгый Алаас расположенного в Центральной Якутии на Лено-Вилюйском междуречье в пределах денудационной равнины. Для района характерен резкоконтинентальный климат, амплитуда колебаний температуры воздуха достигает 102ºС. Годовая сумма осадков в среднем составляет 250-300 мм, в засушливые

годы их количество не превышает 146-180 мм, а в аномально влажные увеличивается до 330-387 мм. Испарение с озер составляет350-493 мм/год, наибольшая интенсивность испарения отмечается в июне и июле[3, 4].Многолетнемерзлые породы имеютсплошное распространение, мощность их достигает 520 м. Глубина сезонноталого слоя (СТС) пород изменяется от 1,2 до 3,0 м. Темп протаивания от максимума мощности СТС составляет в конце мая 10-20%, июня – 40-60%, июля 70-85% и августа – 90-100%. СТС полностью перемерзает в середине декабря [2].

Озеро Аччыгый Алаасимеет водно-эрозионное происхождение, площадь его открытой водной поверхности около 0,2 км^2. Длина озера 1,2 км,средняя ширина 0,18 км. Летом максимальная глубина водоема 1,6 м, средняя 0,9 м, объем воды около 0,190 млн. м^3[1]. Площадь водосбора 1,2 млн. км^2. Под оз. Аччыгый Алаaас развит подозерный талик мощностью более 130 м. Питание его осуществляется за счет инфильтрации озерных вод, ресурсы которых в свою очередь зависят от количества выпадающих атмосферных осадков и надмерзлотных вод, стекающих с водосборной площади. Уровень подземных вод в талике залегает на 0,4-0,7 м ниже поверхности водоема.

Для оценки водных ресурсов оз. Аччыгый Алаасбыли выполнены измерения его глубины в зимний водно-критический период, толщины снежного покрова в пределах озерной котловины в конце зимы. С 15 мая по 29 сентября в автоматическом режиме проводились ежечасные измерения количества атмосферных осадков, а также влажности и температуры воздуха над поверхностью озера, необходимые для расчета испаряемости с водоема.

Для изучения степени гидравлической связи подземных вод с поверхностными проводились ежедневные наблюдения за положением уровня воды в озере и в скважине, расположенной в 10 м от его уреза и вскрывшей водоносный подозерный талик.

В результате выполненных работ был рассчитанзапас воды в снеге в озерной котловине, который составил 50 мм. Остаточный объем воды в озере в конце зимы 2013 г. около 32600 м^3, запас воды вприпае 51500 м^3. Таким образом, учитывая отсутствие поверхностного стока, в период

ледостава потери воды из озера на инфильтрацию составили примерно половину от летнего объема воды (0,106 млн. м^3). В течение мая произошло полное восполнение озера за счет талых снеговых вод и таяния ледового покрова.

Для оценки летнего баланса водоема использовались данные об изменении уровненной поверхности озера, количестве атмосферных осадков и испарении (табл.1).

Таблица 1

Метеорологические характеристики теплого периода 2013 г. (котловина оз. Аччыгый Алаас)

Показатель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Средняя температура воздуха над озером, °С	8,8	16,4	15,9	13,6	5,1
Относительная влажность воздуха над озером,%	59,12	64,52	76,3	77,15	77,8
Количество атмосферных осадков, мм	13,60	48,03	98,00	20,24	25,91
Испарение, мм	84,06	109,5	71,3	61,3	36,2

Последний параметр был рассчитан по формуле Н.Н. Иванова для степной зоны [5]:

$$Z = 0.0018(25 + t)^2(100 - a), \quad [1]$$

где Z – средняя месячная испаряемость, мм; t – средняя месячная температура воздуха над поверхностью озера, °С; a – средняя месячная относительная влажность воздуха над поверхностью озера, %.

Оценка баланса озера проводилась по формуле:

$$W = Z - X \pm \Delta h, \quad [2]$$

где W – приходные (сток надмерзлотных вод в озеро) или расходные (инфильтрационные потери) составляющие, мм;X – осадки, мм;Z – испарение, мм; $\pm\Delta h$ – изменение уровня воды в озере за наблюдаемый промежуток времени, мм.

На основании режимных наблюдений установлено, что, не смотря на относительно влажное лето, в 2013 г. испарениепревысило осадки в 1,8 раза. Максимальная величина питания озера за счет надмерзлотного стока отмечалась в начале лета (конец мая - середина июня), когда она составляла в среднем 22 мм/сут. В конце июня-июле после протаивания козырька мерзлых пород, сформировавшего в зимний период в прибрежной зоне, наблюдалась наиболее интенсивная инфильтрация поверхностных вод в подозерный талик. На перетекание поверхностных вод в талик указывает и повышение уровня воды в гидрогеологической скважине вслед за повышением поверхности озера с небольшой сдвижкой во времени (4-8 дней). Расчетное время добегания озерной воды до скважины, оцененное гидродинамическим методом, составило 6-8 суток. Потери воды (7-8 мм/сут) из водоема уравновешивались поступлением с водосборной площади надмерзлотных и поверхностных вод. С середины августа до конца сентября при уменьшении темпа протаивания СТС питание водоема надмерзлотными водами постепенно снизилось до 1 мм/сут, уменьшилась при этом и расходная часть водного балансаозера.

Таким образом, выполненный комплекс исследований позволяет утверждать, чтов водном балансе оз. Аччыгый Алаасважную роль играет криогенное перераспределение надмерзлотного стока в течение года. Недостаток летних осадков на восполнение испарившейся воды из озераскомпенсирован поступлением с водосборной площади надмерзлотных водсезонноталого слоя. Продолжение комплексных исследований в дальнейшем поможет выявить роль гидрометеорологических параметров в изменении площади озер и формировании гидродинамического и гидрохимического режимов подземных вод подозерных таликов.

Литература:

1. Аржакова С.К., Жирков И.И., Кусатов К.И., Андросов И.М. Реки и озера Якутии. – Якутск: Изд-во Бичик, 2007. – 136 с.
2. Васильев И.С. Пространственно-временные закономерности формирования деятельного слоя в ландшафтах Западной Якутии. – Новосибирск: Наука, 2005. – 228 с.
3. Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии. – Якутск, 1973. – 119 с.

4. Гаврилова М.К. Тепловой баланс озер Центральной Якутии // Озера криолитозоны Сибири. – Новосибирск, изд-во «Наука», 1974. – С. 88-98.
5. Константинов А.Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1968. – 532 с.

МОРФОГЕНЕЗИС АСИММЕТРИЧНЫХ СКУЛЬПТУР МИКРОРЕЛЬЕФА РАСТВОРЕНИЯ НА КРИВОГРАННЫХ ДОДЕКАЭДРОИДАХ АЛМАЗА ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Павлушин А.Д., Олейников О.Б., Граханов С.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Исследования морфологии кривогранных ромбододекаэдров алмаза с преломленными вдоль короткой диагонали ромба поверхностями из россыпей Бразилии и Африки [4], Урала и северо-востока Сибирской платформы [1, 6] показали, что данные формы являются результатом растворения. Этот вывод подтвержден экспериментами по получению аналогичных форм алмазов в водосодержащих силикатно-карбонатных расплавах [5].

Специфическими элементами микрорельефа алмазов «уральского» типа, представляющих округлые додекаэдроиды I разновидности по Ю.Л.Орлову [1], являются сноповидная штриховка вдоль ребер октаэдра, дитригональная слоистость, ориентированная в плоскости растворенных граней октаэдра, и прямые или зигзагообразные гранные швы, разделяющие грани округлого ромбододекаэдра. Криволинейные сфероидальные формы нередко осложнены полосами пластической деформации, которые трассируются вдоль плоскостей спайности алмаза по (111). К отрицательным формам микрорельефа относятся обратно-ориентированные относительно грани октаэдра треугольные ямки травления, а к положительным – округлые холмики и конусы растворения.

Перечисленные формы и элементы рельефа являются типичными для кривогранных додекаэдроидов, согласуются с кристаллической структурой алмаза и связаны с объемным физическим растворением его кристаллов. Весь спектр приведенных выше морфологических характеристик наблюдается и у додекаэдроидов из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Однако при исследовании с помощью электронной микроскопии на их поверхности отмечены более мелкие элементы, хаотично расположенные на гранях алмаза. Согласно системы микро-кристалломорфологического анализа разработанной В.Г. Фекличевым [3] гранный микрорельеф, дезориентированный относительно очертания граней кристалла, относится к формам асимметричного микрорельефа. В рассматриваемом нами случае морфологические типы микроскульптур не подчиняются симметрии кристалла алмаза и симметрии криволинейных граней, на которых они развиты и, по-видимому, связаны с локальным химическим взаимодействием окружающей среды и алмаза на заключительном этапе формирования его рельефа. На кристаллах алмазов из россыпи Маят и из туффитов карнийского яруса Булкурской антиклинали [5] выделено два типа асимметричных отрицательных скульптур: редкий дисковидный микрорельеф травления и достаточно распространенный реликтовый микрорельеф полостей с индукционными гранями оставшихся от включений минералов вскрытых за счет растворения кристаллов алмаза.

Дисковидный тип отрицательного микрорельефа представлен беспорядочно расположенными группами и отдельными углублениями с плоским ровным дном, имеющим идеально круглую форму (рис.). Диаметр разноразмерных ямок составляет от долей микрона до 50 мкм. Уступы углублений по окружности ровные, субвертикальные постоянной высоты, которая не превышает 1 мкм. В ряде случаев наблюдаются частичные пересечения близко расположенных дисковидных углублений. При этом одна из ямок доминирует по глубине заложения (см. рис. 1).

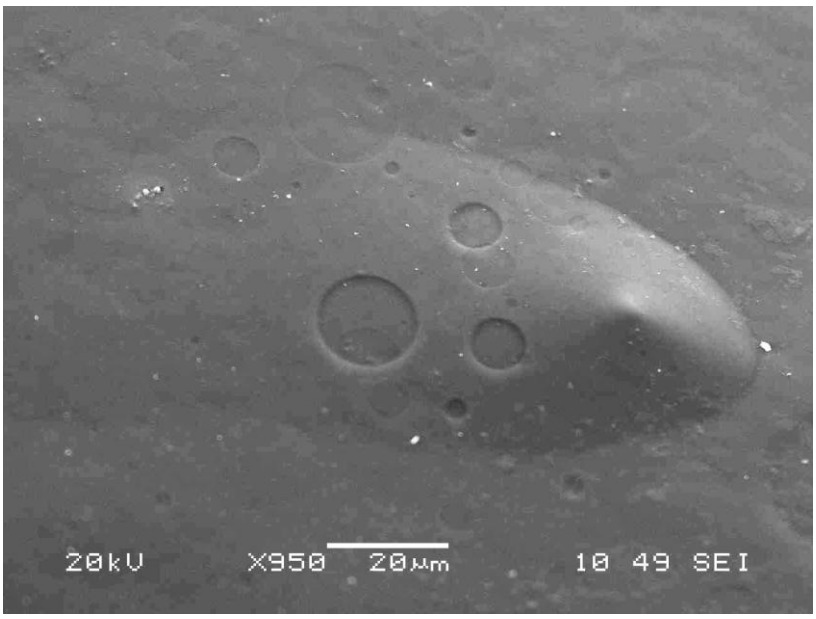


Рис. 1. Дисковидные ямки травления покрывают конус растворения на поверхности алмаза из туфогенных пород основания карнийского яруса россыпи Булкурской антиклинали. Тн. ПГ2.

Иногда в более крупной, асимметрично располагается дисковидная ямка меньшего диаметра. Очевидно, взаимоотношения деталей скульптур свидетельствует о многостадийности их появления, и, несомненно, указывают на связь их образования с травлением поверхности алмаза.

Асимметричное положение дисковидных ямок позволяет предположить, что процесс травления в данном случае не зависел от дислокационных дефектов структуры и кристаллографического направления поверхности алмаза и связан исключительно с состоянием и формой вступившего во взаимодействие растворителя. В отличие от объемного физического растворения алмаза, в данном случае редкость и асимметричный характер рельефа говорит о локальном химическом растворении. Идеально ровная округлая в плане форма ямок и плоское дно указывает на то, что реагирующая субстанция вероятнее всего являлась контактирующими с алмазом микропузырьками газа. Во время реакции он мог быть одно- или поликомпонентным, но гомогенным. Ограниченные размеры дисковых углублений (до 50 мкм) определялись незначительным объемом реагирующего вещества образующего сферу. По-видимому, размер газовых пузырьков, вступающих в плотный контакт с кристаллом

алмаза, имел определенные пределы, а с его превышением происходил их отрыв от поверхности.

Еще одним видом наблюдавшихся асимметричных отрицательных скульптур являются вскрытые объемным растворением полости, в которых ранее находились включения в алмазах. В настоящее время они пусты либо выполнены гипергенными минералами: гидрослюдами, иллит-смектитами и сульфат-карбонат-галогенидами, часть которых характерна для вмещающих их туффитов [2]. Как правило, они характеризуются изменчивым размером в пределах 5-300 мкм и произвольным положением на поверхности алмазов. Лишь в редких случаях они образуют параллельно-ориентировные группы с совпадающими очертаниями границ. Полости покрыты четко выраженными ступенчатыми индукционными гранями и не имеют следов травления, что указывает на присутствие заполняющих их первичных минеральных фаз. В процессе объемного растворения минералы включений препятствовали воздействию на микрорельеф полостей.

Описанные типы микрорельефа свидетельствуют, что химически активная среда была агрессивной как по отношению к алмазу, так и вскрывшимся ранее включениям в алмазах. Последнее отличает их от алмазов из кимберлитовых трубок, нередко имеющих на своей поверхности, хорошо сохранившиеся вростки оливина и граната. Очевидно, что как во время физического объемного растворения алмазов в водосодержащем расплаве [5], ведущем к появлению кривогранных форм, так и на последующем этапе химического растворения, обусловившем появление отрицательного дисковидного рельефа, кристаллы алмаза находились в неконсолидированном субстрате, что обеспечило доступ среды к поверхности алмазов. Вероятно, появление дисковидного отрицательного рельефа связано с эффектом декомпрессии и вскипанием насыщенного флюидами алмазовмещающего субстрата во время его подъема и появлением реакционных газовых пузырьков, а также в тотальном удалении вскрытых растворением минеральных включений в алмазах при кавитационных явлениях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98551-р_восток_а.

Литература:

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М. Наука, 1984. 264 с.
2. Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010. №5. С. 45-50.
3. Фекличев В.Г. Микрокристалломорфологический анализ. М. Наука, 1966. 260 с.
4. Ферсман А.Е., Гольдшмидт В. Кристаллография алмаза. М.: Наука, 1955. 567 с.
5. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Морфология кристаллов алмаза, растворенных в водосодержащих силикатных расплавах //Минералогический журнал. 1990. Т. 12. №1. С. 14-23.
6. Шафрановский И.И. Алмазы. М.: Наука, 1964. 174 с.

О СООТНОШЕНИИ ЗОЛОТОЙ И ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МАЛОМЫР (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Парада С.Г.

Институт аридный зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону

Маломырское месторождение золота сульфидно-прожилково-вкрапленного типа [1 – 3] локализовано в черносланцевой толще и, как все подобные объекты характеризуется повышенным содержанием вольфрама в рудах (до 0,03 %), которые оконтуриваются первичными и втроичными ореолами мышьяка, золота, меди и вольфрама. Однако минералы вольфрама в рудах встречаются редко. Иногда отмечается вольфрамит, еще реже диагностируется шеелит.

О соотношении золотой и вольфрамовой минерализации на месторождении можно судить по данным, приведенным в таблице 1. В ней сгруппированы интервалы опробования по скважинам с разной степенью золотоносности, а также отдельно выделены интервалы с повышенным содержанием вольфрама. По степени золотоносности представлены

интервалы относительно богатых (более 4 г/т) и относительно бедных руд, слабо золотоносные интервалы с содержанием золота в пределах десятых долей г/т, отдельно – сотых долей г/т, и «пустые» породы, в которых золото не обнаружено.

Увеличение золотоносности в скважине № 26 сопровождается заметным повышением содержания серебра, мышьяка, отчасти свинца. Сурьма обнаруживается лишь в самых богатых рудах. Закономерного изменения содержания других химических элементов не отмечается.

В скважине № 11 увеличение содержания золота также сопровождается повышением среднего содержания серебра и мышьяка. При этом при относительно более низких концентрациях золота в руде, содержания мышьяка значительно выше (в 2-4 раза), чем в однотипных интервалах скважины № 26.

Оказалось, что в интервалах, наиболее обогащенных вольфрамом (скв. № 11) содержания золота не превышают сотых долей г/т. Серебра же содержится иногда больше, чем даже в золотоносных участках. Примечательно, что вольфрамоносные интервалы являются одновременно и меденосными (средние содержания Cu в трех вольфрамоносных телах 0,014, 0,034 и 0,039 %), что почти на порядок выше, чем в золотоносных интервалах, а концентрации As в них заметно ниже. Это означает, что вольфрамовая минерализация более тесно ассоциирует с медной и представляет собой, скорее всего, отдельный медно-вольфрамовый тип оруденения, сформировавшийся в самостоятельный этап минерализации.

Примечательно, что с глубиной содержания вольфрама и меди в Cu-W рудных телах закономерно возрастают.

Таким образом, золотоносный и медно-вольфрамовый этапы минерализации проявились в пределах зоны Диагональной в целом, однако золоторудные тела пространственно обособлены от медно-вольфрамовых, хотя, возможно, в каких либо участках они могут и совпадать. Минералогическое выражение этого геохимического парагенезиса пока не исследовано. Достоверно установлено, что обнаруживаемый под микроскопом халькопирит (главный концентратор меди) является одним из наиболее поздних рудных минералов.

Таблица 1

Средние содержания золота, вольфрама и элементов-примесей (г/т) в рудных интервалах Маломырского месторождения

№№ п/п	Интервал опробования в м	Кол-во проб	Au	Ag	As	Cu	Zn	Pb	W	Mo	Sn	Co	Ni	V	Cr	Sr	Rb
	Скважина № 26. Золотоносные интервалы																
1	143-145	3	8.7	2,7	1130	23	27	23	12	1,7	9	12	12	60	30	170	400
2	146-152	6	1.5	1,5	930	37	90	20	60	0,8	8	8	14	50	30	180	500
3	131-143	17	0.n	0,6	300	19	19	15	16	0,9	7	11	15	50	20	160	340
4	156-188	20	0.0n	0,27	80	18	20	12	26	1,0	7	7	8,5	40	30	210	280
5	188-208	13	пусто	0,26	80	17	23	11	14	0,7	8	6	10	50	37	130	210
	Скважина № 11. Золотоносные интервалы																
6	244-266	13	4.6	3,7	5308	50	67	68	22	1,2	15	17	21	50	26	208	231
7	209-224	6	1.2	1,2	1567	42	30	15	31	1,0	8	27	42	70	33	267	300
8	211-223	7	0.n	0,6	529	47	13	9	9	0,5	5	17	30	57	23	250	243
9	130-211	55	0.0n	0,8	93	30	26	25	12	0,8	11	8	15	39	23	180	276
10	80-106	15	пусто	0,7	122	33	38	18	5	0,8	9	12	89	65	98	153	287
	Скважина № 11. Вольфрамоносные интервалы																
11	6.4-12.8	7	0.0n	0,8	743	137	61	26	106	0,9	12	3	5	63	21	186	243
12	78,0-86,0	8	0.0n	0,9	257	340	10	40	187	0,9	12	9	40	60	32	213	200
13	270,0-290,0	23	0.0n	1,0	550	386	29	45	295	8,1	9	14	24	47	37	215	226

Таблица 2

Содержания золота и элементов-примесей (г/т) в пиритах из ранних брекчий (1-9) и поздних кварцевых прожилков (10) Маломырского месторождения

№№ горных выработок	01	01	Канава 609	15	15	12	27	26	26	Обнажение
Интервал опроб., м	6,1-6,8	34,0-36,0		121-125	126-133	23,0-37,1	118-124	101-116	116-121	
Au в интервале, г/т	3,6	4,0	8,0	0,n	0,0n	1-3	0,0n	0.0n	1-3	Н.а.
Au в пирите, г/т	33,5	40,0	50,0	8,2	3,1	40,0	5,5	Н.а.	31,7	Н.а.
Ni	700	700	300	300	700	100	1000	200	100	300
Co	500	200	10	20	20	10	200	50	7	5000
V	100	100	20	10	10	10	20	20	30	10
Cr	-	-	50	50	50	70	50	50	50	100
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10
W	-	-	-	-	50	70	-	50	50	5000
Cu	300	1000	100	70	200	30	500	100	50	5000
Pb	300	300	100	500	500	300	500	200	500	500
Ag	5	7	7	3	5	3	7	5	5	7
Sb	100	200	100	100	100	200	200	-	-	100
Bi	30	20	-	20	-	10	20	-	5	20
As	7000	5 %	5 %	3 %	5000	3 %	500	3000	2000	700
Zn	500	700	300	700	300	300	500	300	500	3000
Sn	20	-	20	20	20	20	10	20	50	50
Y	7	7	10	5	7	5	5	5	7	5
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70
Ni/Co	1,4	3,5	30,0	15,0	35,0	10,0	5,0	4,0	14,3	0,06

Н.а. – не анализировалось, - не обнаружено

Он находится в прожилках, пересекающих золотоносный пирит и арсенопирит, отмечается в сростках с аргентитом и образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите, локализованных в поздних кварц-адуляровых прожилках. Тесная геохимическая ассоциация меди с вольфрамом позволяет предположить наличие в перечисленных образованиях тонкодисперсного минерала вольфрама, однако, к настоящему времени такой минерал в изучаемых рудах не обнаружен. Имеется и другой вариант минералогического объяснения Cu-W геохимического парагенезиса. Для этого обратим внимание на геохимические особенности пирита с порядковым номером 10 (таблица 2).

Этот пирит отобран из поздних кварцевых прожилков, пересекающих сульфидно-вкрапленные руды или образующих самостоятельные жильно-прожилковые зоны за пределами Маломырского месторождения, то есть, представляющий самостоятельный этап минерализации. Этот пирит, в отличие от раннего, содержит аномальные концентрации как раз Cu (2-5 %) и W (0,5 %), а также Co (0,5 %) и Zn (1-3 %). Таким образом, чтобы обеспечить выявленные в Cu-W зонах концентрации вольфрама 0,01-0,03 %, содержание такого пирита в этих зонах должно составлять 2-6 %.

Литература:

1. Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 116 с.
2. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Проявление вкрапленного золотосульфидного оруденения в черносланцевой толще // Геология руд. Месторождений. 1988. № 4. С. 110-115.
3. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 77-81.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ И ПРИРОДНЫЕ БИТУМЫ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Парфенова Т.М., Каширцев В.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

На северо-востоке Сибирской платформы среди осадочных образований докембрия и нижнего палеозоя развито несколько комплексов (осадочных формаций), для которых характерны повышенные концентрации органического вещества и значительная степень его битуминизации. Как правило, породы этих формаций обладают «нефтяным» запахом и рассматриваются в качестве нефтематеринских. В числе их наиболее ярким представителем является куонамская (нижний-средний кембрий) сингенетично-битуминозная формация.

Куонамская формация распространена в пределах так называемой Юдомо-Оленекской фациальной области, которая простирается от бассейнов рек Оленека и Анабара в юго-восточном направлении до бассейнов рек Маи и Юдомы. На севере Сибирской платформы в Оленекской фациальной зоне в течение позднеботомского, тойонского и амгинского веков кембрийского периода сформировалась относительно маломощная (25—60м) толща доманикоидных осадков, сохранившая свои литологические особенности на обширнейшей площади. Эта толща, получившая название куонамской свиты, сложена преимущественно черными и коричневыми тонкослоистыми битуминозными аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, мергелями и известняками. Повсеместно породы формации обогащены органическим веществом, количество которого достигает 30% от массы породы. Характерная темная окраска пород хорошо отличает формацию как от подстилающих, так и перекрывающих отложений.

Общая мощность куонамской формации в Оленекском палеобассейне изменяется от 25 до 60м. На западе в зонах рифовых построек мощность

синхронных куонамской формации отложений возрастает более чем в 10 раз.

Собственно куонамская свита объединяет достаточно специфичные по литологии отложения. В зависимости от пространственного положения (внутрибассейновая или склоновая часть) набор пород и структурно-текстурных признаков последовательно меняется.

«Внутрибассейновый» набор пород представлен преимущественно насыщенными органическим веществом карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями. Главными из них являются черные тонкогоризонтальнослоистые аргиллиты и кремни, чередующиеся с темно-серыми глинистыми известняками, доломитами и мергелями, реже встречаются светлые биокластические известняки (малокуонамский горизонт). При содержании органического вещества более 10% аргиллиты становятся тонколистоватыми «легкими», т.е. типичными горючими сланцами. По данным технических анализов подавляющее количество сланцев низкосортное - они высокозольны, теплотворная способность невелика (табл. 1).

С горючими сланцами и аргиллитами в породах куонамского комплекса связаны повышенные концентрации V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Cu и ряда других элементов. Наиболее концентрированное фосфатонакопление приурочено к породам ботомского яруса (бороулахский горизонт). В основном это стяжения фосфоритов самой разнообразной формы, большей частью уплощенно-линзовидные и сферические, с содержанием P_2O_5 до 31%.

Наряду с горючесланцевыми формациями на севере Сибирской платформы известен ряд месторождений (скоплений) природных битумов, локализованных в отложениях докембрия, нижнего и верхнего палеозоя и в меньшей степени - мезозоя.

Рассохинское скопление выявлено на северном склоне Анабарского свода. Оно приурочено к зоне контакта песчаников лабазтахской и бурдурской свит рифея с доломитами нижнего кембрия. Ресурсы битумов Рассохинского скопления ориентировочно оценены в 200—300 млн. т.

Таблица 1

Качество горючих сланцев бороулахского горизонта куонамской формации Оленекского района
по данным технических исследований (НИИГА, ВАГТ, ИГН СО РАН)

Адрес пробы	Влага Wa %	Зольность Ac, %	Сера S, %	Смолы полук.. %	Теплот. способ. кДж./ кг
р.Токур-Уджа	1.70	71.70	2.18	7.40	7728
р.Мангдахай-Уджата	2.10	73.40	1.18	6.81	7808
р.Мас-Уджа	1.80	75.80	0.88	4.66	5109
р.Мас-Уджа	3.10	69.00	0.90	6.26	7117
р.Неккекит	2.70	65.70	2.00	4.63	5075
р.Оленек	2.50	74.10	2.40	6.00	6787
р.Амыдай	1.90	72.70	1.39	4.89	7242
р.Огонер-Юрях	2.30	79.50	0.50	4.59	5025
р.Тенгелях	2.50	74.10	2.40	6.00	6787
р.Чомордоох	2.06	77.17	1.45	6.21	7075
р.Бороулах	2.30	72.90	1.84	5.53	6530
р.Торкукуй	2.60	68.30	0.88	9.55	9084
р.Кютюнгде	0.66	72.28	0.89	2.08	3879
р.Улахан-Тирэхтэх	0.00	76.73	4.71	6.62	7569
р.Муна	2.15	78.00	1.26	4.84	5343
р.Кюленке	1.35	71.15	0.98	3.40	6690
р.Маспакы	2.00	61.30	1.50	9.66	11368
р.Делингдэ	0.90	76.90	1.14	5.09	5653
р.М.Куонамка	1.40	64.50	2.10	6.95	7979
р.Улэгир	4.40	84.70	13.60	3.18	3255
р.Олигир-Чарас	2.70	71.50	1.70	7.11	8176
р.Арга-Сала	0.82	78.14	1.90	4.93	5456

Восточноанабарское скопление прослежено на восточном крыле Анабарского свода на расстоянии ~200 км по поверхностным выходам насыщенных битумом горизонта венда и нижнего кембрия в бассейне рек Малая и Большая Куонамка. Предполагаемая площадь распространения

битумсодержащих пород оценивается ~6000 км^2. В песчаных пластах содержится порядка 2-2,3 млрд. т. битума.

Силигир-Мархинское скопление битумов. Наиболее крупная зона битумонакопления локализована в отложениях силигирской свиты среднего кембрия и в верхнем кембрии Проявления битумов группируются в полосу шириной 40-50 и протяженностью 210 км. Суммарные ресурсы битумов оцениваются в 2 млрд. т. В пределах Силигир-Мархинского поля известны нефте - и битумопроявления в районе кимберлитовой трубки «Удачная» (Далдыно-Алакитский район).

Центрально-Оленекское скопление битумов расположено к западу от выходов эекитской серии нижнепротерозойского фундамента. Здесь кессюсинская свита (венд-нижний кембрий) в основании имеет базальную пачку битумонасыщенных гравелитов и песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов. Ресурсы не оценивались.

Оленекское месторождение природных битумов расположено на северном склоне одноименного поднятия и представляет наибольший интерес в плане возможного освоения месторождения в недалеком будущем. Битумо- и нефтенасыщенные породы связаны преимущественно с пермскими терригенными отложениями платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба и в меньшей степени - с подстилающими их верхнекембрийскими карбонатными породами. Концентрации битумов в песчаниках достигает 10% (вес.) и во многом зависит от коллекторских свойств пород, которые в целом обладают хорошими параметрами. В пределах выходов песчаников на поверхность битумы гипергенно изменены до асфальтов и асфальтитов. С погружением в направлении осевой части Лено-Анабарского прогиба асфальтиты сменяются мальтами и вязкими нефтями. Ресурсы битумов и высоковязких нефтей по месторождению оцениваются от 2 до 4 млрд.т. В пределах небольшого Усть-Буурского участка (около 24 км^2), разбуренного колонковыми скважинами, запасы битумов оцениваются в 16 млн.т. Горно-геологические условия участка позволяют организовать карьерную добычу.

При планируемом развитии поисково-разведочных работ на нефть и газ в Арктике горючие сланцы и битумные скопления могут сыграть свою роль

как при оценке ресурсной базы современной континентальной окраины и шельфа, так и в качестве будущих самостоятельных объектов промышленного освоения. В рамках реализации «Основ государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2020 года» оценка ресурсов нефти и газа, в том числе гигантских залежей битумов, их разведка и подсчет запасов становятся актуальной задачей. Продукты их переработки могут быть устойчивым и экономически выгодным источником нефтепродуктов для восточной части Российской Арктики и Северного морского пути.

РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ТРИАСА (КУЛАР-НЕРСКИЙ СЛАНЦЕВЫЙ ПОЯС)

Полуфунтикова Л.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

На площади Тарынского рудно-россыпного узла развиты терригенные породы нижней юры и верхнего триаса, представленные мощными пачками разнозернистых алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников. В настоящее время для реконструкции состава источника сноса и тектонических обстановок формирования осадочных образований широко используются тонкозернистые осадочные породы, поэтому анализ распределения редких и редкоземельных элементов проведен для алевролитов норийского яруса верхнего триаса. Отбор проб проводился на территории Тарынского рудно-россыпного узла, анализы выполнены в лаборатории «Геохимических методов поисков и разведки МПИ» геологоразведочного факультета СВФУ. Аналитик Легостаева Я.Б.

Сумма РЗЭ+Y в анализируемых породах варьирует в пределах от 145 до 203 г/т при медианном значении – 170±20,89.

Достаточно широкий диапазон значений соотношения (La/Yb)n (min=8,3; max=13,4) свидетельствует о нестабильных условиях осадкообразования, а их медианное значение 10,5±1,49 и крутой наклон спектра РЗЭ (Gd_n/Yb_n >1.5) указывает на преобладание в областях питания кислых магматических образований [2] (рис.1). Это же подтверждается высокими значениями соотношений легких и тяжелых РЗЭ (медианное значение отношения LREE/HREE составляет 9,82±1,42) и отчетливо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu*). Для норийских алевропесчанистых пород величина $Eu/Eu^* = Eu_n/((Sm_n+Gd_n)/2)$ составляет в среднем 0,76±0,09 (меньше 0,9), что также выступает показателем поступления глубинного вещества в осадки за счет флюидного массопереноса, т.е. породы в источниках сноса претерпели внутрикоровые изменения [1].

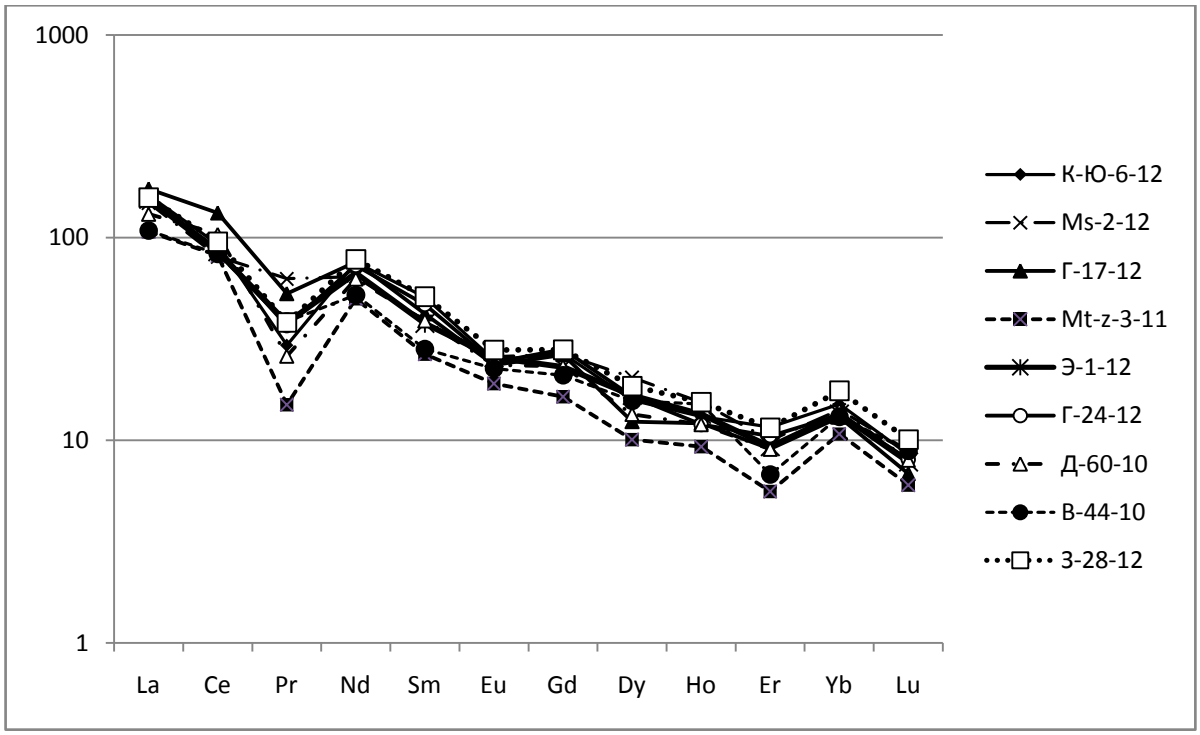


Рис. 1. Распределение нормированных по хондриту [3] редкоземельных элементов в алевролитах норийской свиты верхнего триаса

Одним из эффективных методов реконструкции состава пород водосборов является анализ соотношения малых элементов (La/Sc, La/Cr, La/Co, Th/Sc и др.), типичных для пород кислого и основного состава. Содержание малых компонентов изменяется в соответствии с определенными закономерностями, которые позволяют провести реконструкцию условий формирования осадочных образований.

Таблица 1

Средние значения различных элементных отношений в основных типах магматических пород и отложений норийского яруса среднего триаса [1]

Отношение	**Основные типы магматических пород**					**Отложения T_3n**
	Базиты	Диориты	Гранодиориты	Граниты	Сиениты	
Th/Sc	0.107	0.333	**0.762**	2.769	4.333	0,55
La/Sc	0.567	1.167	**3.923**	7.385	15.000	3,27
La/Co	0.354	1.500	**3.654**	48.000	15.000	2,78
Th/Co	0.067	**0.429**	0.127	18.000	4.333	0,467
Cr/Ni	1.290	1.320	**1.380**	1.600	0.500	1,460
Co/Ni	0.340	0.340	4.880	**0.290**	0.750	0,289
Th/La	0.188	0.286	**0.194**	0.375	0.289	0,191

Сопоставление элементных отношений в основных типах магматических пород и отложениях норийского яруса среднего триаса (см. табл. 1) показал, что наблюдается наибольшая сходимость значений соотношений для осадочных пород со средними значениями в гранодиоритах.

Индикатором обстановок формирования осадочных пород является цериевая аномалия – $Ce/Ce^* = Ce_n/((La_n+Pr_n)/2)$. Для норийских отложений среднее значение $Ce/Ce^* = 1.04 \pm 0.17$, что соответствует осадконакоплению, происходящему в обстановке пассивной континентальной окраины [1].

Еще одним немаловажным вопросом является процесс переотложения осадочного материала. Для многократно переотложенных тонкозернистых терригенных отложений выделен ряд особенностей [3].

Отношение K_2O/Al_2O_3 не должно превышать 0,3. Слабо растворимые элементы, такие, как например, Th, Y, Zr характеризуются повышенными концентрациями. Для исследуемых отложений медианное значение K_2O/Al_2O_3 составляет 0,16±0,02, а на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc отмечается достаточно высокое соотношение Zr/Sc, что типично для тонкой алюмосиликластики, сформированной за счет размыва зрелой континентальной коры (рис. 2).

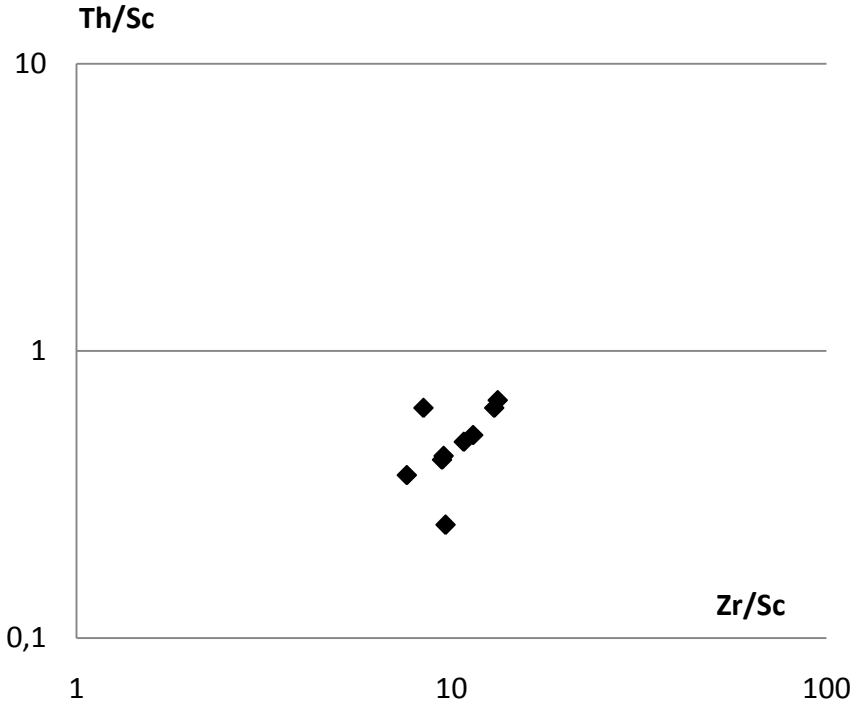


Рис. 2. Диаграмма соотношений Th/Sc – Zr/Sc в триасовых отложениях

Таким образом, проведенный анализ показал, что при формировании триасовых отложений на палеоводосборах преобладал магматический материал кислого состава группы гранит-гранодиоритов. Накопление осадочного материала происходило в условиях пассивной континентальной окраины и связано с процессами рециклинга, т.е. породы претерпели частичную внутрикоровую трансформацию.

Литература:

1. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
3. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States// Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V.59. P. 2919-2940
4. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

ОПАСНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА УЧАСТКЕ 600-700 км ТРАССЫ ЯКУТСК-МАГАДАН

Поморцев О.А.[1], Скачков Ю.Б.[2], Васильева О.И.[1]

1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск;

2 – Институт мерзлотоведения СО РАН им. П.И.Мельникова, г. Якутск

В июле-августе 2013 г в горах Южного Верхоянья сложилась опасная геоэкологическая ситуация, спровоцированная небывало большим количеством выпавших атмосферных осадков. Так, число дней с осадками на станциях находящихся в створе с опытным участком автотрассы составило: в Крест-Хальджае – 17 дней, в Томпо – 20 дней, в Оймяконе - 21 день, на станции Теплый ключ – 22 дня, на станции Восточная – 23 дня, в Агаякане - 27 дней. В целом за месяц на метеостанциях, по которым мы проводим анализ, выпало до 4-х норм.

В отдельные дни на станциях выпадало по месячной норме осадков или около этой суммы. В Крест-Хальджае и в Теплом ключе – 31 июля, в Томпо – 22 июля.

Оценивая июль 2013 г. на фоне многолетней изменчивости, можно убедиться в неординарности событий этого года. Наиболее ярко это проявилось в Оймяконе и в Крест-Хальджае, где были установлены новые абсолютные рекорды июля.В Томпо сумма осадков оказалась близкой к рекордной.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующий вывод. Аномальные погодные условия июля 2013 г., в первую очередь по суммам выпавших атмосферных осадков, на территории Томпонского и Оймяконского районов создали критические условия, которые могли привести к активизации негативных гидрологических (паводки) и мерзлотных процессов (термоэрозия, термосуффозия, солифлюкция, оползни).

Учитывая, что в этот период на большей части гор Южного Верхоянья протайка мерзлых пород под моховым покровом не превышала 30-40 см в горных долинах под воздействием обилия вод атмосферных осадков и мерзлотного водоупора зародилась мощная паводковая волна поверхностных и надмерзлотных вод. Особенно сильное воздействие паводковых вод испытали участки трассы, приуроченные к наклонным поверхностям делювиально-пролювиальных шлейфов оконтуривающих подножия протяженных склонов водоразделов являющихся значительными по площади водосборными бассейнами. Их волнообразный рельеф, особенно на участке 632-662 км трассы создал условия для развития здесь большого количества линейных водотоков обладающих мощным эрозионным воздействием способным значительно осложнить инженерно-геологическую обстановку на трассе.

При прохождении паводково-дождевой волны на многих участках автотрассы существующая ливневая канализация была выведена из строя, после чего начался перелив вод поверх дорожного полотна с развитием эрозии. Даже применение специальной сетки и отделка валунной отмосткой дренирующих желобов, обустроенных вдоль трассы на участках

ее современной реконструкции, не позволило нормализовать ситуацию. Во многих местах дренажные системы были занесены щебнисто-гравийным и песчаным материалом, поступающим с ливневыми водами. Блокировки водоотводящих систем отмечались по всей трассе. Дело в том, что в процессе выравнивания продольного профиля автотрассы на участках реконструкции, во многих местах были подрезаны делювиально-пролювиальные толщи подгорных шлейфов и конусов выноса - главных поставщиков не только поверхностных и надмерзлотных вод, но и рыхлого песчано-щебнистого материала способного, как показала практика, блокировать дренажные желоба. Единственным спасением от разрушения трассы на участках реконструкции явилось наличие там тяжелой техники позволившей выправить ситуацию. Вместе с тем на участке трассы, где реконструкция не производилась сохранившийся увалистый рельеф и повторяющие его перегибы профиля трассы породили большое количество локальных водосборов поставивших воду для подтопления и размыва трассы. Однако на тех участках, где в ливневых переходах были заложены дренажные трубы большого диаметра выполнявшие без перебоев функцию дренирования подушка дороги оставалась стабильной, где нет, там проявилась активная эрозия полотна. Как показали наблюдения на трассе: пока нет дождей, активных процессов нет, но условия для их развития существуют здесь постоянно.

Исключительно слабым звеном на трассе оказались водоводы, обеспечивающие пропуск ливневых и надмерзлотных вод через подушку основания трассы с последующим сбросом в русла речных систем. Это касается главным образом участка, где реконструкция еще не была начата. Здесь в качестве водоводов для переходов через трассу использовались не трубы большого диаметра, как это делается в настоящее время, а короба сколоченные из досок. При росте объемов поступающих паводковых вод, а соответственно скорости и напора потоков, в ряде переходов произошло вымывание грунтовой подушки, облегающей недостаточно герметичные деревянные короба, что привело к размыву подушки и разрушению полотна автотрассы.

При дальнейшей эксплуатации автотрассы необходимо учитывать и эндогенный фактор проявляющейся прежде всего в том, что неотектонические, современные разломы и смещения обычно унаследовано проявляются в зонах региональных древних разломов. Например, на участке долины р. Сеторым от ее устья и выше по течению на протяжении десяти километров многочисленные разрывы зоны Сеторымского разлома образуют правосдвиговый дуплекс сжатия. Мощные (до 150 м) зоны катаклаза и милонитизации основной ветви и оперяющих разломов заведомо являются «слабым звеном» скальных оснований вдоль автотрассы. По ним чаще всего идет поступление грунтовых вод, проявляются таликовые зоны в многолетнемерзлых породах, возможны как вертикальные, так и горизонтальные подвижки во время землетрясений, обвалы и осыпи. Подобные явления наиболее вероятны на участках выходов глинистых сланцев. Такие же потенциально опасные участки с возможными обвалами приурочены к зонам Восточно-Сеттедабанского и Кюрбеляхского разломов (например, приустьевая часть рр.Некуннья, Кюрбелях, Сухая или Лев. Атмооле).

Наряду с эрозионными процессами в период дождей существенное развитие получили суффозионный и мерзлотный процессы, особенно ярко проявившиеся в районе пересечения трассой Алдано-Индигирского водораздела. Здесь в процессе реконструкции трассы были вскрыты погребенные льды вытаивание которых привело к развитию термокарста и термосуффозии. Кроме того, на участках техногенных обрывов в зоне реконструкции проявились опасные гравитационные процессы – обвалы и вывалы гонных пород, осыпи, оползни. Усиление динамики этих процессов произошло и на скалистых участках прижимов и останцов, приуроченных к зонам разломов. Представляется важным, что все вышеописанные опасные инженерно-геологические процессы в той или иной степени развития проявились одновременно по всей трассе, несмотря на определенные различия в инженерно-геологических условиях отдельных участков, что может свидетельствовать о высоком уровне динамичности этих процессов и порожденной ими геоэкологической опасности.

Случайна или закономерна породившая их аномалия климата – на сегодня судить трудно. Однако, не вызывает сомнения факт, что климатическая система планеты в настоящее время претерпевает изменения, подтвержденные данными инструментальных наблюдений: температура приземного слоя воздуха на планете за XX столетие выросла на 1°С. Согласно нашим прогнозам, построенным на основе анализа глобальных климатических ритмов М. Миланковича (40700-летний) и А.В. Шнитникова (1850-летний), климатическая система Земли на протяжении XXI века будет изменяться в направлении роста не только температуры, но и увлажненности. Последнее заставляет по-новому взглянуть на проблему инженерной защиты не только автодорог, но городов и других населенных пунктов, подверженных воздействию водных и не только водных стихий.

Если говорить непосредственно об объекте исследования – автодороге Якутск - Магадан, то здесь необходима серьезная доработка системы инженерной защиты полотна трассы, прежде всего от воздействия ливневых и надмерзлотных вод. За основу могут быть приняты как многоуровенные системы защиты, используемые в борьбе с селями и наледями, так и свайные фундаменты. Альтернативу предложенным решениям может составить только постоянное присутствие на трассе необходимого количества тяжелой техники способной оперативно устранять возникающие инженерно-геологические проблемы.

О ВЛИЯНИИ ЭФФЕКТИВНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Попов В.В.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Количественная оценка петрофизических свойств пород в пластовых условиях необходима для достоверной интерпретации материалов ГИС, введения поправок на объемные коэффициенты при подсчете запасов и

составления проектов разработки [1]. Исследования фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород производились на приборе «АР-608» фирмы «Коре-тест» (США), предназначенном для определения *($К_{пг}$)* и проницаемости ($К_{прг}$) по газу при атмосферных условиях и реальных пластовых напряжениях.

Задача анализа ФЕС состояла в уточнении некоторых особенностей изменений как пористости, так и проницаемости пород-коллекторов нефти и газа в зависимости от эффективного давления ($Р_{Э}$ф.), под которым понималась разница между горным и поровым давлением. При средней глубине *(Н)* залегания продуктивных отложений 1500 м в качестве реальной величины эффективного давления было принято его значение в 25 МПа, рассчитанное по приближенной формуле Рэф. = 0,14Н [2]. Определенный интерес проведенные исследования представляют и с точки зрения интерпретации результатов, получаемых на приборе «АР-608», поскольку он используется во многих организациях. В качестве объекта исследований были выбраны типичные коллекторы карбонатного типа - известняки и доломиты башкирских и турнейско-фаменских отложений нефтегазоносного Пермского региона Урало-Волжской провинции. Для разновозрастных отложений пластовое давление было выбрано одинаковым с целью возможности сопоставления пород различного литологического состава и отработки методических вопросов. В экспериментах использовались цилиндрические образцы диаметром 25,4 мм и высотой 20.. .30 мм.

Пермеаметр-порозиметр «АР-608» укомплектован кернодержателем Хаслера, рассчитан для работы с породами, имеющими пористость 0,1... 40 % и проницаемость 0,001... 5000 фм^2 при пластовом давлении 3,5...65 МПа. В приборе кроме бокового предусмотрено моделирование равновесного осевого давления, что, согласно данным [3], является необходимым условием изучения пород в реальных условиях их залегания. В первом приближении такое исследование при одинаковом всестороннем сжатии вполне допустимо [2]. Проницаемость находится при условии нестационарной фильтрации с поправкой на проскальзывание, а пористость - на основе закона Бойля-Мариотта. За счет двухстороннего ввода в образец рабочего агента прибор обладает высокой экспрессностью измерений.

Особенности измерения на приборе «АР-608» состоят в том, что первые значения $К_{ПГ}$ и $К_{ПРГ}$ фиксируются при Рэф =3,5 МПа и принимаются в качестве аналога атмосферных условий. В действительности это является ошибочным допущением, так как при такой нагрузке в коллекторе происходят значительные деформационные изменения, которые не могут не отразиться на ФЕС. Поэтому атмосферным условиям более всего будут соответствовать пористость и проницаемость при эффективном давлении 1 МПа, при котором порода практически не деформируется и которое сопоставимо с используемым в российских приборах.

Подтверждением сказанному служат результаты анализа пористости и проницаемости при Рэф = 1 и 3,5 МПа в сравнении с данными, полученными при пластовом эффективном давлении, в нашем случае равном 25 МПа (рис. 1). Значения $К_{ПГ}$ при $Р_{Эф.}$ = 1 МПа находили способом экстраполяции с учетом закономерности изменения пористости в диапазоне $Р_{эф.}$ = 3,5... 25,0 МПа (рис. 2, 3).

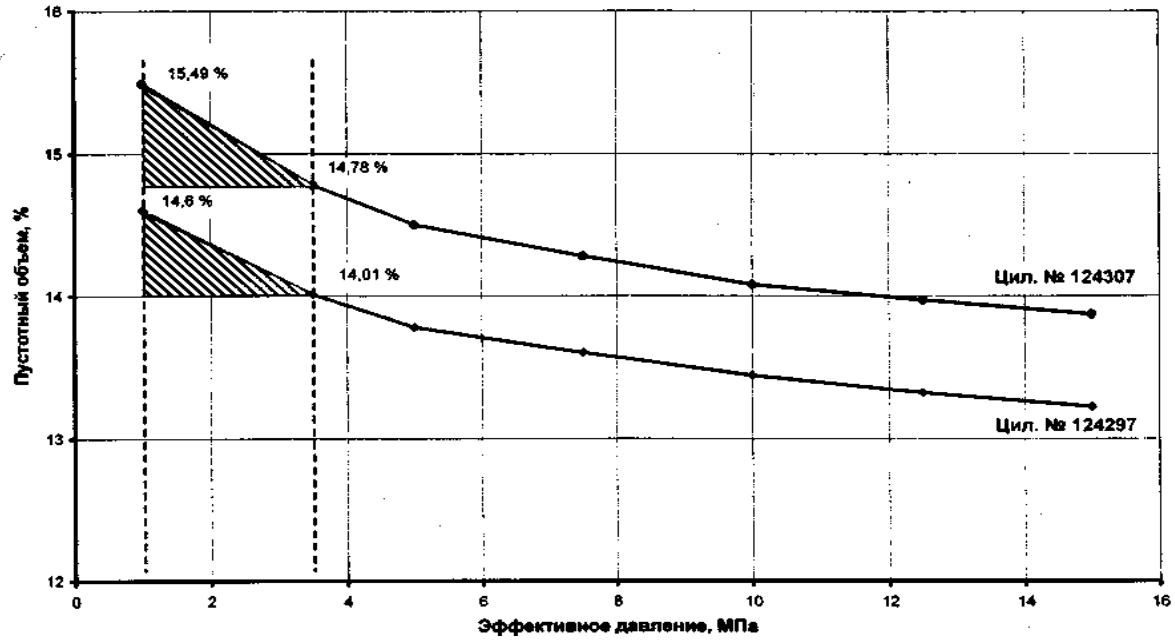


Рис. 1. Интерполяция изменения пустотного объема карбонатных пород при эффективном давлении 1 МПа

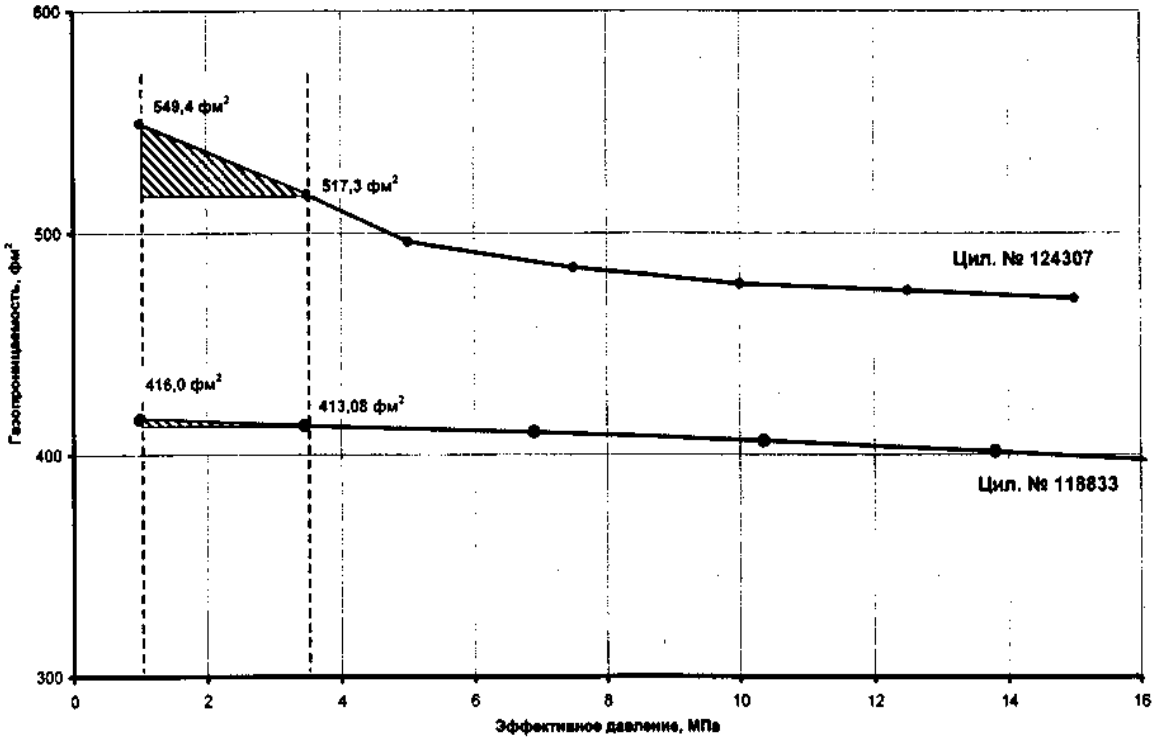


Рис. 2. Интерполяция изменения газопроницаемости карбонатных пород при эффективном давлении 1 МПа

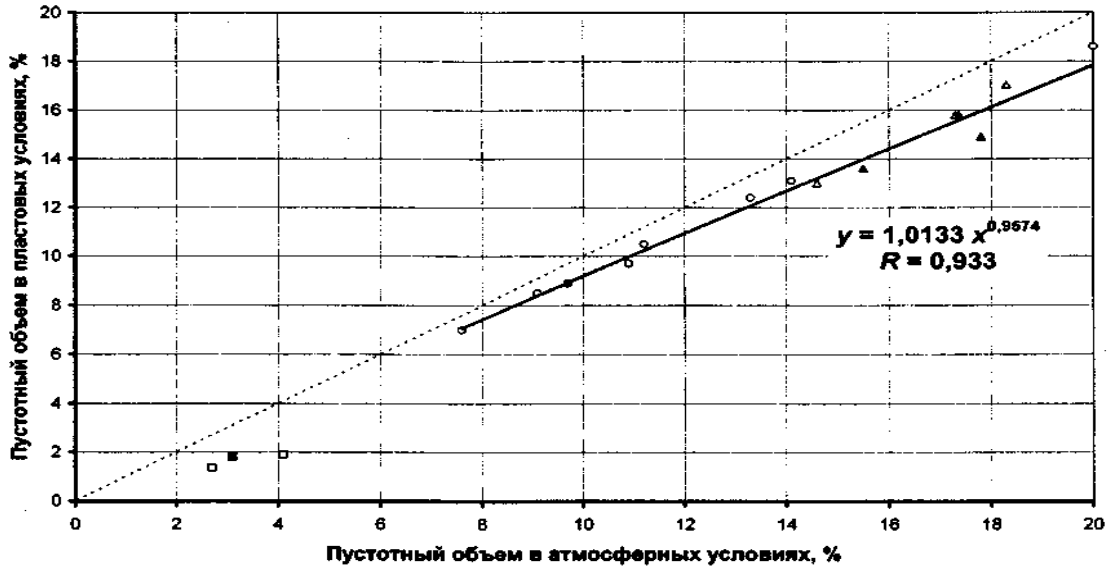


Рис. 3. Сопоставление пустотного объема карбонатных пород в атмосферных и пластовых условиях: известняки: Т- $Ф_м$: Δ – пористые, ▲- слабо кавернозные, пласт Бш: ○ – пористые; доломиты: □ – пористые, ■ – кавернозные

Выводы

Показано несоответствие атмосферным условиям значений пористости и проницаемости, определенных на приборе «АР-608» при эффективном давлении 3,5 МПа, и предложен способ их корректировки.

Для башкирских и турнейско-франских отложений южной части Прикамья впервые определены значения открытой пористости и абсолютной проницаемости по газу с учетом пластовых условий.

Установлены тесные корреляционные зависимости между филырационно-емкостными свойствами, полученными в пластовых и атмосферных условиях, что позволяет производить расчетную оценку реальных коллекторских свойств.

Зависимости абсолютных изменений проницаемости в пластовых условиях дифференцированы с учетом литологических особенностей пород отдельно для известняков и доломитов.

Рассчитаны коэффициенты сжимаемости пористости при эффективном пластовом давлении 25 МПа и показана тенденция их изменения в зависимости от начальной пористости.

Литература:

1. Авчан Г.М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. - М.: Недра, 1972. - 144 с.
2. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.:ВНИИОЭНГ,2005. С.34-45.
3. Методические рекомендации по исследованию пород-коллекторов нефти и газа физическими и петрофизически-ми методами / Под ред. В.И. Горояна, В.И. Петерсилье. - М.: ВНИГНИ, 1978. - С. 297-331.
4. Тульбович Б.И. Методы изучения пород-коллекторов нефти и газа. - М.: Недра, 1979. – 198 с.

ПРОХОДКА ТРАНШЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЭКСКАВАТОРОВ И ГИДРОМОЛОТОВ

Попов Г.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Интересен опыт ускоренной разведочной оценки месторождения россыпных алмазов Маят, расположенной в Анабарском улусе Якутии [1]. С целью уточнения и наращивания запасов алмазов по россыпи р. Маят предприятием ООО «Алмазы Анабара» были проведены детальные геологоразведочные работы.

Проектом геологоразведочных работ на месторождении предусматривалась проходка траншей с использованием бульдозеров и шурфов малого сечения. Траншеи проходились на перекатных участках россыпи, а на плесовых участках – шурфы на проморозку и пожог.

В процессе проведенных работ выявились недостатки в технологии геологоразведочных работ, которые заключались в следующем.

На перекатных участках опробование песков траншейными секциями приводит к высокой погрешности в определении не только содержаний алмаза, но и мощности песков вследствие технических особенностей используемой техники (Т-500, Т-170) при проходке траншей: максимальная глубина рыхления мерзлых песков тяжелым бульдозером, оснащенным рыхлителем, за один проход составляет 0,42 м, следовательно, при средней мощности песков 1,32 м потребуется как минимум 4 прохода.

Таким образом, при ширине отвала бульдозера 3,75 м проходится траншея с поперечным сечением, близким к пологой трапеции, ширина по верху составляет 18-20 м, а по полотну – до 4,0 м. Трапециевидное сечение нарушает естественное (примерно 1:1) соотношение объемов приплотикового и надплотикового материалов песков до 1:1,3 соответственно. При характерной для русловых россыпей заметной обогащенности приплотикового аллювия алмазами получается искажение в сторону занижения средних содержаний по секционной пробе, что и произошло на стадии разведки.

Таким образом, возникла необходимость отказаться от проходки траншей с использованием бульдозеров, заменяя их шурфами большего сечения, что позволило бы получить более представительный объем пробы, существенный прирост запасов и более эффективно и качественно по сравнению с предварительной разведкой оценить уровень содержания алмазов в россыпи [1].

Одновременно проводился поиск более подходящей техники для проходки траншей, в частности экскаватора, т.е. была поставлена задача повысить достоверность определения запасов алмазов в процессе геологоразведочных работ и с применением траншей ускорить выполнение проектных работ. Так, была подобрана и закуплена пригодная для проходки траншей экскаваторная техника, тем самым был реализован полный переход на проходку шурфов большего сечения ($4м^2$). Также были созданы более комфортные производственные и бытовые условия для геологов, проходчиков и механизаторов, что способствовало повышению производительности труда и сокращению сроков разведки и освоения месторождения.

Для проходки траншей геологоразведочного назначения с соблюдением выдержанного заданного сечения остановили свой выбор на экскаваторах, выпускаемых ОАО «Тверской экскаватор».

Были приобретены, получены и по зимнику завезены на участок Маят два экскаватора ЕК-18 (колесный) и ЕТ-25 (гусеничный) с емкостью Ковшов 1,0 и $1,25м^3$ соответственно.

В числе сменного рабочего оборудования были приобретены гидромолоты МГ-300.

Обоснованием проходки траншей экскаватором послужили неглубокое залегание продуктивного пласта от дневной поверхности, в основном до 2,5-3,0м, сравнительно малые мощности продуктивного пласта, а также литологический состав пород, отвечающий по категории проходимости (разрушения) для рыхления гидромолотом (пикой), установленным на экскаваторе.

Проходка траншеи осуществляется на русловых участках месторождения в зимне-весенний период года. Ширина траншеи по полу

1,2м (равная ширине ковша экскаватора), глубина до 5м. ею полностью пересекались русло и вся пойма, пласт продуктивных песков с углублением в коренные породы плотика на 10-20см. Производился секционный отбор проб объемом не менее 15м^3. Поперечное сечение траншеи получается правильной формы, близкой к прямоугольной, что обеспечивает естественное соотношение материала из верхних и нижних слоев продуктивного пласта.

Технологический процесс проходки траншеи имеет два варианта. Первый вариант – когда экскаватор ЕТ-25 с навесным гидромолотом производится рыхление грунта, а экскаватор ЕК-18 ковшом вынимает разрыхленный грунт, второй – когда один экскаватор навесным гидромолотом производится рыхлением грунта, после чего снимает гидромолот, навешивает ковш и производит выемку разрыхленного грунта. Замена гидромолота ковшом занимает 15-20 мин.

При проходке шурфов также внедрено небольшое новшество. Шурф по пустым породам (вскрыше) проходится сечением 2,0м^2, а по продуктивному пласту – 4,0м^2 и более с целью отбора представительной пробы не менее 15,0м^3 с каждого шурфа. Проходка шурфов производится буровзрывным способом и при взрывании по продуктивному пласту максимально сокращается разлет взорванной горной массы за счет зауженной верхней части шурфа.

Таким образом, внедрение проходки траншей с применением экскаваторов с навесным гидромолотом (по сути, ударный способ разрушения мерзлых пород) позволило повысить достоверность опробования участков месторождения и ускорить проведение геологоразведочных работ.

Литература:

1. Евсеев М.Н., Андреев И.И., Кархy А.А. Опыт ускоренной оценки россыпного месторождения алмазов в Арктической зоне Якутии./ Вестник Госкомгеологии РС(Я), 1(4), 2003. – с. 77-80.

ТЕКТОНИКА НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

Прокопьев А.В.[1], Ершова В.Б.[2], Соболев Н.Н.[3], Худолей А.К.[2], Петров Е.О.[3], Васильев Д.А.[1]

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

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт–Петербург

3 – ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт–Петербург

Остров Бельковский (южная часть). Деформированные девон–пермские толщи [1, 3], смятые в широкие открытые складки СЗ простирания [1], перекрываются с угловым несогласием палеоген-неогеновыми отложениями. Редкие мелкие складки также СЗ простирания открытые, иногда асимметричные, цилиндрические, шириной и амплитудой до первых метров. Преобладающее падение дискретно проявленного кливажа СЗ простирания на юго-востоке острова ЮЗ, а на юго-западе – СВ; углы падения – от субвертикального до 30–50°. Общее простирание субгоризонтальной линейности пересечения кливажа и слоистости СЗ. В отдельных случаях происходит незначительный разворот кливажа и линейности пересечения, вероятно, за счет более поздних сдвиговых перемещений. Иногда углы падения линейности увеличиваются и достигают 50–60°. Это может происходить в случае пересечения кливажем крыла относительно крупной подводно-оползневой складки. Однако нельзя исключить, что подобные явления связаны с наложением кливажа на ранее деформированную слоистость. Две малоамплитудные флексуры отмечены в палеоген-неогеновых отложениях. Взбросы и надвиги преимущественно В-ЮВ вергентности имеют углы падения от 30–40° до 70–85°. Наблюдаются послойные надвиговые срывы. Присутствуют как правосторонние, так и левосторонние сдвиги, чаще комбинированной кинематики – взбросо- и сбросо-сдвиги. Их ориентировка в различных структурных доменах несколько отличается, но, в целом, правосторонние сдвиги имеют субмеридиональное и субширотное простирание, а левосторонние – в основном субширотное. Мелкомасштабные хрупко-пластичные шеар-зоны демонстрируют как правостороннюю, так и левостороннюю кинематику и деформируют как осадочные палеозойские

породы, так и магматические тела основного состава. Сбросы имеют выдержанное простирание от СЗ до З-СЗ с падением как на С-СВ и СВ, так и на Ю-ЮЗ и ЮЗ. Вертикальная амплитуда смещения достигает 0,5 м. По данным замеров ориентировки сместителей и штрихов зеркал скольжения на их поверхностях было рассчитано, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в направлении СВ–ЮЗ ортогонально простиранию основной складчатости региона. Отложения палеогена-неогена также нарушены малоамплитудными сбросами (до 20–30 см) преимущественно СЗ простирания и СВ падения.

Остров Котельный (северо-западное побережье, район м. Домашний). Деформированы каменноугольно-пермские карбонатные и терригенные отложения, и карбонатные толщи девона [1]. Каменноугольно-пермские толщи в целом залегают моноклинально с падением слоев на С-СВ. На фоне моноклинали развиты редкие открытые складки, в которые смяты каменноугольные карбонаты. Кливаж отсутствует. В карбонатах карбона отмечены сопряженные взбросо-сдвиги З-СЗ и СВ простираний, сопряженные хрупко-пластичные шеар-зоны. Анализ пространственного положения их сместителей и штрихов на зеркалах скольжения позволил рассчитать, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в З-СЗ направлении.

Тонкоплитчатые бутуминозные известняки среднего девона, вскрывающиеся в ~1,2 км юго-западнее, смяты в серию мелкомасштабных, зачастую опрокинутых на ЮЗ, концентрических, цилиндрических складок. Шарниры полого погружаются преимущественно на ЮВ. Здесь кливаж также не наблюдается. Развиты межслоевые срывы и пологие надвиги ЮЗ вергентности. Различие в простирании тектонических структур, деформирующих каменноугольно-пермские и девонские толщи, может быть связано с тем, что наложенные деформации интенсивнее проявлены в поле развития первых.

Остров Котельный (юго-западное побережье, район м. Анжу). Деформированы терригенно-карбонатные отложения верхнего девона [1]. Наблюдаются, по крайней мере, два этапа деформаций. В целом, породы залегают субмоноклинально с падением в западных румбах и пронизаны

кливажем. Складки второй генерации шириной и амплитудой до нескольких метров деформируют как слоистость, так и кливаж первой генерации. Линейность пересечения слоистости и кливажа первой генерации также деформирована и погружается на З, ЮЗ и В под углами до 30°. Складки второй генерации сопровождаются дискретным веерообразным кливажем. Отмечены взбросо-сдвиги и хрупко-пластичные шеар-зоны СЗ простирания, ассоциирующие с деформациями второго этапа.

Остров Бол. Ляховский (северное побережье п-ова Кигилях). Здесь верхнеюрские песчаники и алевролиты смяты в опрокинутые на З складки [2] первой генерации. Складки второй генерации шириной и амплитудой от первых дециметров до первых десятков метров концентрические, цилиндрические. Их шарниры погружаются на З и В. Кливаж отсутствует. Со складками ассоциируют малоамплитудные разломы, представленные взбросами. Редкие взбросо-сдвиги СЗ простирания являются по отношению к основной складчатой структуре поздними, наложенными. Породы прорваны гранитами мелового возраста [2].

Остров Жаннетты (южная часть). В целом, в пределах изученной части острова вулканогенно-осадочные толщи залегают субмоноклинально, с общим падение пород на З-ЮЗ. На фоне моноклинали развиты разномасштабные, иногда подобные, складки шириной и амплитудой от первых метров до первых десятков метров, зачастую сопровождающиеся кливажем осевой плоскости. Кливаж преимущественно западной вергентности. Складки ассоциируют с надвигами западной вергентности, подчеркивая общее направление тектонического транспорта с востока на запад. Шарниры складок и линейность пересечения кливажа и слоистости погружаются в северном направлении под углами 5–25°. Наблюдаются мелкомасштабные сбросы, сместители которых наклонены на восток. По-видимому, часть сбросов образовались, судя по утонению слоев к плоскости сместителя, в процессе литификации пород. Простирание даек долеритов преимущественно З-СЗ, реже северо-восточное. Дайки долеритов прорывают складчатые толщи, но в отдельных случаях, они

деформированы малоамплитудными разломами и хрупко-пластичными шеар-зонами, как и вмещающие породы.

Остров Генриетты (западная и южная части). В пределах изученной части острова общее простирание складчатости СЗ; она имеет З-ЮЗ вергентность. Это, в целом, согласуется с визуальными наблюдениями при облете неисследованных частей острова. Наиболее интенсивные деформации проявлены на юго-западной оконечности острова. Здесь проявлены многочисленные разноамплитудные надвиги, сопровождаемые разномасштабными опрокинутыми на З-ЮЗ складками. Изученные надвиги имеют в основном западную вергентность. Некоторое азимутальное несовпадение простирания надвигов и складчатости связано с тем, что разломы иногда имеют комбинированную сдвиго-взбросовую кинематику. Как правило, шарниры складок пологие (до 15-25°), но иногда наблюдаются складки с относительно крутыми шарнирами (до 60-70°). В зонах надвигов присутствуют лежачие и опрокинутые складки шириной и амплитудой до первых десятков метров. Встреченные немногочисленные зеркала скольжения на сместителях разломов также часто указывают на присутствие сдвиговой компоненты при формировании складчато-надвиговой структуры. Кливаж не наблюдался.

На юге острова породы деформированы слабо. Они залегают в целом моноклинально с пологим падением пластов. Редко встречаются открытые малоамплитудные складки. Визуальные наблюдения при вертолетном облете свидетельствуют, что на востоке и на севере острова вулканогенно-осадочные породы слабо деформированы и слагают протяженные моноклинали. Таким образом, на юго-западной части острова вскрывается интенсивно деформированная часть какого-то складчатого пояса, тогда как породы центральной и восточной частей острова деформированы относительно слабо. Складчатые структуры прорваны дайками долеритов. Их простирание преимущественно СЗ, в целом, такое же, как и на о. Жаннетты.

Складчатость и надвиги на о-вах Жаннетты и Генриетты, в целом, имеют близкую З – ЗЮЗ вергентность, что может свидетельствовать о принадлежности вскрытых структур к одному террейну. На это косвенно

может указывать и схожая ориентация секущих даек долеритов обоих островов. Степень деформированности пород на о-ве Жаннетты выше, чем на о-ве Генриетты. Характер и ориентировка деформационных структур обоих островов позволяет предполагать, что они являются частью единого орогенного пояса, центральная часть которого скрыта к западу в акватории Восточно-Сибирского моря. Генеральное направление тектонического транспорта с востока на запад.

Остров Беннета (южное побережье). Кембрийские и ордовикские породы [1] изученной части острова деформированы слабо. Широко проявлены протяженные моноклинали. В целом, отложения падают под небольшими углами на В-СВ и З-ЮЗ. В изученной части острова кембро-ордовикские толщи смяты открытую антиклинальную складку с размахом крыльев до нескольких км. Шарнир субгоризонтальный; простирание складчатости субмеридиональное. Редкие мелкие малоамплитудные разломы субмеридионального простирания представлены в основном взбросами. Кливаж отсутствует. Зеркала скольжения проявлены слабо и не дают информации о кинематике разломов. Отмечаются маломощные кальцитовые жилы меридиональной ориентировки и преимущественно восточного падения. Складчатые толщи перекрыты с резким угловым несогласием меловыми базальтами [1].

Исследование выполнено по плану НИР ФГУП «ВСЕГЕИ», ИГАБМ СО РАН, СПбГУ, при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-05-98506), Президента РФ МК-2902.2013.5, Программы ОНЗ-10.2, 10.3. Экспедиционные работы были организованы ФГУП «ВСЕГЕИ».

Литература:

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000, листы T-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV,V,VI; S-53-IX, XII; S-54-I-II-III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. М.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.

2. Самусин А.И. Геологическая карта масштаба 1:200 000, листы S-54-XX, XXI, XXII. Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1985. 1 л.

3. Ershova V., Prokopiev A., Khudoley A., Sobolev N., Petrov E. Paleozoic sediments of North-Eastern Siberia and Belkovsky Island (North Siberian Islands): depositional settings and provenance // 3P Arctic, Stavanger, Norway, October 14-18, 2013. P. 50.

1D МОДЕЛЬ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА (БУРЕИНСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН)

Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П.
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина, г. Хабаровск

Компьютерное моделирование является одним из основных исследовательских методов изучения природных систем, в том числе осадочных нефтегазоносных бассейнов. Компьютерные программы по моделированию бассейнов широко используются для реконструкции истории погружения, термической эволюции нефтегазоматеринских пород и восстановления истории реализации их углеводородного потенциала [2]. Одной из современных компьютерных программ по бассейновому моделированию является PetroMod (Schlumberger).

В сотрудничестве с Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (г. Новосибирск) было проведено 1D моделирование газоносного Кындалского грабена (КГ), являющегося одной из структурных зон центральной части Буреинского осадочного бассейна (БОБ) (рис.1А). КГ сложен преимущественно континентальными отложениями среднеюрско-мелового возраста. Осадочный чехол состоит из согласно залегащих талынджанской, ургальской, чагдамынской, чемчукинской, йорекской и кындалской свит [1]. В позднем мелу произошла инверсия и размыв отложений на образовавшихся поднятиях. Погружение возобновилось в позднем мелу-палеоцене (песчаниковая толща). Общая мощность осадочного чехла по сейсмическим данным составляет в погружениях более 4.5 км.

1D моделирование проведено по скважинам 1С, 1А и 1ПР глубиной 3459 м, 3167 м и 3012 м соответственно, расположенных на поднятиях разной амплитуды (рис.1 Б). Путём последовательного разуплотнения осадков от более молодых к более древним с помощью backstripping-анализа были выполнены реконструкции истории осадконакопления (рис. 2) и тектонического погружения. Для оценки параметров растяжения использовалась модель Д. Маккензи для двухслойной литосферы,

состоящей из коровой и мантийной частей [4]. Алгоритм расчета основан на принципе изостатического равновесия погружения осадочного бассейна и растяжения литосферы. В модельных расчётах мощность коры на дорифтовой стадии менялась от 38 до 42 км, значения коэффициента растяжения коры варьировали в пределах ($1.0<\beta<1.2$) с шагом 0.01, период рифтогенеза, состоящий из двух этапов, принимался от 151 до 98 млн лет.

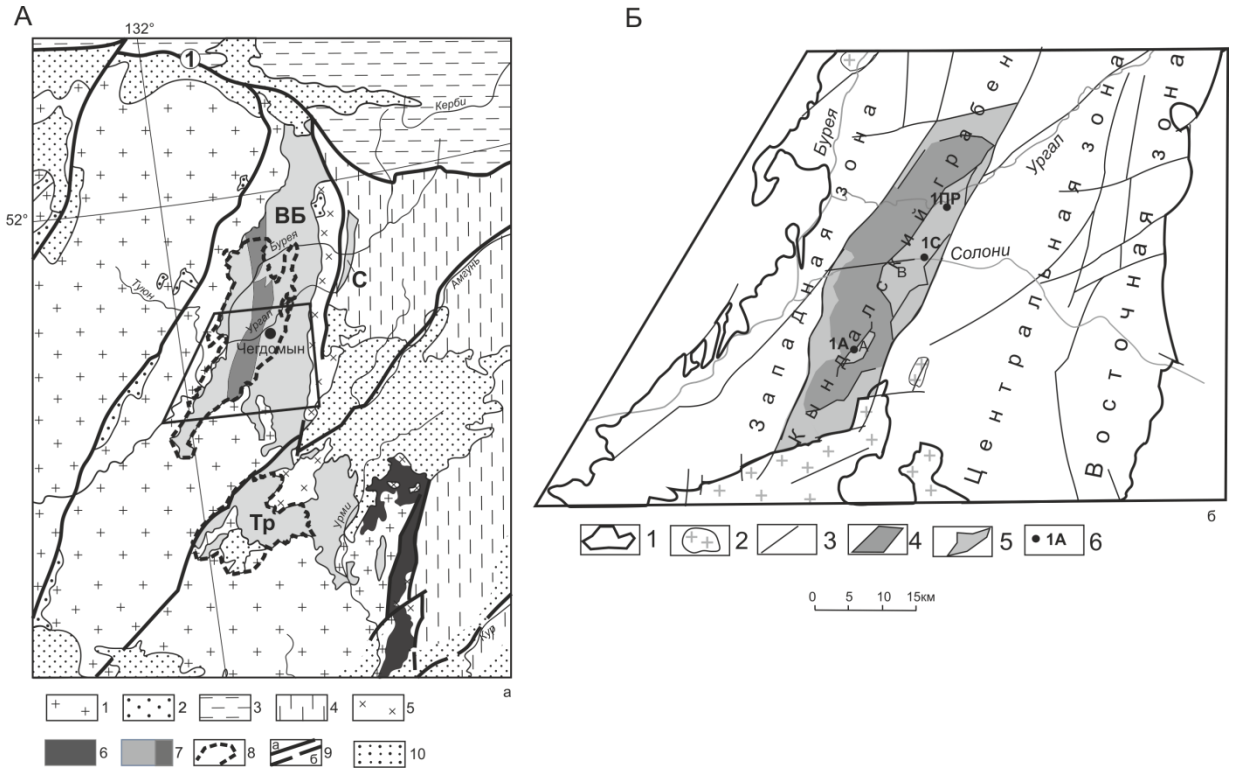


Рис. 1. А - Упрощенная структурная схема зоны сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы (на основе [1])

1 — Буреинский массив; 2 — фрагменты чехла массива; 3 — Монголо-Охотская складчатая система; 4 — Сихотэ- Алинская складчатая система; 5— краевое поднятие; 6 — Урмийский краевой прогиб; 7— Буреинский краевой прогиб, впадины: ВБ — Верхнебуреинская (выделена Кындалская зона), С — Сивакская, Тр — Тырминская; 8 — контуры распространения талынджанской – кындалской свит; 9 — выходящие на поверхность (а) и скрытые (б) глубинные разломы; 10 — позднемеловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные формации;

Б – Упрощенная структурная схема центральной части Буреинского бассейна (на основе [1])

1 – граница Буреинского бассейна; 2 – выступ фундамента; 3 – разломы; 4 – Кындалский грабен; 5 – поднятия в пределах Кындалского грабена: В – Восточное, А – Адниканская антиклинальная структура; исследуемые скважины.

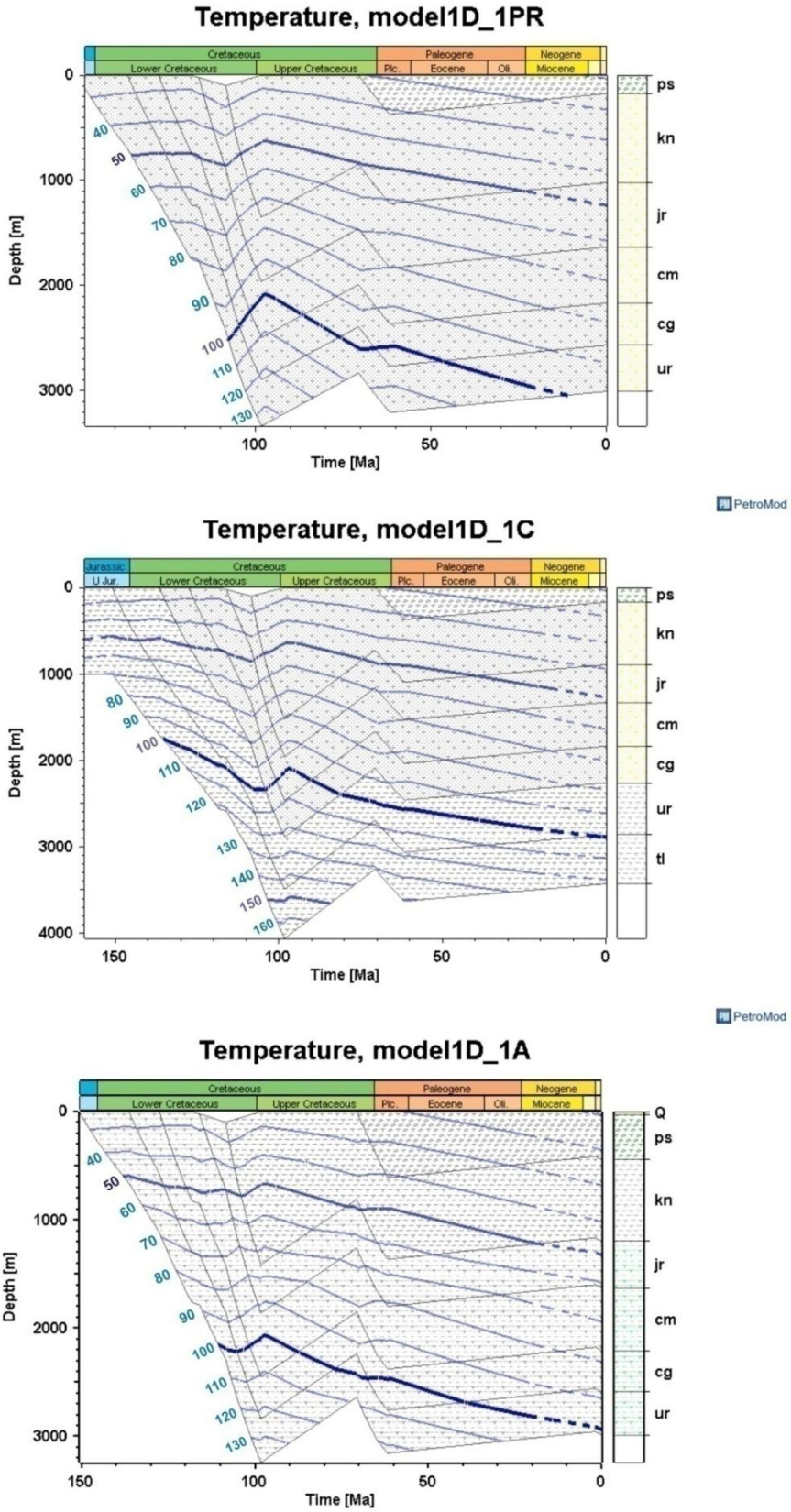


Рис.2. Результаты 1D моделирования термической эволюции (по скважинам 1ПР, 1С и 1А) Кындалского грабена

Наилучшие варианты параметров рифтинга составили: начальная мощность коры 42 км, начальная мощность литосферной мантии 75 км. Степень растяжения варьирует в диапазоне от 1,17 (скв. 1С) до 1,23 (скв. 1А) для мантийной и в диапазоне от 1,12 (скв. 1С) до 1,20 (скв. 1А) для коровой части литосферы.

В соответствии со шкалой катагенеза и зональности процессов нефтегазообразования Конторовича А.Э. и др. [3] по результирующим графикам идентифицируются зоны нефтегазообразования (очаги генерации УВ): верхняя зона газообразования (50-90 °С); главная зона нефтеобразования (90-130 °С); нижняя зона газообразования (130-190 °С).

На момент времени 98,2 млн лет максимального прогрева сформировавшегося осадочного разреза (со значением теплового потока из основания равным 51,5 мВт/м2) в верхнюю зону вероятного газообразования вошли йорекская свита и нижняя часть кындалской свиты, в зону вероятного нефтеобразования - чагдамынская и чемчукинская свиты. Талынджанская и ургальская свиты прогрелись в большей степени и вошли в нижнюю зону вероятного газообразования. После окончания рифтогенеза температура постепенно снижалась. В настоящее время в главную зону вероятного нефтеобразования входит талынджанская свита и большая часть ургальской. Верхи ургальской, чагдамынская, чемчукинская и низы йорекской свиты в настоящее время отождествляются с зоной вероятного распространения газопроизводящих пород.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-I-П 27-06.

Литература:

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с.
2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. – 456 с.
3. Исаев В.И. Нефтегазоносность Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии, геотермии и геохимии. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011.- 382 с.
4. Hantschel T., Kauerauf A.I. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Berlin, Springer, 2009. - 476 p.

СВЯЗЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА С ПРОЦЕССАМИ РЕГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Пуляев Н.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В процессе многолетних геолого-съемочных работ установлено, что на территории Алдано-Станового щита (АСЩ) метаморфические преобразования горных пород проявлены весьма интенсивно и многоэтапно [2]. На некоторых участках щита уже глубоко метаморфизованные горные породы подверглись, причем неоднократно, регрессивному метаморфизму и диафторезу. На территории АСЩ в основном выявлялись только месторождения и проявления рудного золота, связанные с мезозойской тектоно-магматической активизацией щита. Целенаправленные поиски докембрийского рудного золота на АСЩ практически не проводились. Лишь на юге щита золотое оруденение связывалось диафторитами - продуктами регрессивного метаморфизма протерозойского возраста, образующими протяженные зоны большей частью субширотного простирания. Характерной особенностью регрессивного метаморфизма на АСЩ является его приуроченность к тектоническим нарушениям. Наличие крупноамплитудных сбросов, надвигов, приуроченность ретроградно измененных пород к глубинным разломам, вдоль которых фиксируются большие перемещения блоков земной коры, а также изофациальный прогрессивный метаморфизм молодых образований в этих зонах, является существенным аргументом для отнесения ретроградного изменения к диафторезу. В этой связи для диафторитов характерна ассоциация с милонитами и филлонитами; для бластомилонитовых диафторитов обычны тонкосланцевые, тонкополосчатые, линзовидные текстуры и неравномерно проявленный кристаллобластез [1].

На территории Сутамского блока АСЩ диафториты пространственно и генетически связаны с этапами активизации Станового глубинного

разлома. Эти диафториты по условиям образования относятся к амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Преобладают диафториты зеленосланцевой фации. Мощность зон диафторитов изменяется от нескольких метров до первых километров (2-4 км). Микроскопически диафториты представляют собой тонкорассланцованные плроды хлорит-актинолит-соссюрит-кварцевого, соссюрит-актинолитового, хлорит-эпидот-кварцевого, эпидот-кварц-полевошпатового, биотит-мусковит-полевошпат-кварцевого составов. В них отмечается графит и вкрапления сульфидов, преимущественно пирита. Лабораторный анализ пирита показал наличие в нем золота.

В Олондинском районе диафториты разделены на несколько формаций, ограничивающие Олондинскую структуру с запада и юго-востока. Породы формации эпидот-амфиболитовых диафторитов имеют позднеархейский возраст и подразделены на диафториты, развитые по породам ультраосновного и пикритового состава. Диафториты ультраосновного состава представленны хлорит-карбонат-тремолитовыми, тальк-хлорит-карбонат-антофиллитовыми, серпентин-карбонат-актинолит-тремолитовыми, хлоритовыми сланцами. Диафториты пикритового состава слагают самостоятельные зоны или же встречаются совместно с диафторитами ультраосновного состава. Они представлены тонколистоватыми хлорит-актинолитовыми, карбонат-хлорит-актинолитовыми сланцами зеленого цвета. Диафториты ультраосновного и пикритового составов образуют совместную протяженную зону по восточному ограничению Олондинской структуры. Ими же сложена Центральная зона разломов, прослеживающаяся по обеим ветвям Олондинской структуры. Мощности зон достигают 250 м. Формация зеленосланцевых диафторитов и бластокатаклазитов протерозойского возраста слагает две зоны, ограничивающие Олондинскую структуру с запада и юго-востока. Мощность зон варьирует от 20 до 100 м. Преимущественно они представлены серицит-хлоритовыми, кварц-полевошпатовыми, хлорит - эпидот - полевошпатовыми мелкозернистыми сланцами, зачастую повторно катаклазированными и

милонитизированными. Все выявленные формации потенциально перспективны на золото.

В Лемочинском районе выявлены формации эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов. Зеленосланцевые диафториты явно доминируют. Хорошо картируются зоны, сложенные диафторитами существенно эпидотового состава. Они трассируют зоны разломов. Результаты выполненных нами работ показали, что именно с продуктами этой стадии диафтореза здесь связаны основные перспективы золотоносности и шеелитоносности позднеархейских зеленокаменных образований. Кроме того, некоторые зоны диафторитов несут интенсивную магнетитовую минерализацию с промышленными содержаниями железа. На территории Лемочинского района в зонах диафторитов выявлено несколько золоторудных проявлений. Из их числа наиболее перспективными являются Южное, Северное, Кварцевое.

В Верхне-Тимптонском районе диафториты образуют линейные зоны северо-западного простирания, сопряженные с зонами разломов. В них отмечается повышенное содержание золота, платины, никеля, кобальта, меди, хрома и ванадия. На площади ограниченной реками Тимптон и Гонам выявлены высококонтрастные геохимические вторичные ореолы рассеяния этих химических элементов, которые сопряжены с участками развития диафторитов.

В Ханинском районе зоны развития диафторитов имеют субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное простирание. Эти зоны также сопряжены с зонами разломов такого же простирания. В диафторитах отмечаются повышенные содержания элементов платиновой группы, никеля, меди. С полями развития диафторитов сопряжены высококонтрастные геохимические аномалии этих элементов и золота.

В пределах Унгра-Чульманского района зоны диафторитов четко контролируют разрывные нарушения субширотного простирания. В них также отмечается повышенное содержание золота, элементов платиновой группы, никеля, кобальта, хрома, и меди. Зоны диафторитов сопровождаются высококонтрастными литохимическими потоками и вторичными ореолами рассеяния этих химических элементов.

В Туксани-Утукском районе зоны диафторитов развиты не так интенсивно, как в других районах. С ними также сопряжены высококонтрастные геохимические аномалии никеля, кобальта и меди.

С процессом диафтореза связывают образование и некоторых железорудных месторождений Чаро-Токкинскинского района [2]. Установлена также связь с зонами диафтореза и рудопроявлений титана. Широко известны золотоносные диафториты зоны Станового разлома, где золото локализовано преимущественно в зонах пиритизации и кварцево-сульфидных жилах с образованием вкрапленников золотосодержащего пирита.

В заключении необходимо отметить, что элементный состав высококонтрастных геохимических аномалий, сопряженных с зонами диафторитов разных районов, является достаточно устойчивым. Высокая корреляционная связь между этими химическими элементами, дает возможность объединить эти элементы в ассоциацию, которая с высокой вероятностью может быть определена как типоморфная для диафторитов [3]. Поля развития аномалий с элементным составом близким к типоморфному, которые пространственно не сопряжены с зонами развития диафторитов, могут быть использованы при поисковых работах на территории АСЩ в качестве геохимического критерия обнаружения новых зон диафторитов и проявлений золота.

Литература:

1. Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта,— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, № 11.
2. Корсаков А.К., Федчук В.Я., Корчуганова Н.И. и др. Изучение метаморфических комплексов при проведении геолого-съемочных работ. – М. ВНИИгеосистем, 2009.
3. Пуляев Н.А. Диафториты Алдано-Станового щита: условия образования, методы изучения, металлогеническая специализация. М. ЦНИГРИ. «Руды и металлы». 5/2012. С 68-74

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДИАФТОРИТОВ СУТАМСКОГО БЛОКА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Процессы преобразования вещества земной коры в твердом состоянии под влиянием температуры, давления и флюидов, играют огромную роль в эволюции земной коры. В этих процессах обычно выделяют две противоположные тенденции. Первая — прогрессивный метаморфизм. Он приводит к уплотнению структуры горных пород за счет формирования более плотных минералов и связан с ростом давления и температуры. Вторая - регрессивный метаморфизм. Он обусловлен снижением давления и температуры. В результате, вновь образованные минералы захватывают в кристаллическую решетку воду и другие компоненты и, вследствие этого, породы разуплотняются. Обе линии метаморфизма проявляют себя постоянно. Однако в разные отрезки истории земной коры превалировала та или иная направленность метаморфических процессов. Об этом свидетельствуют значительные по площади участки комплексов пород, подвергшихся как прогрессивному, так и регрессивному метаморфизму.

Если процессы прогрессивного метаморфизма и его продукты довольно хорошо изучены на территории Алдано-Станового щита (АСЩ), то механизм протекания регрессивного метаморфизма и его продукты – диафториты и их металлогеническая специализация изучены крайне мало. Тем не менее, факты показывают на прямую связь проявлений золота и целого ряда других металлов с зонами развития диафторитов на АСЩ. В пределах АСЩ в Лемочинском и Олондинском районах уже известны объекты с золотой минерализацией, сопряженные с зонами развития диафторитов. Аналогичные объекты прогнозируются и на территории Сутамского блока.

Сутамский блок расположен на юго-востоке АСЩ. Его границы соответствуют границам Сутамского золото- и железорудного района.

Границы этой тектонической структуры проводятся на юге по Становой зоне разломов, на востоке - по Сеймскому разлому, на западе и севере - по сложной системе разломов, подчеркнутых узкими грабенами. Сутамский блок разбит на ряд более мелких блоков, внутреннее строение которых местами осложнено пологими надвигами.

Метаморфические породы, слагающие блок, многими исследователями-геологами выделены в «сутамский» комплекс и относены к наиболее глубинной и высокотемпературной гранулитовой фации [1; 4].

Сутамский комплекс разделен на две толщи. Литолого-петрографический облик нижней толщи определяется преобладанием в ее разрезе магнетит-гиперстеновых, магнетит-биотит-гиперстеновых, магнетит-двупироксеновых плагиогнейсов, которые составляют 60-70% объёма толши. Второй по распространенности группой пород нижней толщи являются магнетит-двупироксеновые, магнетит-гиперстеновые, магнетит-амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Породы, слагающие верхнюю толщу, значительно отличаются от представленных в нижней. Здесь основную часть разреза слагают лейкократовые биотит-гранатовые, биотит-гиперстен-гранатовые, графит-гранат-биотитовые, диопсид-гранатовые, биотит-гиперстеновые, редко гиперстен-силлиманит-кордиерит-гранатовые двуполевошпатовые и плагиоклазовые гнейсы.

Метаморфические преобразования горных пород обеих толщ проявлены весьма интенсивно и многоэтапно. На некоторых участках уже глубоко метаморфизованные горные породы подверглись, причем неоднократно, регрессивному метаморфизму и диафторезу [1]. Продуктами диафтореза являются диафториты - магматические и метаморфические породы средней и высокой ступеней метаморфизма, в которых первичные минералы, образовавшиеся в условиях высоких температур и давлений, замещены ассоциацией более низкотемпературных минералов, таких как серпентин, хлорит, серицит, мусковит, альбит, эпидот, актинолит [3].

На территории Сутамского блока имеются все переходы от диафторированных горных пород через сланцевые диафториты к диафторитовым сланцам. Выделяют диафторитовые сланцы

соответствующие серицит-хлоритовой, мусковит-хлоритовой, биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, а также альбит-эпидот-актинолитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации регионального мктаморфизма. Эти диафториты пространственно и генетически связаны с этапами активизации Станового глубинного разлома [4]. Диафториты по условиям образования относятся к амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Диафториты зеленосланцевой фации явно преобладают над другими. Мощность зон диафторитов изменяется от нескольких метров до первых километров (2-4 км). Микроскопически диафториты представляют собой тонкорассланцованные сланцы хлорит-актинолит-соссюрит-кварцевого, соссюрит-актинолитового, хлорит-эпидот-кварцевого, эпидот-кварц-полевошпатового, биотит-мусковит-полевошпат-кварцевого составов. В них отмечается графит и вкрапления сульфидов, преимущественно пирита. Главной особенностью эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов является то, что с ними в Сутамском блоке, связано золотое оруденение.

С процессом диафтореза связывают образование также некоторых железорудных месторождений блока [3]. Установлена также связь с зонами диафтореза и рудопроявлений титана. Широко известны золотоносные диафториты на юге Сутамского блока на границе с зоной Станового разлома, где золото локализовано преимущественно в зонах пиритизации и кварцево-сульфидных жилах.

В результате статистической обработки данных анализа 111 образцов диафторитов, отобранных на территории Сутамского блока, установлено три ассоциации химических элементов [3]. Первая ассоциация, состоящая из элементов сидерофильной группы (V-Ti-Cr-Co-Ni), характерна для участков развития диафторитов по ультраосновным породам, вторая (Mn-Co-Ni-Zn-Ge) – связана с реликтами зеленокаменных образований, а ореолы третьей (Cu-Zn-Ag-Au) пространственно сопряжены с аномалиями с полиметаллической геохимической специализацией и уже открытыми рудными телами с полиметаллическим типом руд. Следует отметить, что золото проявляет, хотя и относительно слабую (коэффициент корреляции 0,2-0,3), но устойчивую положительную связь с большинством химических

элементов трех ассоциаций. Построенные цифровые модели карт распределения содержаний химических элементов халько-сидерофильной группы (Cu, Zn, Ag, V, Ni, Co, Mn,Ti, Cr), проявляющих высокую корреляционную связь друг с другом показали, что высококонтрастные их аномалии пространственно сопряжены с зонами диафторитов и диафторированных пород, которые в свою очередь приурочены к зонам разрывных нарушений разной ориентировки. Ореолы золота с аномальными содержаниями совпадают с высококонтрастными ореолами Cu, Zn и Ag и приурочены к участкам АСЩ, где проявлен магматизм мезозойского возраста. Сравнимые результаты получены и при обработке анализов образцов диафторитов и других рудных районов АСЩ (Олондинский, Ханинский, Лемочинский и др). Таким образом, на примере Сутамского и других районов, можно сделать вывод, что рудная минерализация диафториров на АСЩ четко контролируется двумя факторами – тектоническим и геохимическим [2]. Элементный состав выявленных геохимических ассоциаций определяет геохимическую (металлогеническую) специализацию геологических объектов, с которыми пространственно сопряжены их аномальные ореолы рассеяния.

Литература:

1. Березкин А.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. - Новосибирск. Наука. 1977. С 55-98.
2. О перспективах обнаружения новых рудопроявлений золота на территории Алдано-Станового щита. / Пуляев Н.А.: Тез. докл. - Якутск, 2013. С 121-125.
3. Пуляев Н.А. Диафториты Алдано-Станового щита: условия образования, методы изучения, металлогеническая специализация. М.: ЦНИГРИ. //Руды и металлы. 2012. № 5. С 68-74
4. Реутов Л.И. Докембрий Центрального Алдана. - Новосибирск. Наука, 1981. С 51-116.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Рафаилович М.С.
Институт природных ресурсов ЮГГЕО, Казахстан, г. Алматы

Золото – стратегический вид полезных ископаемых Центральной Азии (ЦА). Оно является «сквозным» компонентом в месторождениях 11 опорных металлогенических рубежей (эпох): R_3-V, $Є_{1-2}$, O_{1-2}, O_3-S_1, D_{1-2}, D_{2-3}, C_1, C_{2-3}, C_3-P_1, K_2 и Ꝑ-Q (М.С. Рафаилович, А.В. Смирнов, Р.Д. Дженчураева, И.М. Голованов, В.Н. Сазонов, Р. Селтманн, А.С. Якубчук и др.). Суммарный потенциал промышленного золота ЦА огромен – не менее 20-25 тысяч тонн. Тектоническая и металлогеническая эволюция золотого и золотосодержащего оруденения ЦА представляется в следующей последовательности.

Поздний рифей-венд: ранний рифтогенез, отложение углеродисто-терригенно-карбонатных, углеродисто-терригенно-кремнистых и карбонатных минерализованных осадков – источника золота (донора) для более поздних жил, прожилково-вкрапленных зон, штокверков; с минерагенической эпохой непосредственно связано образование прожилково-вкрапленных и жильных месторождений в Каратауском и Кокшетауском регионах (Шован, Келенчиктау, Жолбарсты, Даулет).

Ранний-средний кембрий: ранняя стадия Палеоазиатского океана, образование островодужных систем с золото-медно-платиноидно-порфировой минерализацией (Бозшаколь); в жестких континентальных блоках в условиях ультраметаморфизма в гигантском масштабе накапливались технические алмазы с шунгитом и предположительно золотом (Кокшетауский срединный массив, месторождение Кумдыколь).

Ранний-средний ордовик: дальнейшее расширение Палеоазиатского океана с формированием зон спрединга, энсиматических и энсиалических островных дуг; океанические ультрамафит-мафиты Урала концентрировали хромитовые, Cu-Ni, медно-сульфидно-апатит-титаномагнетитовые

платино- и золотосодержащие руды; островодужные системы Кыргызстана и Казахстана – Au-Cu/Mo-порфировые (Талдыбулак, Андаш), золото-серебро-колчеданно-полиметаллические (Майкаин), золото-сульфидно-кварцевые штокверковые (Джеруй) месторождения.

Поздний ордовик-ранний силур: коллизия Казахстанского и Кыргызского микроконтинентов, ранний орогенез и гранитизация, формирование золотого штокверкового васильковско-когадырского, золото-медно-железорудного скарнового хантауского, золото-сульфидно-кварцевого жильного степнякского, золото-сульфидного прожилково-вкрапленного кварцитовогорского типов руд; в островодужных образованиях Шынгыз-Тарбагатая синхронно отлагались золото-медно-колчеданные руды (Кусмурун, Акбастау, Мизек); в Казахстане с данной эпохой сопряжено около 27 % ресурса золота.

Ранний девон, средний-поздний девон. Эти эпохи знаменуют высокоактивный в металлогеническом плане тектонический этап (24 % ресурса золота Казахстана, 12 % – ресурс золота в соседних провинциях). Главные тектонические элементы – Центрально-Казахстанский краевой девонский пояс, островные дуги Урала и Алтая, зона спрединга в Мугоджарах. Промтипы – Au-Cu/Mo-порфировый (Оюу Толгой, Нурказган), Au-Cu-Zn-колчеданный и Au-Ag-колчеданно-полиметаллический (Гайское, Учалы, Сибай, Ашалы, Николаевское, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Малеевское), золоторудные жильный, штокверковый и прожилково-вкрапленный (Акбакай, Талдыбулак Левобережный, Юбилейное, Ашиктас, Мынарал).

Ранний, средний и средний-поздний карбон. Знаковые тектонические структуры – Прибалхашско-Илийский вулкано-плутонический пояс (ВПП), сутуры и зоны смятия пород с проявлениями каменноугольного магматизма, активные окраины микроконтинентов. Месторождения-лидеры: золоторудные жильные и штокверковые (Кочкарское, Зармитан, Житикара, Секисовское), Au-Cu скарновые (Куру-Тегерек), Au-Cu-порфировые (Коксай, Коктасжал), Au-Cu комбинированные (Варваринское), золото-адуляр-кварцевые (Таскора, Туз), золото-серицит-кварцевые (Ащи), Au-Cu-Ni-платиноидные (Калатонг).

Поздний карбон-пермь – стадия закрытия Палеоазиатского океана, слияние Казахстанско-Кыргызского материка с Таримским, Восточно-Европейским, Алтае-Монгольским континентами. Оформились позднепалеозойские ВПП, контрастно и разнообразно проявили себя процессы заключительного орогенеза и гранитоидного магматизма. По суммарному ресурсу Au это самая богатая металлогеническая эпоха в истории Центральной Азии. В Казахстане с ней связано около 30 % ресурса Au, в соседних регионах (Россия, Узбекистан, Кыргызстан, Таджикистан, Монголия и др.) – более 70 %. Главные золоторудные и золотосодержащие месторождения этого времени: в Казахстане – Бакырчик, Большевик, Суздальское в Западной Калбе, Пустынное, Долинное, Саяк в Северном Прибалхашье; в сопредельных провинциях – гиганты золота в углеродисто-терригенных отложениях (Мурунтау, Кокпатас, Кумтор, Сухой Лог), суперкрупные золото-медно-порфировые системы (Кальмакыр-Дальнее); крупные эпитермальные золото-кварц-аргиллизитовые объекты (Кочбулак, Ащи), крупные золото-сульфидно-кварцевые жильно-штокверковые образования в интрузивных телах (Березовское, Джилао). Классические ртутные и Sb-Hg джаспероидные месторождения содержат попутное золото (Хайдаркан, Кадамджай).

Поздний мел – интенсивная денудация и пенепленизация региона, развитие площадных и линейных кор выветривания, с которыми генетически ассоциируют многочисленные, в т.ч. крупные экзогенные золоторудные объекты (Суздальское). На попутное золотое орудение перспективны и другие проявления мелового возраста: силикатные никель-кобальтовые коры выветривания в офиолитовых поясах (уфалейский тип), бокситы в карстовых, озерных и долинных отложениях, экзогенные объекты с полиметаллической минерализацией (Шаймерден), пластово-инфильтрационные урановые месторождения. Коры выветривания – малозатратный источник благородного металла, крупномасштабный резерв золотопромышленности.

Палеоген-четвертичное время – формирование разнообразного спектра россыпей благородных металлов: золотых, платиновых, золото-платиноидных. Основной полигон благороднометалльных россыпей –

российская часть Урала. Россыпи сопряжены с коренными источниками: месторождениями жильного и вкрапленного типов, минерализованными массивами ультрамафит-мафитов, дайковыми поясами.

Более 80 % суммарного золота ЦА сформировалось в три периода – *позднеордовикско-раннесилурийский, девонский и позднекаменноугольно-пермский.* Это вехи активных импульсов тектогенезеза, метаморфизма, гранитизации и оруденения, разделенные отрезками относительного тектонического покоя (поздний силур, фамен). Существенным потенциалом на золото (до 8-10 %) обладает позднемеловая субплатформенная стадия.

Конкретным эпохам свойственны индивидуальные парагенезисы руд золота. Для ранних и средних стадий (R_3-V, $Є_{1-2}$, O_{1-2}, O_3-S_1) показательны парагенезисы с ведущей ролью мезотермального прожилково-вкрапленного, сульфидно-кварцевого жильного и штокверкового, золото-медно-порфирового, золото-медно-железорудно-скарнового. В среднюю и позднюю стадии тектогенеза (девон, карбон, пермь), на фоне увеличенного диапазона глубинности месторождений (мезотермальная, промежуточная, эпитермальная фации) и повышенного количества источников руд, спектр месторождений становится более многообразным, контрастно возрастает их суммарная продуктивность. Важное значение приобретают золотые и Au-Ag месторождения вулканогенного класса и крупнообъемные золото-колчеданные объекты. Особый интерес для ряда провинций ЦА представляют сформировавшиеся в среднем и позднем палеозое полиформационные месторождения: эпитермально-порфировые Au-Cu-Ag (вариант Lepanto-FSE) и железооксидно-медно-золото-редкометалльные (тип IOCG). Минерагению мезозой-кайнозоя отличают благороднометалльные месторождения экзогенной серии: коры выветривания золоторудные, золото-платиноидные, золото-никеленосные, золото-бокситоносные; монометалльные россыпи Au; россыпи комплексного состава (Au, МПГ, Ti, Zr, редкие земли).

ПРИЗНАКИ ПОЛИГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯБЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н.
Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Полихронные руды формируются при участии автономных эндогенных процессов в пространственно совмещенных рудных обьектах. Разновременные минералообразующие режимы способствуют образованию своеобразных минеральных ассоциаций и вероятности создания крупных комплексных месторождений. Установление признаков длительного формирования и накопления минерального вещества является актуальным.

Целью исследования является изучение последовательности и стадийности процессов минералообразования на Березитовом золото-полиметаллическом месторождении; выявление признаков периодической циркуляции флюидов в обстановках тектоническихподвижекпутей рудообразующих гидротерм.

Месторождение залегает в южной краевой части Могочинского выступа Западно-Становой зоны в узле пересечения Сергачинского субширотного и Хайктинско-Лопчинского ССЗ разломов [1].Образование месторождения увязывается с заключительным этапом формирования амуджиканского комплекса субщелочных гранитоидов. С этим же комплексом ряд исследователей связывают становление месторождений Дарасун, Теремки, Талатуй, контролируемых Дарасунско-Балейским глубинным разломом [3]. В геологическом строении рудного поля участвуют амфиболиты,роговообманковые ибиотит-роговообманковые гнейсы(PR_1); габбро, габбро-анортозиты; граниты, гранодиориты (PZ_{2-3}); биотит-роговообманковые гранодиориты (T-J); субвулканические тела лейкократового щёлочно-полевошпатового гранита (K_1); дайки гранодиорит- и гранит–порфиров, спессартитов, диабазов(K_1).Абсолютный возраст небольших тел и даек субщелочных порфировидных гранитоидов соответствуют 132-128 млн. лет. Возраст формирования рудных

метасоматитов месторождения, определённый $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по сериците колеблется в пределах 133-127 млн. лет [8].

Рудная минерализация приурочена к гранитоидам и концентрируется в эксплозивных рудных телах мезозойского возраста, преимущественно ССЗ, реже СВ простираний, реже в кварцевых жилах. Первые совпадают по направлению с дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, сформировавшихся в заключительную фазу становления Хайктинского массива амуджиканского комплекса, меньше – с дайками диоритовых порфиритов, диабазов и спессартитов, получивших в последствии название амуро-станового комплекса. Протяжённые кварцевые жилы отмечаются в субширотных зонах разлома.На рудном поле разведано с различной степенью детальности более 10 метасоматических рудных зон: № 1, Фланговая, Береговая, Константиновская, Южная, №2, №3, №6, №7 и др.

Нами исследовалисьруды и околорудные метасоматитызоны №1 в вертикальном диапазоне 200 м; зоны Фланговой по керну скважины 913; зоны Береговой по штуфам из канавы №1058 – химическими, оптико-минералогическими, рентгеновскими методами. Выполнено 1500элементо-определений и получены энергодисперсные спектры по каждой точке исследования. Состав минералов рассчитан в весовых и атомных количествах. Элементный анализ сложной для диагностики поверхности выполнен в характеристическом рентгеновском излучении.

В результате исследования выделены разновременные минеральные ассоциации руд со следующей последовательностью выделения: 1) гематит-магнетит-пирротин-пирит I-кварцевая, 2) халькопирит-сфалерит-галенит-пиритII-кварцевая (полисульфидная), 3) никель-висмут-золото-серебро-теллуридная-карбонатно-кварцевая. Минеральные ассоциации в рудных телах сменяются и накладываются друг на друга, стадийность и состав минеральных парагенезисов сопоставимы в исследуемых рудных телах. Ранние гематит-магнетит-пирротин-пиритI-кварцевые прожилки развиты в зальбандах более поздних полисульфидных руд. В пирит-магнетитовых микропрожилках на контакте с кварцем отмечены единичныеокруглые, овальные и ксеноморфные выделения золота <0,005мм. Установлено, что первая, более высокотемпературная

ассоциация преобладает в зоне Береговой. Полисульфидная ассоциация образовалась позже по основной системе трещиноватости пород и перпендикулярно расположенным к ним трещинам отрыва. Здесь золото тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритII-марказитом и блеклой рудой.Ni-Bi-Au-Ag-Теассоциация наложена на ранние рудные минеральные комплексы[4-6].

Te-Ni минерализация отмечена только во Фланговой, Te-Bi– в зоне № 1; вольфрамовая (шеелит) – во всех трёх исследуемых рудных телах. Теллуриды золота и серебра (калаверит, креннерит, петцит, твёрдые растворы теллуридов золота) детально изучены в субмеридианальной зоне № 1 и северо-восточной Фланговой, здесь же отмечены алтаит и акантит. Минералы системы Ag-Sb-Te-S (бенлеонардит, цниигрит) обнаружены в субширотных маломощных жильных телах[2].Кроме того, в серицит-хлорит-карбонатно-кварцевом метасоматите микрорентгеновскими исследованиями выявлены минералы-носители РЗЭ: монацит, куларит и ортит. Самородное золото в рудах месторождения наблюдается в межзерновом пространстве, микродрузовых пустотах и микротрещинах кварца, а также в микротрещинах практически всех рудных минералов исследуемых объектов. Преобладаютокруглые, овальные, проволочные и ксеноморфные морфологические разновидности золота[7].

Таким образом, в результате исследования минеральных ассоциаций, последовательности их выделения и взаимоотношениях в рудных телах; состава основных рудных, редкоземельных минералов, благородных металлов и теллуридов в рудных зонах месторождения установлено что:

- минеральный парагенезис совпадает на всей площади рудного поля в метасоматических и жильных телах;

- минералами–носителями золота являются: самородное золото, электрум, калаверит, креннерит, петцит, твёрдые растворы теллуридов золота; минералами-концентраторами – все минералы ранней и продуктивной стадий (кварц, гранат, магнетит, сульфиды и др.).

- высокотемпературная минеральная ассоциация золота с магнетитом и разнообразие минералов теллура (в том числе Ni, Bi, Au, Ag) выявлена во всех исследуемых рудных телах.

- присутствие минералов Ni, Bi, W и РЗЭв золото-полиметаллическом месторождении указывает на полихронность оруденения.

Совмещение минерального состава руд в разнонаправленных минерализованных зонах месторождения; смену минеральных ассоциаций от высокотемпературных с магнетитом до низкотемпературных теллуридов Ag можно считать определяющим критерием полигенной природы руд. Рудообразование Березитового рудного поля протекало в широком диапазоне физико-химических параметров, от мезотермального к эпитермальному. Особенностьминерального состава месторождения отражает зональность рудообразующего флюидно-гидротермального раствора, возможно, разных источников – мантийного и корового.

Литература:

1. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П.Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск, «Зея», 2000. 168 с.

2. Вах А.С., Авченко О.В., Гвоздев В. И., Горячев Н.А., Карабцов А.А.Минеральные системы Ag-Sb-Te-Sв рудах Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья. // Золото северного обрамления Пацифика. «Тезисыдокладов конференции, 3-5 сентября, 2011 г. Магадан» Магадан, 2011, С.72-73.

3. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матель Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000**,** Т. 42, №6. С. 526-548.

4. Рогулина Л.И., Молчанова Г.Б.Благороднометальная и никелевая теллуридная минерализация Березитового золоторудного поля (Верхнее Приамурье, Россия) // Зап. РМО. 2011, №1 С. 90-100

5. Рогулина Л.И., Анисимова Г.С., Воропаева Е.Н.Микропарагенезисытеллуридов висмута, серебра и золота Березитового золоторудного месторождения (Верхнее Приамурье) // «Минералогический семинар с международным участием 19-22 мая 2013». Сыктывкар. 2013. С. 111-113.

6. Рогулина Л.И., Агафоненко С.Г. Минералого-геохимические особенности Березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) // Вестник АМГУ,. 2013, вып. №63. С. 102-110.

7. Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Пономарчук В.А. Редкоземельные минералы в рудах Березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) // Успехи современного естествознания». 2013. №11. С. 117-120.

8. Сорокин А.А., Мельников А.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П.Возраст и связь с магматизмом золото-полиметаллического месторождения Березитовое западной части Селенго-Станового супертеррейна // Доклады РАН. 2008. Т. 421, №1. С. 86-89.

О ДЕЛЕНИИ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ТОМПОНСКОГО УЧЕБНОГО ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНОГО ПОЛИГОНА ГРФ СВФУ

Рожин С.С., [1] **Кутыгин Р.В.** [2]

1 – Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

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

Томпонский учебный геологосъемочный полигон ГРФ СВФУ расположен в бассейне р. Восточная Хандыга Южного Верхоянья (662 км автотрассы Якутск – Магадан) [5] и приурочен к Аллах-Юньской зоне Южно-Верхоянского сектора мезозойского Верхоянского складчато-надвигового пояса. Здесь вскрываются мощные глинисто-терригенные толщи верхней перми и нижнего-среднего триаса, ранее изучавшиеся В.И. Коростелевым, Ю.В. Архиповым, Ю.Д. Захаровым, А.С.Дагисом, Ю.В. Архиповым, С.П. Ермаковой, А.М. Трущелевым, Е.С. Соболевым, Т.В. Клец, А.Г. Константиновым, А.С. Бяковым и др.

Пермские отложения представлены менкеченской (верхняя часть), чамбинской и имтачанской свитами [7].

Верхнеменкеченская подсвита (P_3 mn_3) изучена на юго-западном склоне г. Баранья. Подсвита сложена черными аргиллитами и алевролитами с редкими маломощными прослоями известковистых полимиктовых песчаников. В глинистых толщах отмечаются горизонты рассеянных угловатых и окатанных экзотических обломков ("рябчики"). Подсвита охарактеризована остатками иноцерамоподобных двустворок рода Maitaia. Мощность подсвиты 215-230 м.

Чамбинская свита (P_3 čm) делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (300-450 м) сложена песчаниками с редкими маломощными прослоями алевролитов. В кровле подсвиты наблюдается маркирующий горизонт (50-75 м) известковистых песчаников, содержащих слойки с очковой текстурой. Верхняя подсвита (300-450 м) представлена пачками ритмичного чередования песчаников и алевролитов. Роль тонкозернистых пород увеличивается вверх по разрезу. В песчаниках отмечаются линзы и пласты внутриформационных конгломератов мощностью до 2-3 м. В верхней части подсвиты имеются 10-20 см прослои, сложенные обломками призматического слоя двустворчатых моллюсков. Чамбинскую свиту в последнее время принято относить к верхней части северодвинского и к низам вятского ярусов [8]. Мощность всей свиты изменяется от 650 до 900 м.

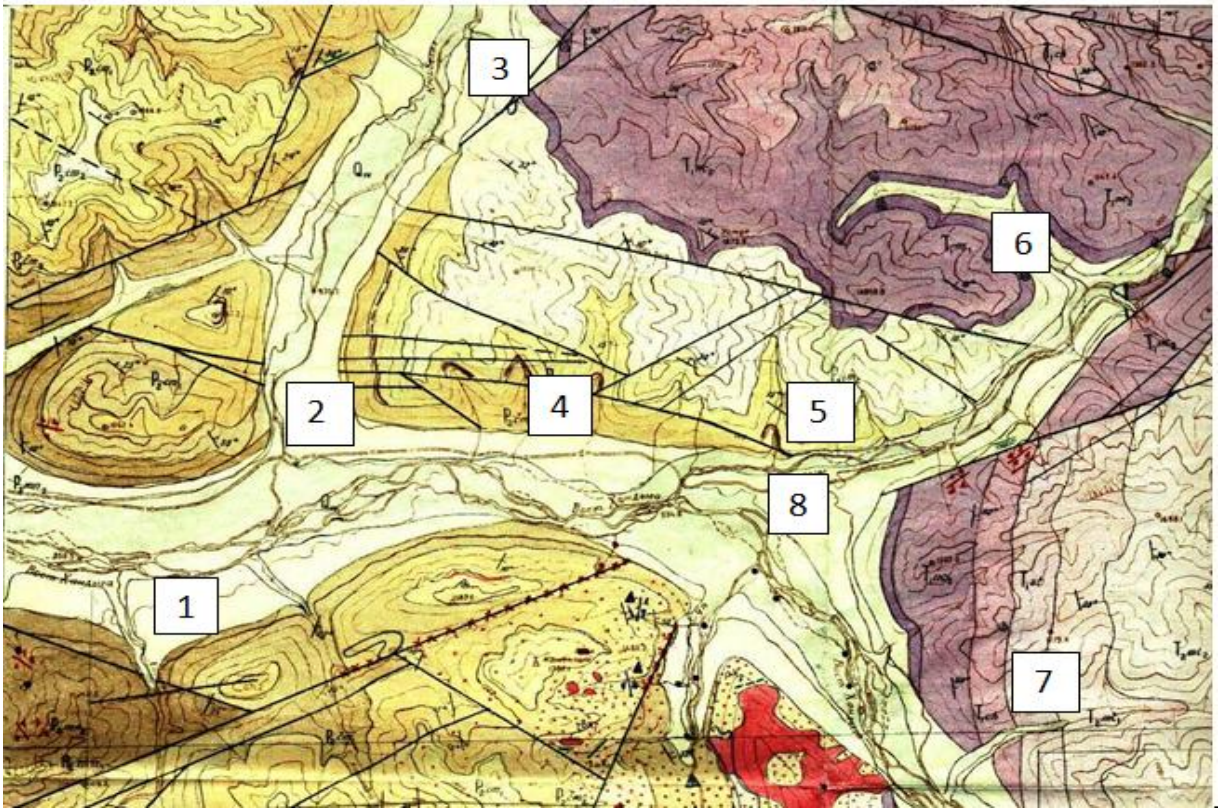


Рис. 1. Фрагмент геологической карты, по В.И. Коростелеву. 1 – р. Восточная Хандыга, 2 - р. Кюрбелях, 3 – руч. Север, 4 – руч. Юлгин, 5 – руч. Уступный, 6 – руч. Вера, Надежда, 7 – руч. Рог, Ронжа, 8 – р. Сеторым.

Иматчанская свита (P_3 im) делится на две подсвиты. Наиболее

представительные разрезы свиты вскрывается по ручьям Юлгин и Уступный. Нижняя подсвита (350-400 м) в основании представлена пачкой (до 30 м) аргиллитов и алевролитов, в подошве которых местами отмечаются пласты (до 5 м) разнозернистых косослоистых песчаников, содержащие линзы конгломератов и алевролитовых брекчий, свидетельствующие о локальных размывах на границе чамбинской и имтачанской свит. Выше аргиллит-алевролитовой пачки залегает маркирующая толща (до 25 м) туфов и туффитов. Далее разрез характеризуется чередующимися песчаниками и алевролитами с отдельными пластами аргиллитов. В подсвите отмечаются растительные остатки (нижняя пачка), а также беспозвоночные родов Strophalosia, Maitaia, Intomodesma, Polidevcia и Warthia. Верхняя подсвита (350-400 м и более) характеризуется ритмичным переслаиванием алевролитов и песчаников. В разрезе часто отмечаются линзы и прослои ракушняков двустворок и гастропод, а также слои битых обломков призматического слоя иноцерамоподобных двустворок. В комплексе беспозвоночных преобладают представители рода Intomodesma и гастроподы Warthia, часто образующие ракушняки. Имтачанская свита отнесена к вятскому ярусу татарского отдела пермской системы. Мощность свиты изменяется от 500-600 м до 900 м.

Триасовые отложения в пределах полигона представлены некучанской, харчанской, сеторымской и малтанской свитами, относящимися к нижнему и среднему отделам. Палеонтологическая характеристика и послойные описания разрезов приведены А.С. Дагисом с коллегами [2].

Некучанская свита (T_1 nc) без видимых следов несогласия залегает на песчаниках имтачанской свиты. Разрезы свиты доступны для изучения по ручьям Север, Ронжа, Рог, Вера и Надежда. Нижняя подсвита сложена 80-100 метровой толщей темно-серых и черных аргиллитов, которая является маркирующим горизонтом благодаря исключительной выдержанности своего литологического состава и присутствию раннеиндской отоцерасовой фауны. Этот горизонт ранее обозначался как "зона Otoceras" [3]. Верхняя подсвита, по сравнению с нижней, отличается преимущественно

песчаниковым составом и значительно большей мощностью (до 500-600 м). Некучанскую свиту принято сопоставлять с индским ярусом нижнего триаса [8]. Суммарная мощность свиты составляет 600-750 м.

Харчанская свита (T_1 *ch)* нижнеоленекского подъяруса представлена мощной (200-400 м) маркирующей толщей аргиллитов и алевролитов. В основании свиты располагается 10-15 м метровая пачка ритмичного чередования тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Роль аргиллитов в свите постепенно возрастает вверх по разрезу. Наиболее полные разрезы харчанской свиты на севере полигона расположены на водоразделе ручьев Надежда-Любовь (г. Кипарисовой) и в бортах ручьев Ронжа и Рог.

Сеторымская свита (T_1*st)* верхнеоленекского подъяруса представлена толщей неравномерного чередования (от 0.05 до 1.5 м) разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с преобладанием известковистых песчаники и глинистых алевролитов. Верхняя половина сложена песчаниками с редкими пластами алевролитов и аргиллитов. В подошве свиты развит маркирующий пласт (10 м) кварцитовых крупнозернистых песчаников, а в кровле – пачка (до 40 м) песчаников с многочисленными листоватыми и угловатыми включениями алевролитов и обломков аргиллитов с остатками флоры и конхострак. Полный разрез сеторымской свиты изучен в бассейнах ручьев Ронжа и Рог. Мощность свиты составляет 290-310 м.

Малтанская свита (T_2 *ml)* среднего триаса делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (300-350 м) анизийского яруса сложена светло-серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми косослоистыми песчаниками. Верхняя подсвита (350-400 м) ладинского яруса представлена толщей чередующихся крупнозернистых, реже грубо- и среднезернистых, массивных и косослоистых плитчатых песчаников с отдельными пластами и пачками углисто-глинистых аргиллитов, алевролитов, и тонкозернистых известковистых песчаников. Суммарная мощность малтанской свиты не достигает 750-800 м.

Особый интерес вызывает граница перми и триаса, которая в пределах Учебного полигона доступна для изучения и палеонтологически

хорошо охарактеризована. Не случайно именно здесь в 1984 году для участников 27 Международного геологического конгресса проводилась экскурсия, в ходе которой были просмотрены пограничные отложения имтачанской и некучанской свит в басс. р. Сеторым. Долгое время с границей этих свит здесь неизменно связывался рубеж палеозоя и мезозоя, который устанавливался по появлению древнейшего вида рода Otoceras (O. concavum) (Ермакова, 2002). Дискуссионным остается вопрос о полноте разреза верхней перми. Палеонтологическая характеристика верхней части имтачанской свиты в последнее время была принципиально уточнена А.С.Бяковым (2010), по мнению которого в разрезе по р. Сеторым некучанская свита залегает на имтачанской без стратиграфического перерыва.

Очень актуальным сейчас стал вопрос о положении самой границы перми и триаса в морских бореальных разрезах. В связи с принятием глобального стратотипа границы (GSSP) перми и триаса в мейшанском разрезе Южного Китая, где она была проведена по появлению конодонтов вида *Hindeodus parvus* (Yin et al., 2001), возникли основания относить к перми нижнюю часть отоцерасовых слоев. Это подтверждается и данными по изотопно-углеродистым характеристикам глинистых пород пограничных пермско-триасовых отложений левобережья р. Сеторым (Захаров и др., 2014). В таком случае границу между пермью и триасов в пределах Томпонского учебного полигона следует проводить внутри нижненекучанской подсвиты, а не в основании. Однако для решения этого сложного вопроса, на наш взгляд, следует провести тщательное переизучение разрезов некучанской свиты с отбором проб на конодонты и новыми сборами аммоноидей.

Литература:

1. Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 264 с.

2. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Трущелев А.М. Пермские и триасовые отложения Якутии // Якутская АССР, Сибирская платформа. 27-й Межд. геол. конгр. Сводный путеводитель экскурсий, экскурсия 054. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение,

1984. С. 68-88.
3. Домохотов С.В. Индский ярус и зона Отоцерас Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР Якутск: Якутское геол. управление, 1960. С. 111-120.
4. Ермакова С.П., Зональный стандарт бореального нижнего триаса. М.: Наука, 2002. 109 с.
5. Жижин В.И., Оксман В.С., Рожин С.С., Пуляев Н.А., Филиппов В.Р.Учебная геолого-съемочная практика на Томпонском полигоне им. В.И. Коростелева (учебное пособие, ч. 2). Якутск: Изд. дом СВФУ, 2012. 92 с.
6. Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 2014, т. 33. № 1. С. 3-19.
7. Коростелев В.И. Краткий очерк геологического строения севера Южно-Верхоянского синклинория. Якутск, изд-во ЯГУ, 1980. 104 с.
8. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
9. Yin H., Zhang K., Tong J., Yang Z., Wu S. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Episodes. 2001.V. 24, N 2. P. 102-114.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ФЛЮИДООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ПРОЦЕССАХ УГЛЕФИКАЦИИ

Рябинкин С.В.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Известно, что ОВ углей в своей эволюции изменяется от торфа черезбурые и каменные до антрацита (и даже графита). Как правило эти изменения фиксируются по содержанию различных параметров, которые и служат для разделения на классы углей по катагенезу. Это отмечается в целом ряде работ, из которых мы приведем только три [8, 11 и 3].

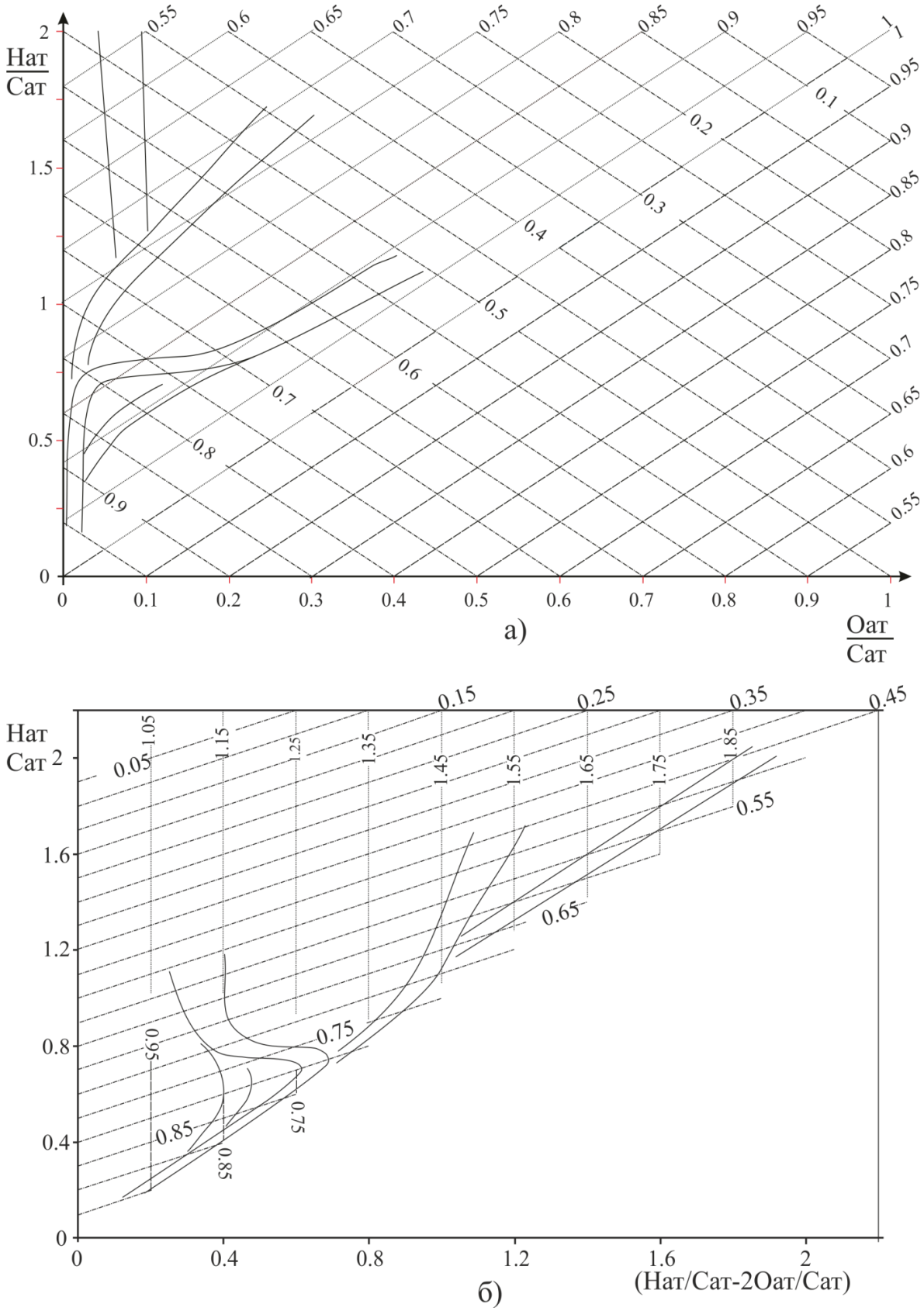


Рис. 1. Положение на диаграмме Ван Кревелена (а) и Лейфмана-Вассоевича (б) линий равных значений (при нулевой) генерации воды (штрих-пунктирная), диоксида углерода (пунктирная) и метана (штриховая) и величина значений каждой линии.

На рис. 1 и таблицах 1 и 2, которые были взяты из уже упомянутых работ, показаны градации углефикации и параметры необходимые для качественного выделения этих градаций, хотя в последние годы существования СССР была введена.

Единая классификация углей (ГОСТ 25543–88), которая продолжает действовать на территории РФ [1]. В данной работе мы будем придерживаться старой классификации отчасти и потому, что на ее основе более полно представляются именно генетические (а не исключительно промышленные) интерпретации. В этой связи важен принцип направленности при углефикации – не может быть обратного хода катагенеза. Это происходит посредством генерации флюидов при углефикации. В качестве основных флюидов мы рассматриваем воду, диоксид углерода и метан, что же касается сероводорода и аммиака, то мы их просто не учитываем потому, что с одной стороны велика степень зависимости от условий древнего торфонакопления (это относится ксернистости), а с другой стороны содержание азота в бурых и каменных углях колеблется 1 %–2 %и не имеет, по–видимому, никакой зависимости от стадии углефикации. Но это идет в разрез с информацией изложенной в работах [2, 4 и 9], по которой существует такая зависимость, но она носит немного противоречивый характер.

Исходя из этого, мы пришли к парадоксальному выводу, что к систематике углей надо привлекать и генерацию флюидов при метаморфизме. Этот подход выгоден тем, что он свободен от множества самых разнообразных свойств различных национальных характеристик угля [5].

Мы исходим из того, что углефикация есть единство двух процессов: с одной стороны это процессы трансформации химико–физических свойств углей выражающиеся в самом их разнообразном проявлении; а с другой стороны – это процессы отщепления и удаления воды, диоксида углерода и метана.

Таблица 1

Отдельные индикаторы и некоторые особенности углефикации по ряду стран

Уровни углефикации (по разным странам) USA	СССР	Германия	C %	H2O %	V.M. %	VRo %	TAI (C.S.)	Spor. FLUO max nm	LOM [10]	Hydrocarbon generation
Торф	Т	Торф	60	75	70	.20	1	500 560	0	IMMATURE
Лигнит	Б1	Бурый уголь: мягкий			60	.30	(2)		2	
	Б2	Бурый уголь: матовый		35	56				4	
Суббитуминозный С						.40	2			
В	Б3		71	25	50				6	
Битуминозный Высоколетучий с	Д	Бурый уголь: блестящий			46	.50	2.5	580		
			77	8-10		.60			8	
в	Г	Каменный уголь: длиннопламенный			43	.70	(3)	590 630		OIL
а		газо-длинно-пламенный			40				10	
Средне-летучий	Ж	газовый			37	.80	3			
					33	1.	3.5	660	11	
Низко-летучий	К	жирный	87		28	1.25	4	675		Wet Gas (+condensate)
					22	1.50			12	
	ОС	полужирный			19	1.60	(4)			
					14	1.90				
Полу-антрацит	Т	тощий			12	2.0 2.10			14	DRY GAS
					10	2.30	5			
		Антрацит	91		8	2.30			16	
Антрацит	ПА				6	2.90				
					5	3.0			18	
			93.5		4	3.50				No Economical Gas
Мета-Антрацит	А	Мета-Антрацит			2	4.0			20	

no more visible fluoresce

Таблица 2

Научная классификация углей. Стадии углефикации, выделяемые по микроскопическим и химическим характеристикам

В правой части таблицы показана применимость различных показателей степени углефикации [8]. В диаграмме использованы сведения из работы [3].

Необходимо внимательно проанализировать, как ведут себявода, диоксид углерода и метан в том случае, когда в ноль обращается их генерация (для метана – штриховая, диоксида углерода – пунктирная и воды – штрих–пунктирная). При этом надо иметь ввиду, что нулевое значение получается просто путем расчета по формулам, с небольшой поправкой для перехода в атомные отношения, а сам расчет производится по методике, изложенной в [7] (рис. 1). Надо отметить, что в работах [3, 6] весьма своеобразно отмечается роль генерации флюидов в катагенезе. Кроме того, этот вывод по-новому заставляет взглянуть на генерацию летучих продуктов при диагенезе и катагенезе углей и торфа, а именно на тот неоспоримый факт, что выбор коэффициента убыли органического вещества углей (и не только) значительно шире и многообразнее приводимых в литературе сведений [6].

Литература:

1. Еремин И.В., Броновец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование. Справочник по ред. чл.–корр. АЕН РФ В.Ф.Череповского. 255 с.

2. Еремин И.В., Гагарин С.Г. Оценка газообразования в процессе метаморфизма углей // Химия твердого топлива. 1996. № 2. С.3–14.
3. КревеленД., ШуерНаука об угле. М.: Госгортехиздат, 1960. 303 с.
4. Кизильштейн Л.Я. Сернистость углей и метаморфизм // Химия твердого топлива. 1973. № 6. С.26–33.
5. Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений / Материалы III Всесоюзного совещания по твердым горючим ископаемым. Т.1. М:. Изд–во Наука, 1969. С.113–123.
6. Лейфман И.Е. Графостатистические анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С.9–17.
7. Рогозина Е.А. О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Геохимический сборник. №10. Тр.ВНИГРИВып. 279. Л:. 1969. С.159–163.
8. ТайхмюллерМ., Тайхмюллер Р. Катагенез угля (углефикация) // Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г.ЛарсенаиДж.В.Чилингара. М.: Мир, 1971. С.353–377.
9. Boudou J.P., Pelet R., Lettole R. A model of the diagenetic evolution of coaly sedimentary organic matter // Geochimica et CosmochimicaActa. 1984. Vol. 48. № 6. P.1357–1362.
10. Hood A., Gutjahr C.C.,Heacock R.L. Organic metamorphism and the generation of petroleum // Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 1975. Vol. 59. № 6. P. 986–996.
11. Robert P. Organic metamorphism and geothermal history. Dordecht, Boston, Lancaster, Tokyo. Elf–Aquitaine andD.Reidel Publishing Co, 1988. 306 p.

ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ КОНГИНСКОЙ ГРЯДЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Савва Н.Е.[1], Ртищева Л.И.[2], Рочева В.К.[2]

1 - Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО г. Магадан;

2 - ОАО «Дукатская горно-геологическая компания»

Изученная площадь находится в Омсукчанском районе Магаданской области в контурах Коркодонской горной гряды. Она ограничена

верховьями р. Правая и Левая Аксу, Правая Ветка бассейна р. Хетагчан и верховьями левого притока р. Коркодон. В структурно-тектоническом плане она приурочена к восточной части Куларо-Нерского террейна, примыкающего с юго-запада к Омолонскому кратонному террейну в зоне влияния Коркодоно-Наяханского глубинного долгоживущего магмо- и рудоконтролирующего разлома. Его простирание северо-западное, поперечное по отношению к Приохотской зоне глубинных разломов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

На территории распространены сложнодислоцированные триасовые и юрские отложения верхоянского комплекса. Юрские породы, слагающие флишоидную толщу отличаются большим разнообразием текстур: полосчатые и тонкополосчатые, флюидальные и несортированные обломочные. Они часто обогащены апатитом. Верхнетриасовые отложения характеризуются переходными к флишоидному типами разрезов и по результатам спектрального анализа содержат широкий спектр редких и рассеянных элементов: Ba, Sr, Zr, V, Li, Ce, Ga, Co, Nb, Sn, Ag, W, Be, Mo, Ge. Для таких элементов как Ba, V, Ga, Ag характерно увеличение содержаний от более древних толщ к более молодым. Осадочные породы прорваны биотит-роговообманковыми гранитоидами наяханского комплекса. Широко распространены палеогеновые дайки базальтов и андезибазальтов.

Работами предшественников выявлена единично-знаковая золотоносность в аллювии рек, стекающих с Конгинской горной гряды.

Осадочные породы подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим и контактово-метаморфическим изменениям. По степени и характеру вторичных изменений можно наметить определенную последовательность: региональный динамометаморфизм (хлорит-серицит) ⇨ контактовый метаморфизм (ороговикование: биотит-кварц-кордиерит) ⇨ пневматолитово-гидротермальные метасоматические изменения (кварц-турмалиновые, кварц-мусковит-цеолитовые, кварц-полевошпат-серицитовые) ⇨ интрузивно-купольное поднятие (эпидотизация, актинолитизация).

На площади выделяется три типа различной золоторудной минерализации (рис. 1):

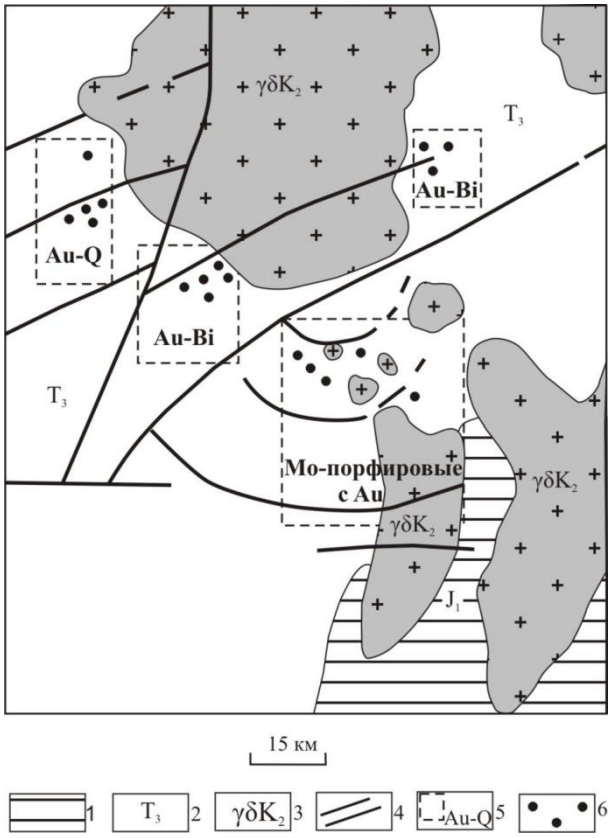


Рис. 1. Тектоническая схема Конгинской гряды и расположение различных типов минерализации на ее площади

1 – алевролиты, песчаники и туфопесчаники флишоидной толщи верхоянского комплекса (J_1); 2 – переслаивающиеся туфы, алевролиты и песчаники верхоянского комплекса (T_3); 3 – биотит-роговообманковые граниты наяханского комплекса; 4 – разломы; 5 – участки распространения золоторудной минерализации: золото-кварцевой (Au-Q), золото-висмутовой (Au-Bi), молибден-порфировой (Mo); 6 – точки проявления минерализации

Мо-порфировая с попутным Au проявлена в центральной части рассматриваемой территории, где может быть оконтурено рудное поле с оруденением штокверкового типа с попутными золотом и серебром (рис.1). По особенностям пликативных и дизъюнктивных дислокаций, степени и характеру изменений вмещающих пород можно говорить о вулкано-интрузивной купольной структуре. Она фиксируется серией концентрических разломов, проявлением интенсивной эпидотизации роговиков (до 15% эпидота). Здесь отмечаются также кварц- эпидот-актинолитовые жилы, в которых кварц характеризуется большим количеством расплавных включений. Руды участка имеют облик характерный для порфировых систем. В них нет мощных жил с брекчиевыми текстурами, а преобладают прожилки существенно кварцевого состава с молибденитом (рис.2а). Мощность прожилков от 1-2

до 5-7 см. Золотоносны висмутсодержащие прожилки с арсенопиритом. **Au-Bi минерализация** установлена на северном фланге территории в зонах западного и восточного экзоконтактов крупного гранитоидного массива, где выделяются два участка (рис.1). Для вмещающих пород здесь характерно ороговикование и грейзенизация вмещающих пород. Тип оруденения жильный. Протяженность жил 100-300 м, мощность до 50 см. Простирание жил параллельне контактам интрузива. Кварц- мусковитовые жилы минерализованы арсенопиритом с обильными включениями золота, самородного висмута и теллуридов висмута (рис. 2б). Подобный парагенезис известен как золото-редкометалльный и всегда связывался с гранитоидным магматизмом.

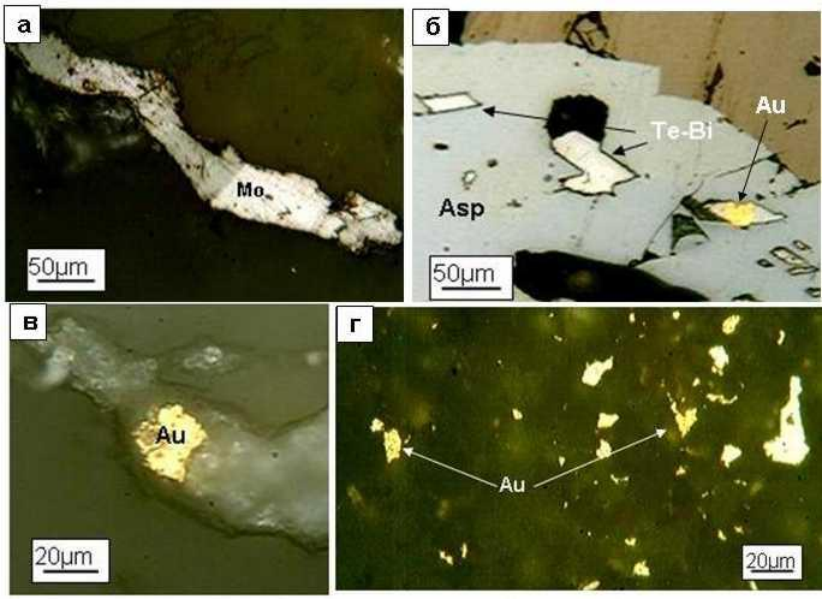


Рис. 2. Рудные образования различных типов минерализации Конгинской гряды
а – чешуйка молибденита в кварце; б – самородное золото и теллуриды висмута в арсенопирите; в – выделение самородного золота в кварцевом прожилке; г – частицы самородного золота и герсдорфита в гидротермально измененном алевролите. Аншлифы.

Au-кварцевая минерализация установлена в северо-западной части территории, где, возможно, сказывается влияние металлогенической специализации Яно-Колымского золотоносного пояса – восточной части его Колымской ветви (рис. 1). Здесь на участках интенсивной гидротермально-метаморфогенной проработки осадочных пород

установлены штокверковые зоны маломощных (0,3-1,5см) золото-кварц-лимонитовых прожилков со свободным золотом (рис. 1в) характерные для штокверкового оруденения, и как правило являются россыпеобразующими. Здесь же, у западного фланга гранитного массива отмечается обогащение отдельных горизонтов триасовых осадочных толщ тонковкрапленной рассеяной золото-сульфидной минерализацией (рис. 2г).

Описанные три рудно-формационных типа золотой минерализации: золотосодержащий молибден-порфировый, золото-висмутовый и золото-кварцевый не совмещены в пространстве. Они разделены северо-восточным тектоническим разломом, по которому заложена долина руч. Правый Аксу. Северный блок территории по отношению к южному блоку приподнят. В нем гранитоиды более эродированы и нет выходов юрских пород. Тем не менее, все участки заслуживают проведения на них более детальных геолого-поисковых работ на золотое и молибден-порфировое оруденение.

Исследования выполнены при поддержке гранта ДВО РАН № 12-II-СО-08-028.

ОЦЕНКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ОЛАСТИ РАЗВИТИЯ МЕЖМЕРЗЛОТНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ НА БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЕ

Семерня А.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В Центральной Якутии на правобережье реки Лены на IV надпойменной (бестяхской) террасе широко развиты межмерзлотные талики, воды которых разгружаются на поверхность в виде крупных круглогодично действующих наледообразующих родников. Наиболее известные из них - Улахан-Тарын, Ерюю, Суллар, Муостах и др. (рис.1).

Естественные ресурсы межмерзлотных вод превышают 50 тыс. $м^3$/сут [1]. Водоносные толщи залегают сравнительно на небольших глубинах (16-35 м) и имеют мощность 25 – 40 м. Водовмещающими породами являются четвертичные мелко- и среднезернистые пески с галечниковыми отложениями в основании, подстилающиеся кембрийскими известняками в южной и юрскими песчанниками в северной части бестяхской террасы.

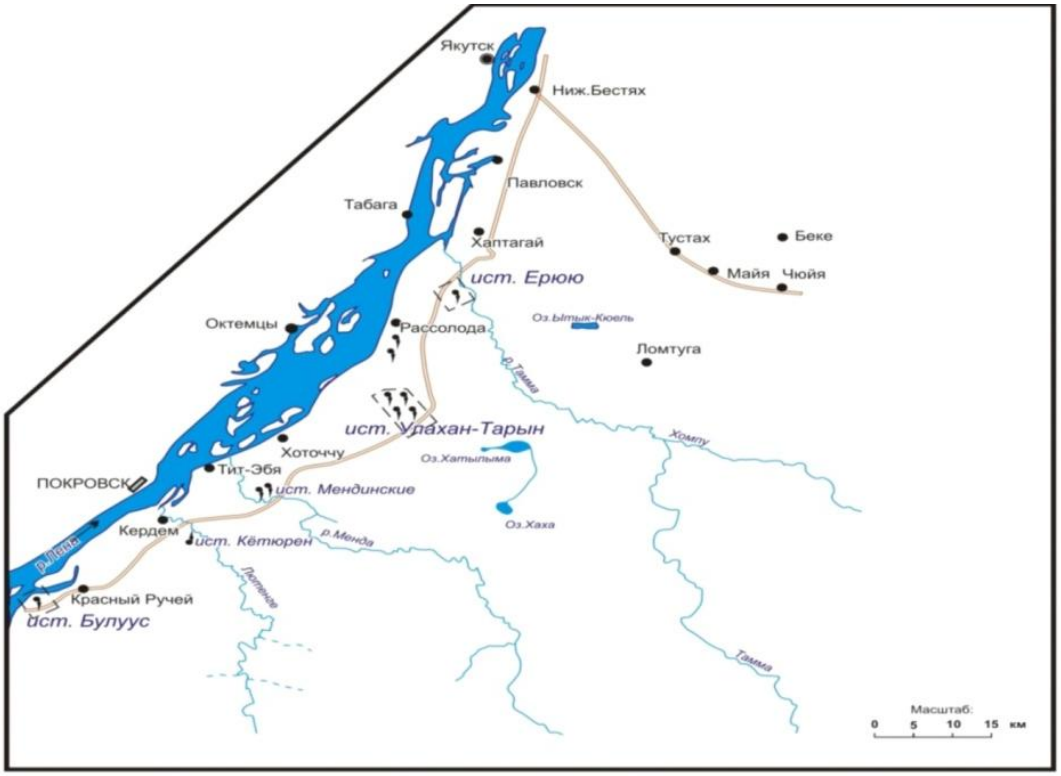


СХЕМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОСТОЯННО ДЕЙСТВУЮЩИХ ИСТОЧНИКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЕ Р. ЛЕНЫ

Условные обозначения:

1 - источники подземных вод нисходящего (а) и восходящего (б) типов;

2 - участки детальных исследований (режимные скважины, гидростворы)

3 - автомобильная дорога.

Рис.1. Обзорная схема

Один из круглогодично действующих родников находится на левом берегу р. Таммы (правый приток р. Лены) на расстоянии 12 км от ее устья и известен в литературе как источник Ерюю. Выходы подземных вод приурочены к днищу корытообразного распадка, который врезан в песчаные отложения бестяхской террасы на глубину от 15 до 35 м [2].

Средний суммарный многолетний дебит источника составляет 40-43 л/с. Разгружающиеся подземные воды имеют стабильный в многолетнем цикле гидрокарбонатный натриевый состав, минерализация их в разных выходах варьирует от 0,2 до 0,5 г/л, температура постоянна в течение года и составляет 0,2°С.

Первые фактические сведения о питании источника Ерюю водами межмерзлотного водоносного горизонта появились в 1976 г. В это время режимным отрядом Института мерзлотоведения СО АН СССР в 200 м к северо-западу от основного участка разгрузки подземных вод была пробурена разведочная скважина (№ 1е) глубиной 68 м. Кровля водоносного горизонта вскрыта на глубине 24,5 м, подошва – на глубине 55,4 м.

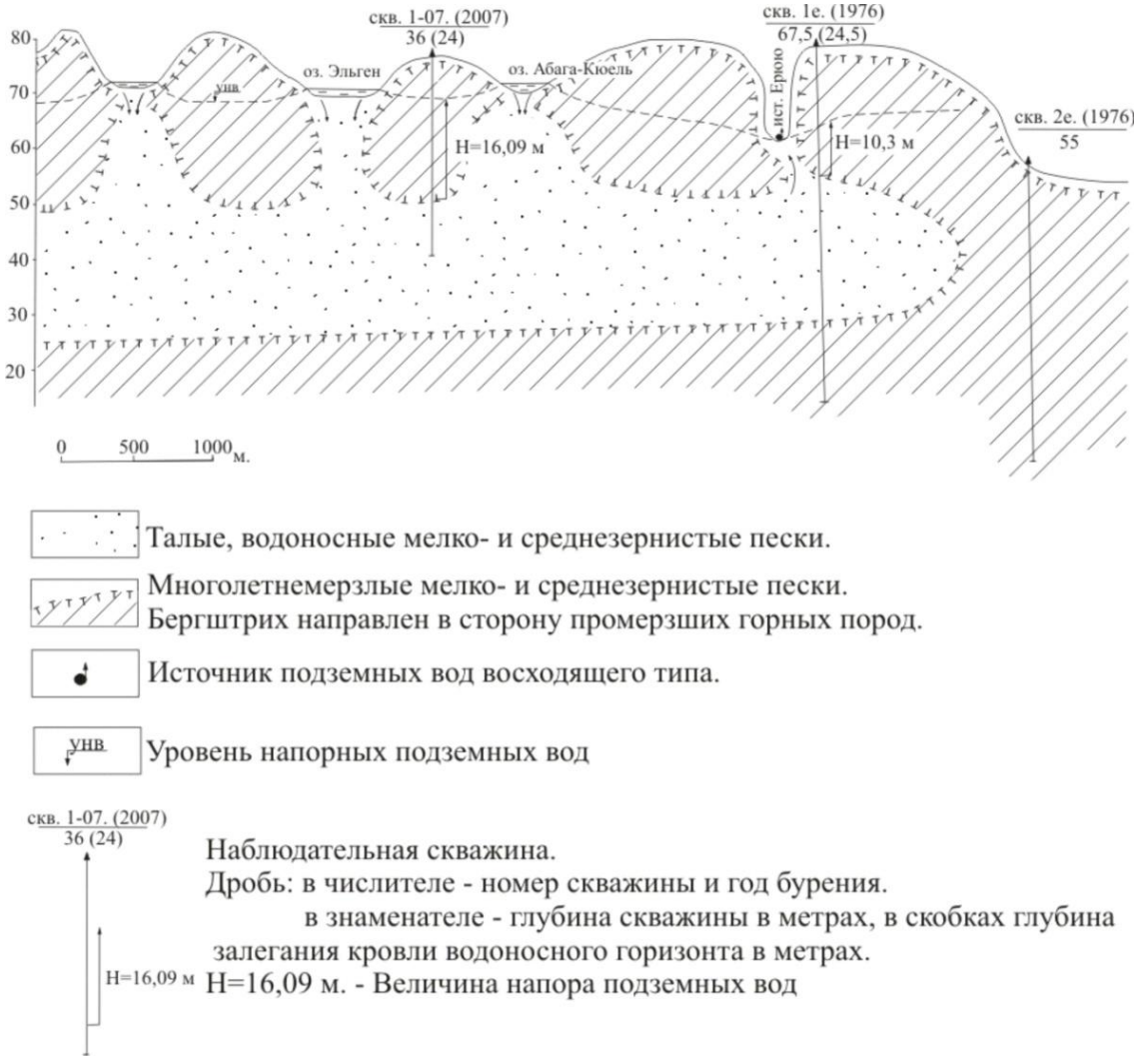


Рис.2. Мерзлотно-гидрогеологический разрез области питания истоника Ерюю по данным [2] с дополнениями.

Данные термометрических и гидрогеологических наблюдений представлены в таблице. По данным 1976 г, температура многолетнемерзлых пород, перекрывающих водоносный горизонт в интервале от 3,0 м до 8,0 м повышалась от -0,8 °С до -0,2 °С, а с глубины 8 м до кровли водоносного горизонта температура практически на изменялась и составляла -0,2…-0,1°С.

Основываясь на результатах гидрохимического опробования разгружающихся вод, межмерзлотных вод из скважины 1е и озерных вод, была определена область питания межмерзлотного водоносного горизонта, а также ориентировочно рассчитана площадь поверхностного водосбора, которая оценивается в 26,5 км^2. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод через талики (рис.2), расположенные под серией озер Эльген, Абага-Кюель и Босогор [2].

Для изучения геотермического состояния многолетнемерзлых пород, в области развития межмерзлотного водоносного горизонта 2007-2012 г. были пробурены скважины глубиной от 6 до 40 м, в которых до глубины 15 м были установлены датчики автоматической регистрации температур. Согласно данным геотермических измерений в скважине, расположенной в верховье распадка источника Ерюю в 2 метрах от бровки террасы, мощность сезонно-талого слоя (СТС) составляет 4,5 м, а подошва годовых теплооборотов залегает на глубине 9,0 м. Температура многолетнемерзлых пород с глубины 4,5 до 9 м повышается от -2,5 до -0,5 °С, глубже (9,0-13,0 м) температура мерзлых пород составляет -0,4°С.

По данным геологов ЯПСЭ, в скважине №7, пробуренной в 2007 г в 8 м от бровки террасы над выходом подземных вод, температура многолетнемерзлых пород, перекрывающих водоносный горизонт составляет -0.1…-0,2 °С, а температура водовмещающих отложений залегающих в интервале 53 – 76 м составляет 0,2 °С.

Скважина № 1-07, расположенна в области питания водоносного горизонта между озерами Эльген и Абага-Кюель. Согласно полученным данным глубина годовых теплооборотов здесь совпадает с мощностью сезонноталого слоя, подошва которого залегает на глубине 5,0 м. Средняя

годовая температура пород на подошве СТС в течение всего периода наблюдений постоянна и составляет 0,02°С. (см. табл.1).

Ниже подошвы сезонноталого слоя до глубины 15 м температура пород близка к нулевой (-0,02…-0,08 °С). Водоносный горизонт на данном участке вскрыт с глубины 23,9 м, мощность талика не установлена из-за недостаточной глубины заложения скважины (30 м.).

В 2012 г. в предполагаемой области питания источника Ерюю были пробурены 2 скважины (2-12 и 3-12) глубиной 40 м, не вскрывшие подземные воды. По геотермическим данным, мощность сезонно-талого слоя на участках заложения этих скважин составляет 3 м, глубина годовых теплооборотов 8-9 м. температура многолетнемерзлых пород на подошве нулевых годовых колебаний температуры равна -0,6÷-0,8 °С. Ниже до забоя скважин температура пород понижается до -0,7 – -0,9 °С.

Таблица 1

Данные геотермических наблюдений по скважинам расположенных в области питания источника Ерюю

№ скв. глубина	Мощность сезонно талого слоя (м)	Глубина слоя годовых теплооборотов (м)	Температура на подошве слоя годовых теплооборотов, °С	Температура многолетнемерзлых пород, °С	Интервал залегания водоносного горизонта, (м)
1е 68	3	8	-0,2	-0,1	24,5-55,4
1-07 32	5	5	-0,02	-0,02	23,9-…
7 100	5-6	10	-0,1	-0,02	53-76
4-07 13	3	7	-1,1	-0,4	не вскрыт
Ерюю 13	4,5	9	-1,1	-0,3	не вскрыт
3-10 16	4,2	12	-0,5	-0,3	не вскрыт
2-12 40	3	8	-0,6	-0,7	не вскрыт
3-12 40	3	9	-0,8	-0,9	не вскрыт

Таким образом, на площади развития межмерзлотных водоносных комплексов, температура перекрывающих их многолетнемерзлых пород более высокая, по сравнению с участками, где водоносный горизонт не был вскрыт или залегает на больших глубинах. Повышенные температуры горных пород на подошве слоя годовых теплооборотов в пределах бестяхской террасы могут являться косвенным признаком наличия близкозалегающих водоносных горизонтов.

Литература:

1. Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С. Состав межмерзлотных вод в Центральной Якутии // Материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Томск: Изд-во НТЛ, 2012.-С.162-165.
2. Шепелев В.В., Ломовцева Н.С. Озера криолитозоны бестяхской террасы р. Лены и их взаимосвязь с подземными водами // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск: Издание Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. 106-115 с.

БЕТЮГЕНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ДИСТАНЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Сенкевич В.С., Гаврилов Р.Ю.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Бетюгенское рудное поле расположено в пределах листа Q-52-35-Г, на правом склоне истока р. Бетюген - правого притока р. Кыры (левобережье р. Дулгалах). Рассматриваемая территория охватывает северо-западный фланг Дулгалахской минерагенической зоны, территория расположена в зоне сочленения Верхоянского мегантиклинория

(Куранахского антиклинория) и Сартангского синклинория. Рудопроявление приурочено к своду крупной Дулгалахской антиклинали в месте воздымания её шарнира и изгиба оси (сопровождающегося виргацией) на участке Бытантайского поперечного поднятия. В пределах рудного поля вскрывается монотонная толща (>400 м) черных углистых алевролитов нижней подсвиты дулгалахской свиты верхней перми, смятая в симметричную антиклинальную складку северо-восточного (50) простирания. Падение крыльев крутое (65-75) юго-восточное крыло осложнено двумя дополнительными складками с размахом крыльев до первых сотен метров, а северо-западное выполаживается.

Площадь рудного поля 3 км^2. В его пределах выявлено 10 сурьмянорудных тел. Морфология отдельных минерализованных антимонитом тел сравнительно простая: компактные, с четкими ровными контактами, при мощности тел от 0,5 до 1,6 метра, единично до 6,5 м и протяженностью до 200 м. Однако в совокупности они образуют сложную комбинацию межпластовых залежей и секущих крутопадающих жил, довольно изменчивых по простиранию и, вероятно, падению. Тела вскрыты канавами, преимущественно в единичных пересечениях и прослежены по элювиальным развалам обломков антимонита.

Выделятся две серии разломов: продольные северо-восточного простирания (крутопадающие сбросы, пологопадающие внутри- и межпластовые срывы) и поперечные северо-западного простирания (крутопадающие сбросо-сдвиги).

В 2013 году проведены литогеохимические работы по сети 200×20 м (9,649 км^2) и 100×20 м (4,316 км^2) с привязкой пикетов GPS навигатором типа Garmin 72. Поиски по вторичным ореолам рассеяния по сети 200×20 м (9,649 км^2) и 100×20 м (4,316 км^2) с отбором проб из рыхлых отложений.

Обработка геохимических данных основана на результатах эмиссионного спектрального полуколичественного анализа проб, отобранных по вторичным ореолам рассеяния (n=3125). Статистические расчеты были проведены с использованием 7 химических элементов – Co, Ni, Pb, Sn, Cu, B, Mn, наиболее полно охарактеризованных эмиссионным спектральным полуколичественным анализом. Построены карты

распределения химических элементов и комплексных показателей. В связи с малым количеством определений Sb и As – основных элементов-спутников ожидаемого золото-сурьмяного типа оруденения, по ним были построены карты распределения содержаний без расчета фоновых и аномальных концентраций В результате проведенной обработки геохимических данных была создана модель аномальной структуры геохимического поля (АСГП) поискового участка. Расшифровка АСГП позволила установить концентрически зональное строение вторичных ореолов рассеяния, приуроченных к золото-сурьмяным рудопроявлениям, расположенным в северной и южной части площади. Зональность аномального геохимического поля проявлена в смене следующих классов проб (от фронтальной зоны к тыловой): Ni, Co, Pb и Cu → Pb, B, Sn, Ni, Co → Pb, Sn, Co → Cu, Pb и Ni. В отличие от южной части, АСГП на севере площади имеет менее четко выраженную структуру, что, очевидно, связано с различным уровнем эрозионного среза оруденения. Полученные данные наряду с геологической информацией свидетельствуют о среднерудном уровне эрозионного среза южного рудопроявления и верхнерудном – северного.

Комплексный анализ геохимической информации, основанный на статистических расчетах, построении карт химических элементов и комплексных показателей позволяет сделать вывод о перспективности выявленных в конце 70-ых годов прошлого столетия золото-сурьмяных рудопроявлений и выделить два участка для проведения поисково-оценочных работ и карты распределения содержаний без расчета фоновых и аномальных концентраций (рис. 1).

Всего было отдешифрировано более 1400 линеаментов разной природы, протяженности и направлений. Для их выделения использовались КС (Digital Globe World View 02-2,6m от 05-08-12г.) и материалы их обработки.

Картирование линеаментов проводилось по ряду признаков:

- прямолинейные участки элементов рельефа;

- прямолинейные фрагменты границ между блоками с различной текстурой рельефа;

- линейные границы разновидностей растительного покрова;
- ландшафтные неоднородности линейной морфологии;
- прямолинейные участки границ между геологическими телами и др.

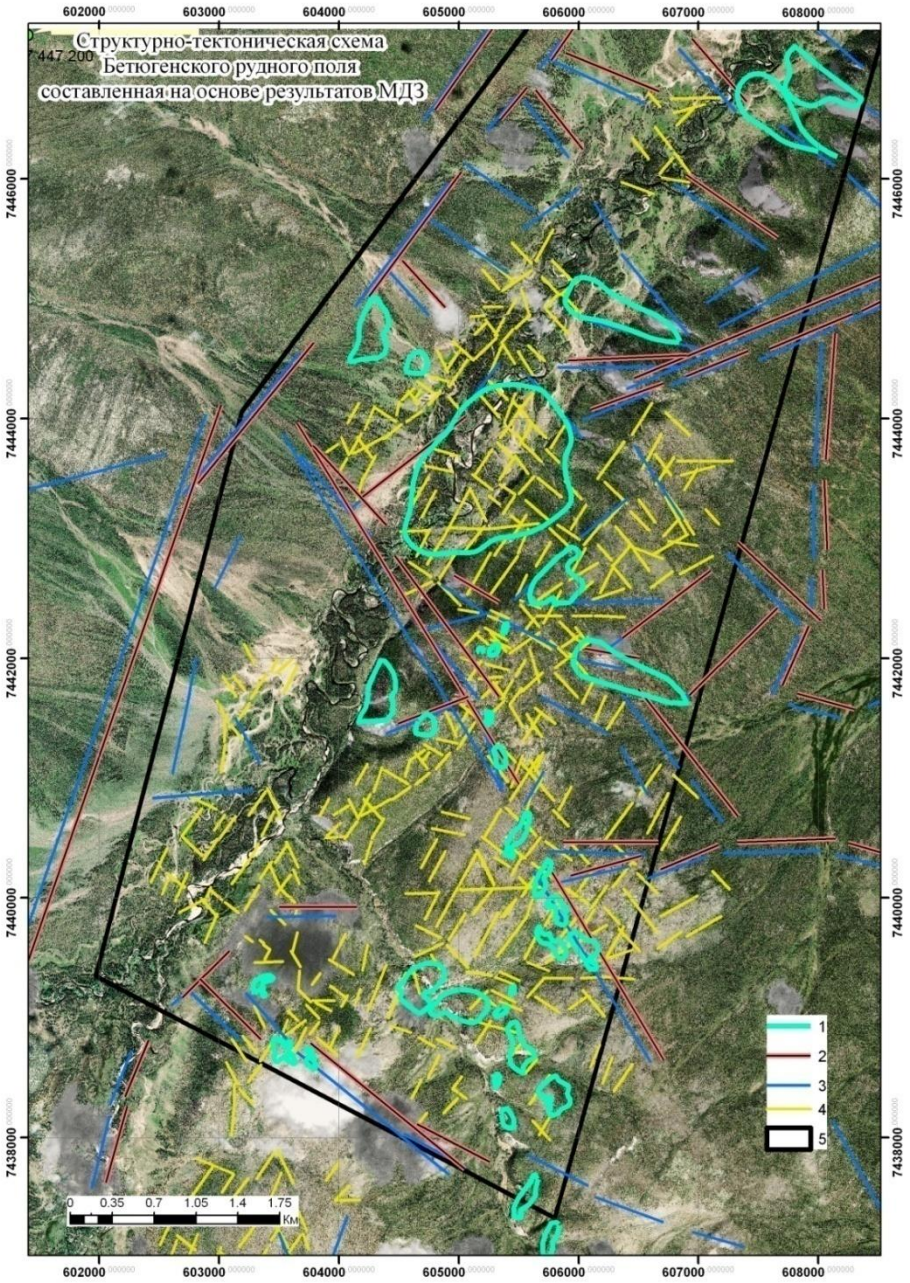


Рис. 1. Модель структуры аномального геохимического поля с выделенными перспективными участками. Классы проб: 1-Mn,Pb,Sn,Co; 2-Cu,Pb,Ni; 3-Ni,Co,Pb,Cu; 4-Pb,B,Sn,Ni,Co; 4-преспективные участки

Полученные элементы дешифрирования ранжировались по возможной природе (линейные структуры тектонического происхождения, дайки. По размерам (локального и регионального порядков для разрывных

нарушений). Проведена классификация линеаментов по направлениям. В программе ERDAS Emagine, были выделены эталонные участки измененных пород из библиотеки - гидротермальный класс (рис. 2).

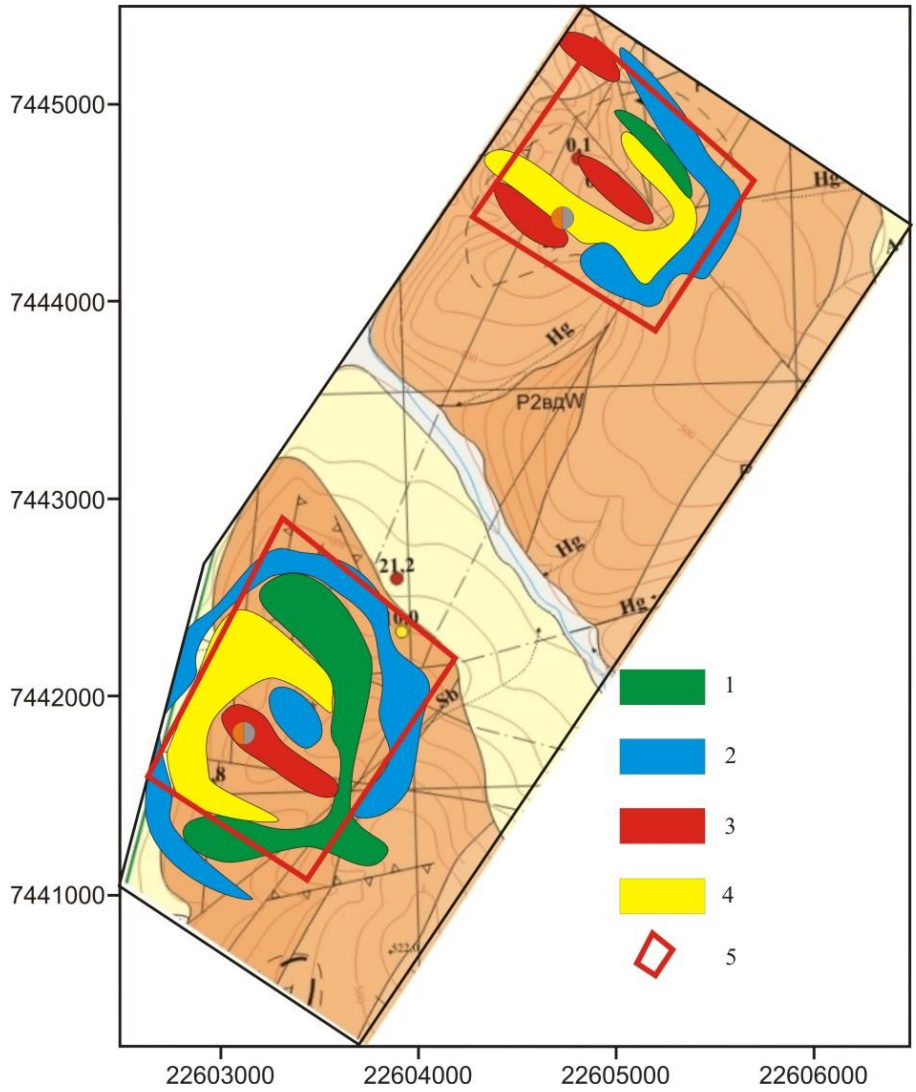


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Бетюгенского рудного поля составленная на основе результатов МДЗ. 1- контуры гидротермально измененных пород; 2-линиаменты ясно выраженные обзорного уровня; 3- линиаменты ясно выраженные; 4-мелкая тектоническая трещиноватость; 5 контур участка работ

Выводы

1. Комплексный анализ геохимической информации, основанный на статистических расчетах, построении карт химических элементов и комплексных показателей позволяет сделать вывод о перспективности выявленных в конце 70-ых годов прошлого столетия золото-сурьмяных

рудопроявлений и выделить два участка для проведения поисково-оценочных работ и карты распределения содержаний без расчета фоновых и аномальных концентраций.

2. Интерпретация данных дистанционного зондирования позволяет говорить о связи линейных структур - выделены два основных направления 210º и 310º, которые контролируются двумя системами разломов по Масленикову (1979), продольные северо-восточного простирания и поперечные северо-западного простирания разломы, к которым приурочены контуры гидротермально измененных пород.

3. Выделенные перспективные участки геохимического поля в общем и целом совпадают с полями гидротермально измененных пород, а так же тяготеют к узлам пресечения линейных структур северо-восточного и северо-западного простирания.

Литература

1. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Труды ВСЕГЕИ. Ред. Н.Н.Курек. Госгеолтехиздат. М. 1954, 270 с.

2. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). Томск, STT, 2007, С.228

3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, С. 571

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕЙ ЛЕНЫ (СТРОИТЕЛЬНЫЕ КАРЬЕРЫ)

Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Боескоров Г.Г.

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

Исследования проводились на западном крыле Нижнеалданской впадины в пределах среднего течения р. Лена (Намцы - Покровск) на левобережной ее части. Основное внимание было уделено детальному

изучению миоцен - плиоценовых и четвертичных отложений вскрытых в 17 искусственных выработках (карьерах по добыче строительных материалов) (рисунок).

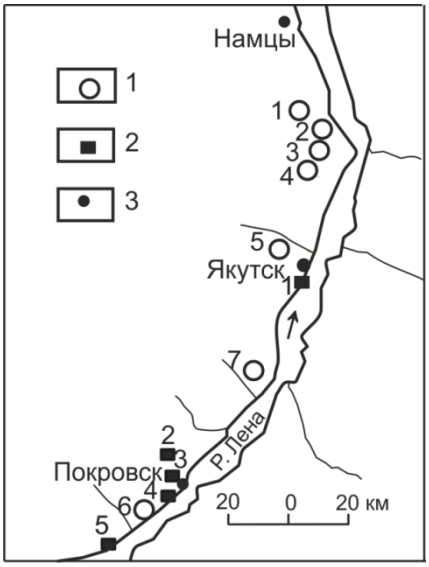


Рис. 1. Местоположение опорных стратиграфических разрезов палеоген-неогеновых и четвертичных отложений строительных карьеров на левобережье р. Лены

Река Лена в среднем течении протекает в пределах Центрально-Якутской низменности, представляющую собой денудационно-аккумулятивную равнину с абсолютными отметками от 80 до 400 м, ограниченную с севера и востока Верхоянскими горами. К югу и западу равнина переходит в денудационное плато (юго-восточная часть Средне-Сибирского плоскогорья). Нижнеалданская впадина, являющаяся наложенной структурой Предверхоянского краевого прогиба, развивалась, начиная с олигоцена.

Непосредственно на частично эродированной поверхности юры и мела залегают палеоген-неогеновые осадки (таблица 1).

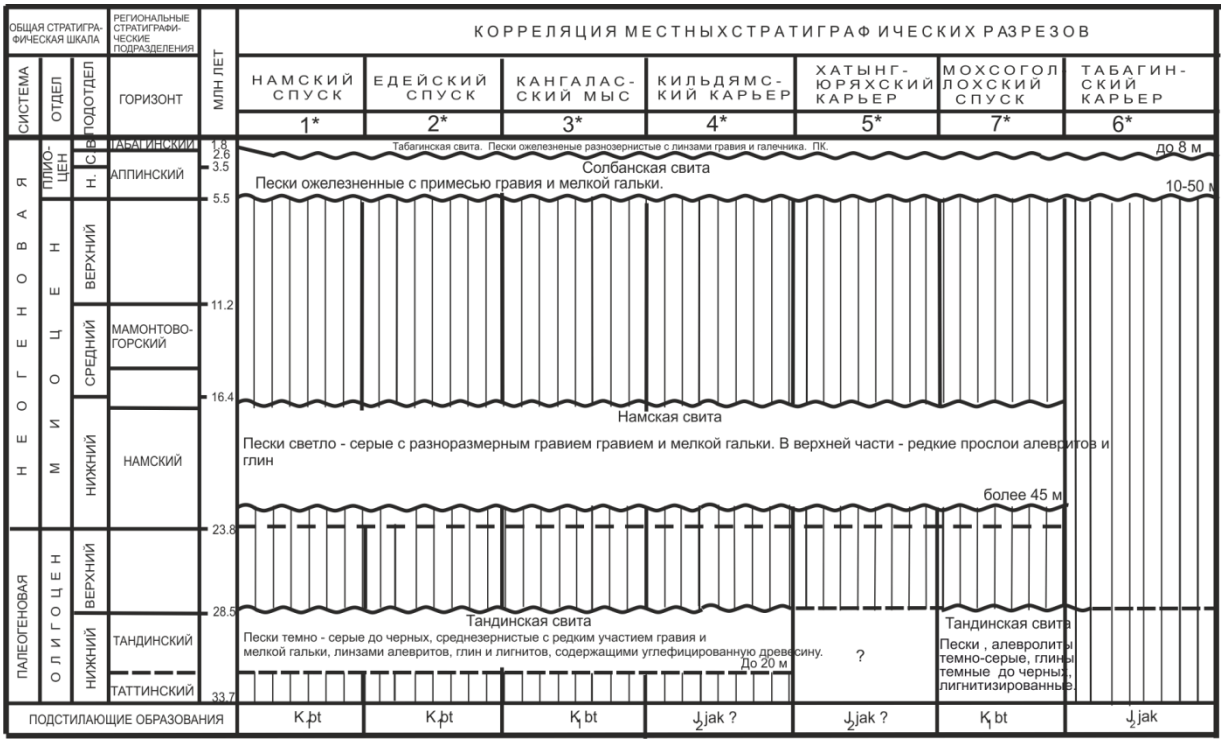
Тандинская свита (верхняя часть нижнего олигоцена). Залегает непосредственно на частично эродированной поверхности юры и верхнего, нижнего мела. Представлена аллювиальными отложениями пойменных, озерных и озерно - болотных фаций и сложена переслаивающимися пачками песков, алевритов, реже глин лигнитов. В основании разреза - прослой галечников.

Среди аллотигенных минералов тяжелой фракции преобладают ильменит, магнетит (27-55%), циркон (10-45%), эпидот, цоизит (14-40%),

лейкоксен (4-12%), гранаты (3-10%), сфен (2-10%), меньше встречается рутил, дистен, анатаз, брукит, роговая обманка.

Таблица 1

Корреляция стратиграфических разрезов палеоген-неогеновых отложений строительных карьеров на левобережье р. Лены. (Якуское поднятие)



* Номера разрезов на рис. 1

Намская свита (нижний миоцен). Залегает с размывом на тандинской, представлена светло - серыми и белесыми разнозернистыми песками с примесью гравийно - галечного материала. Аллотигенные минералы тяжелой фракции представлены в основном эпидотом, цоизитом (31-59%), ильменитом, магнетитом (14-24%), роговой обманкой (10-25%), сфеном (4-7%), дистеном (2-5%), присутствуют циркон, анатаз, брукит, гранаты, лейкоксен, рутил.

Солбанская свита (нижний плиоцен). С размывом залегает на намской, тандинской свитах, а также на меловых и юрских породах. Сложена в основании серыми крупнозернистыми песками с включениями (до 30%) гравия и мелкой гальки, главным образом, устойчивых кварца, кварцитов, кремнистых и магматических пород, а в верху свиты – серыми, светло-серыми разнозернистыми песками с рассеянной галькой и

разрозненными растительными остатками. В тяжелой фракции аллотигенные минералы представлены, в основном, эпидотом (10-30%), кианитом (10-33%), амфиболами (5-28%), в меньшей мере лейкоксеном, сфеном, гранатами.

Табагинская свита (средний плиоцен). С размывом залегает на солбанской свите. Здесь она представлена преимущественно желтовато-серыми песками, крупно- и среднезернистым с гравием. В основании залегают базальные галечники из разноразмерных галек кремней и окремненных пород.

В северном направлении крупность обломочного материала увеличивается от преимущественно гравийно-галечной размерности на Табагинском мысе до - валунно-галечной на Хангаласском.

Проявлено сильное ожелезнение и часты корки гидроокислов железа и плитки темно-бурых конгломератов и песчаников.

Мощность составляет 2,5 м. В других разрезах (например, в карьерах по Намскому тракту) зафиксирована мощность до 10-11 м.

В аллотигенной составляющей тяжелой фракции превалируют эпидот, цоизит (46-52%), ильменит, магнетит (11-35%), роговая обманка (11-30%), гранаты (14-17%), сфен (3-9%), и в меньших количествах встречается рутил, циркон, дистен, анатаз, брукит. Характерной особенностью табагинской свиты является присутствие в тяжелой фракции в значительных количествах (до 40%) «крошки» гидроокислов железа. Абсолютная неокатаность минеральных частиц свидетельствует о дроблении гидрогетитовых корок, стяжений и др. непосредственно при формировании табагинских отложений.

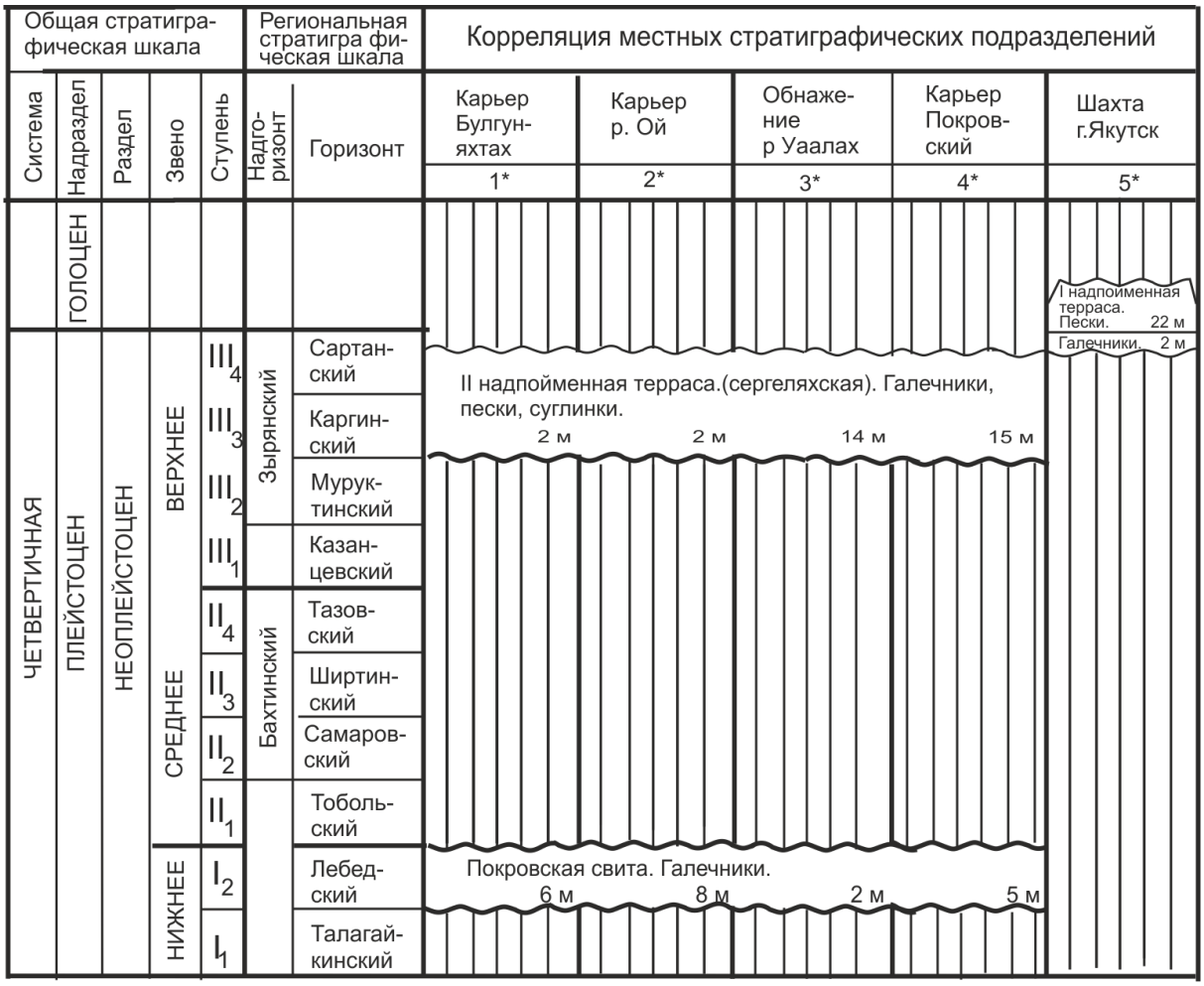
В посвитном распределении аллотигенных минералов тяжелой фракции в верх по разрезу (тандинской, намской, табагинской свиты) отмечается уменьшение содержаний химически устойчивых минералов, соответственно (средние значения, %): ильменит- 42, 18, 14; лейкоксен-7, 0,5, 0,1; циркон 20, 2, 3. Значительно увеличивается количество менее устойчивых - эпидот, цоизит 13, 50, 52, роговая обманка 1,4, 16, 14. Вцелом тандинская свита отличается высокой химической и

гидроаэродинамической зрелостью терригенно-минералогической ассоциации, намская и табагинская – средней.

Четвертичные отложения района представлены как аллювиальными фациями разновысотных террас р. Лены и её притоков (таблица 2).

Таблица 2

Корреляция стратиграфических разрезов четвертичных отложений строительных карьеров на левобережье р. Лены



* Номера разрезов на рис. 1

Выделяются следующие стратиграфические уровни:

Покровская свита (вторая половина нижнего неоплейстоцена, лебедский горизонт). Представлена в районе г. Покровска погребенными аллювиальными отложениями эрозионно-аккумулятивной террасы р. Лены с 8 - 12-метровым цоколем. Галечники с небольшим содержанием валунов (до 15%), пески с гравием, мелкой галькой с редкими прослоями и

линзами суглинков. В тяжелой фракции преобладают амфиболы (40%), в меньшей мере присутствуют гранаты, эпидот, ильменит, магнетит. Мощность галечника составляет 6 м.

Аллювиальные отложения II надпойменной аккумулятивной 18 – 22-метровой террасы (сергеляхской) р. Лены (верхний неоплейстоцен, каргинский, сартанский горизонты). Галечники, пески, суглинки, мощностью до 33 м. В п. Булгуняхтах терраса эрозионно-аккумулятивная (высота цоколя 3 - 5 м), в районе г. Якутска - аккумулятивная.

Аллювиальные отложения I надпойменной аккумулятивной 8 – 12-метровой террасы (якутской) р. Лены (верхний неоплейстоцен, сартанский горизонт - нижний голоцен). Шахта в г. Якутске. Базальные галечники (1,5-2 м), перекрываемые песками с прослоями супесей, суглинков. Мощность до 22 м.

Возрастное расчленение кайнозойских отложений Центральной Якутии отражены в работах:

Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы. Авторы Гриненко О.В., Камалетдинов В.А, Иваненко Г.В., Сергеенко А.И., Фрадкина А.Ф., Патык-Кара Н.Г. -Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН**.** 2005. 8,9 авт. листов.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) Под редакцией В.С. Волковой, Б.А. Борисова, В.А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 5,6 печ. л.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЛАЗУРНОЕ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Серкебаева Е.С.

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

Элхугинское рудное поле (рудопроявления Лазурное и Элхугинское с золото-серебряной минерализацией) расположено в северо-западной части

Южно-Верхоянского синклинория. На площади рудопроявления обнажаются породы верхней и средней менкеченской подсвиты верхней перми (P_2mn), сложенные переслаиванием алевролитов и алевропесчаников. Из магматических образований установлены редкие дайки и силы оливиновых минет.

Разрывные нарушения представлены многочисленными зонами дробления, смятия и окварцевания алевролитов, иногда со стержневыми сульфидно-кварцевыми жилами. Преобладающее простирание зон северо-восточное, но встречаются северо-западного (зона №5). Вблизи разрывных нарушений вмещающие породы смяты в мелкие складки.

Мощность рудных зон колеблется от 1-2 до 13,8м, мощность стержневых жил 0,2-1,0м. Содержание золота в зонах 0,2-0,4г/т, редко до 5,8г/т. Минерализованные зоны часто вмещают стержневые сульфидно-кварцевые жилы мощностью от 0,1-0,2м до 1,8м с повышенными содержаниями золота (до 124,0 г/т) и серебра (до 2744,0 г/т). Рудная минерализация в сульфидно-кварцевых жилах представлена арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, пиритом, блеклыми рудами, золотом. Общее количество сульфидов колеблется от 3-5% до 10-15% и более.

Минералогия рудопроявления Лазурное рассмотрена в монографии [1], где выделены продуктивные минеральные ассоциации, изучены латеральная и вертикальная зональность основных рудных минералов. В целом, последние данные по объекту изучения не противоречат опубликованным данным. Они лишь вносят новые дополнительные сведения о составе руд, типоморфных особенностях рудных и жильных минералов с поверхностных горизонтов.

По элементно-примесному составу ***галенита*** можно реконструировать физико-химические условия рудообразования. Так повышенные количества As, Sb и Sn характеризуют сформирование в щелочных условиях. Содержание галенита в форме единичных зерен в основном по рудопроявлению достигает до 3%, но в рудной зоне №6 увеличивается до 6%. Также наблюдается не характерная для золото-кварцевой малосульфидной формации ассоциация галенита с диафоритом.

По данным микрозондового анализа в некоторых анализах отмечается повышенные содержания примесей As, Zn и Fe.

Блеклые руды на Лазурном представлены минералами тетраэдрит-теннантитовой серии с повышенными концентрациями мышьяка (до 12,93-15,29 мас.%), серебра (до 9,36-20,55 мас.%). Высокосереброносная разновидность представлена Ag-Zn тетраэдритом.

Величина отношения Fe: (Fe+Zn) колеблется от 0,12 до 0,33. Цинк значительно преобладает над железом. Следует отметить крайне низкую сурьмянистость (Sb/As=4,03) рудопроявления.

Сульфоантимониды свинца, меди, железа. В ассоциации со сфалеритом и галенитом из всех сульфосолей встречаются бурнонит и буланжерит, реже диафорит. Мышьяк как примесь в небольших количествах (до 2,63-5,51 мас.%) и железо (1,13-2,68 мас.%) присутствует в бурнонite и диафорите.

Сульфоантимониды серебра. На изученном рудопроявлении в ассоциации с галенитом обнаружен высокосеребристый пираргирит без примесей меди и железа с низкими содержаниями серы.

Таким образом, изучив пространственную зональность в распределении блеклых руд и сульфосолей разного состава в пределах рудных тел или месторождения можно получить ценную информацию о физико-химических условиях минералообразования по латерали и вертикали. Разнообразие изменений блеклых руд в пространстве и во времени может быть полезным для воссоздания этих условий.

Литература:

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. -222с
2. Мозгова Н.Н., Цепин А.Н. Блеклые руды. М.: Наука, 1983

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ХАПЧАГАЙСКОГО И ЛОГЛОРСКОГО ВАЛОВ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Сивцев А.И., Александров А.Р.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Преобладающая часть выявленных газоконденсатных месторождений Вилюйской нефтегазоносной области Хатангско-Вилюйской нефтегазоносной провинции сосредоточены в пределах Хапчагайского и Логлорского валов Вилюйской синеклизы.

Современный тектонический план Хапчагайского и Логлорского валов и всех структур, контролирующих залежи газа, сформировались, по мнению большинства исследователей к концу нижнемелового времени [2, 7].

Если по времени формирования наиболее изученного Хапчагайского мегавала существует относительный консенсус среди исследователей, то по механизму образования существуют различные точки зрения. На ранних этапах исследований преобладала точка зрения о существовании блоковых поднятий фундамента в низах Хапчагайского мегавала. С увеличением степени геолого-геофизической изученности, а также с развитием представлений о рифтогенной природе Вилюйского осадочного бассейна в последнее время превалирует мнение о бескорневой природе вала.

Последний наиболее обоснованный и подробный анализ природы Хапчагайского мегавала представлен в монографии А.Г. Берзина [1], где на основе сопоставления геологических и переинтерпретации геофизических данных делается вывод о бескорневой природе вала. Основными причинами возникновения Хапчагайского вала принимается инверсия рифтовой зоны в раннем мелу на фоне тангенциальных напряжений со стороны Верхоянья с возможным участием процессов галокинеза. Исходя из единства геологических и геофизических характеристик природа Логлорского вала принимается аналогичной Хапчагайскому.

Между тем существуют некоторые различия в строении Логлорского и Хапчагайского валов (таблица 1).

Таблица 1

ХАПЧАГАЙСКИЙ МЕГАВАЛ:	ЛОГЛОРСКИЙ ВАЛ:
• Структура I порядка • Амплитуда более 800 м • Направление сдвигов структур (юго-западное) • Значительные размеры слагающих структур • Изометричность структур • Преимущественно пликативное строение структур • Наличие АВПД Р-Т комплексе • Газ выполняет своды структур • Пониженный геотермический градиент относительно Логлорского вала	• Структура II порядка • Амплитуда не более 300 м • Направление сдвигов структур (юго-восточное) • Мелкие размеры слагающих структур • Удлиненность структур • Преимущественно дизьюнктивное строение структур (экранированные залежи) • Отсутствие АВПД Р-Т комплексе • Газ заполняет структуру до замка

Приводимые выше особенности строения Хапчагайского и Логлорского валов на наш взгляд связаны соответственно наличием и отсутствием подстилающих соленосных отложений. Исходя из соотношения толщин пермских отложений в пределах Хапчагайского и Логлорского мегавалов 3:1, можно оценить, что в Хапчагайском мегавале каменноугольные отложения имеют толщину порядка 600 м против 200 в Логлорском вале. Можно предположить, если бы сверхглубокая скважина №27 на Средневилюйской площади углубилась бы еще 100-200 метров, то вскрыла бы верхи девонских соленосных отложений. Тогда, если принять, что сопротивление каменной соли пластическому течению окончательно преодолевается на глубине в среднем около 12000 футов (≅3657,6 м) [5], то условия для гравитационного течения в районе Хапчагайского мегавала, по-видимому, могли возникнуть уже начиная с раннего триаса. Действительно, палеоструктурными исследованиями Микуленко и др. [6] показано, что, уже начиная с самого раннего триаса и на всем его протяжении на фоне общих нисходящих движений имели место слабые дифференцированные тектонические движения, которые привели к образованию небольших весьма пологих локальных поднятий – будущих основных структурных элементов, осложняющих Хапчагайский мегавал.

Нами представляется, что инверсией Вилюйского рифтогенного осадочного бассейна в нижнем мелу, незначительные внутриформационные перемещения среднепалеозойских мощных соленосных отложений начали проявляться более контрастно, обуславливая активный подъем в районе Хапчагайского мегавала (амплитуда около 800 м). В свою очередь в районе Логлорского вала, отсутствие или незначительная толщина соленосных отложений обусловили инверсионный подъем (амплитуда до 300 м) без соляной подоплеки. Об отсутствии соленосных отложений в Логлорском вале говорит факт вскрытия скважиной №239 (Среднетюнгская площадь) девонских отложений представленных аппаинской и вилючанской свитами, последняя содержит незначительные гипсоносные пласты. В общем, разрез вскрытый скважиной №239 сопоставим с обобщенным разрезом Ыгыаттинской впадины, где не установлены соленосные отложения. Косвенным подтверждением отсутствия или незначительности толщины соленосных отложений в пределах Логлорского вала служат незначительные размеры структур, предположительно приуроченных к разрывным нарушениям (Андылахское, Среднетюнгское месторождения). Возможно, территориальная приуроченность северо-западного борта Вилюйской синеклизы и Ыгыаттинской впадины к юго-востоку Анабарской антеклизы обусловила схожие фациальные условия в среднепалеозойское время.

В районе Хапчагайского мегавала структуры имеют значительные размеры, в плане имеют изометричную форму и на данной стадии изученности имеют преимущественно пликативное строение. Кулисообразное расположение структур относительно друг друга в Хапчагайском мегавале также позволяет предположить о существовании в низах пластичных пород - солей. На наличие соляных отложений в низах Хапчагайского мегавала косвенно указывает соотношение преобразования органической и минеральной части верхнепермских отложений. Так, в работе [3, стр. 121] указывается, «Зона I начального катагенеза песчаников соответствует ОВ градаций $ПК_{2-3}$, реже, в нижней ее части - $МК_1$. Зоне II повышенного катагенеза пород отвечают градации $МК_1$, а зоне III

глубокого катагенеза - $МК_2$. Некоторое отклонение от таких соотношений наблюдается пределах Хапчагайского вала, где степень литификации песчаников несколько усиливается сравнительно с темпами роста катагенеза ОВ». На наш взгляд, данное явление может быть обусловлено постоянным динамическим воздействием процесса галокинеза в условиях пониженного теплового поля. Как известно, соленосные пласты являются хорошими проводниками тепла относительно других горных пород [4].

На наш взгляд, имеющиеся тектонические особенности генетически связанных по происхождению валов Вилюйской синеклизы обусловлены степенью наложения процессов галокинеза в общей тектонической активизации региона.

Литература:

1. Берзин А.Г. Особенности размещения залежей углеводородов и природы геологических структур в Западной Якутии/ А.Г. Берзин. – Новосибирск: Наука, 2011. – 255 с.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы/ А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др.: под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
3. Горбачев В.И., Соколов Б.А., Стефанова Е.И., Япаскурт О.В. Катагенез органического вещества и вмещающих пород Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 116 - 123.
4. Капченко Л.Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: «Недра», 1974. – 184 с.
5. Леворсен А. Геология нефти и газа. М., Мир, 1970. – 640 с.
6. Микуленко К.И., В.С. Ситников, К.В. Тимиршин, М.Д. Булгакова Эволюция структуры и условий нефтегазообразования осадочных бассейнов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. – 180 с.
7. Тектоническое строение Якутской АССР/ К.Б. Мокшанцев, Д.К. Горнштейн, Г.С. Гусев и др. – М.: Наука, 1964. – 240 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НАХОДКИНСКОЙ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (ЧУКОТКА)

Сидорина Ю.Н, Николаев Ю.Н., Попова Т.В.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Находкинская порфирово-эпитермальная система (ПЭС) входит в состав Баимского меднорудного района Алазейско-Олойской минерагенической провинции, известной крупнейшим по запасам в России Cu-порфировым месторождением Песчанка.

Площадь сложена стратифицированными вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями J_3 и K_1, прорванными интрузивными породами нескольких магматических комплексов позднемезозойского возраста. Формирование ПЭС приурочено к K_1 этапу магматизма, связанному с внедрением Егдэгкычского габбро-монцонит-сиенитового массива и штоков кварцевых монцонит-порфиритов (рис. 1).

Cu-рудные тела представлены штокверками сульфидно-кварцевых жил и прожилков в метасоматически измененных порфировых интрузивах и вмещающих их породах. Главным рудным минералом является халькопирит и борнит, присутствуют пирит, блеклые руды ряда теннантит-тетраэдрит и молибденит.

Эпитермальная Au-Ag минерализация в целом не характерна для района и практическое значение имеет только на участке Весенний (см. схему расположения участков на рис. 2). Эпитермальная Au-Ag минерализация представлена кварц-карбонатными жилами и прожилками в кварц-серицитовых метасоматитах и аргиллизитах. Главные рудные минералы этапа: высокомышьяковистый пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, высокоцинкистые блеклые руды; второстепенные – электрум, самородное золото, гессит и алтаит; редкие – петцит, пирсеит, штютцит, акантит.

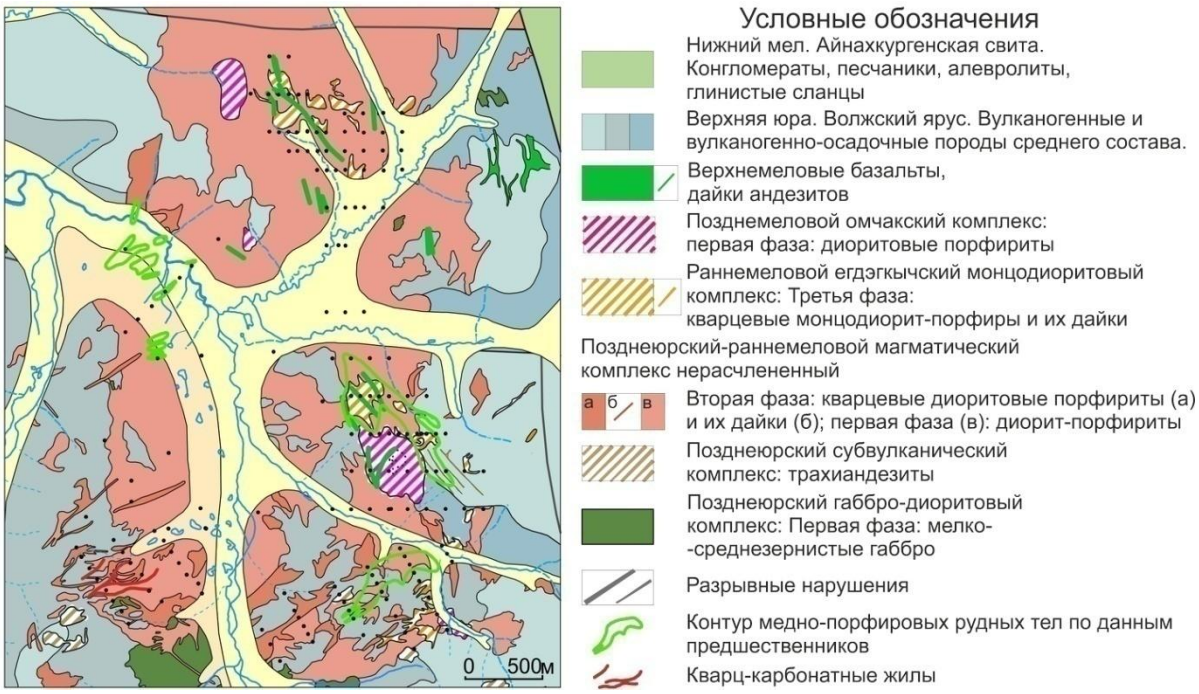


Рис. 1. Геологическое строение Находкинского рудного поля.

Для выявления геохимической зональности оруденения в ПЭС были обработаны результаты ICP-OES анализа проб из керна 175 скважин, пробуренных на глубину 200-500 м.

При обработке данных методом факторного анализа было выделено 6 геохимических ассоциаций рудных элементов, соответствующих различным этапам и стадиям формирования оруденения в ПЭС (от ранних к поздним): Fe(AuBi) (F3) — Au-порфировая (Au-пиритовая); Mo(Cu) (F6) — Mo-Cu-порфировая ранняя; CuSeBi(Au) (F2) — Cu-Mo-порфировая поздняя; CdZnPbMnAg(AuTe) (F1) — субэпитермальная Ag-полиметаллическая; SbAs(AuCu) (F4) — эпитермальная блекловорудная с золотом; TeAgAuSe (F5) — эпитермальная Ag-Au-теллуридная. Последовательность факторов F3→F6→F2 соответствует мезотермальному (порфировому) этапу, F1→F4→F5 — суб- и эпитермальному.

Распределения собственных значений факторов в плане отвечают концентрической зональности ПЭС (рис. 2). Аномалии Cu-Mo-порфирового этапа (факторы F6, F2) пространственно совпадают с контурами Cu±Mo-порфировых штокверков. Максимальные значения фактора F2 совпадают с наиболее богатыми центральными частями штокверков, где развиты борнитовые руды с примесью Au, Bi, Se. Au-

пиритовая минерализация (фактор F3) обрамляет Cu±Mo-порфировые штокверки. Блекловорудная (с золотом) минерализация (фактор F4) проявлена только в южной части системы. Отложение блеклых руд, согласно теоретическим температурам образования этих минералов, происходит на границе мезо- и эпитермального этапов. Субэпитермальное Au-Ag-полиметаллическое оруденения (F1) локализовано в западной части системы, в то время как благороднометальная минерализация (гессит, селениды Ag, Au; фактор F5) накладывается на все ранее сформированные штокверки. В самом центре ПЭС, согласно модели строения порфировых месторождений, можно ожидать безрудное кварцевое ядро.

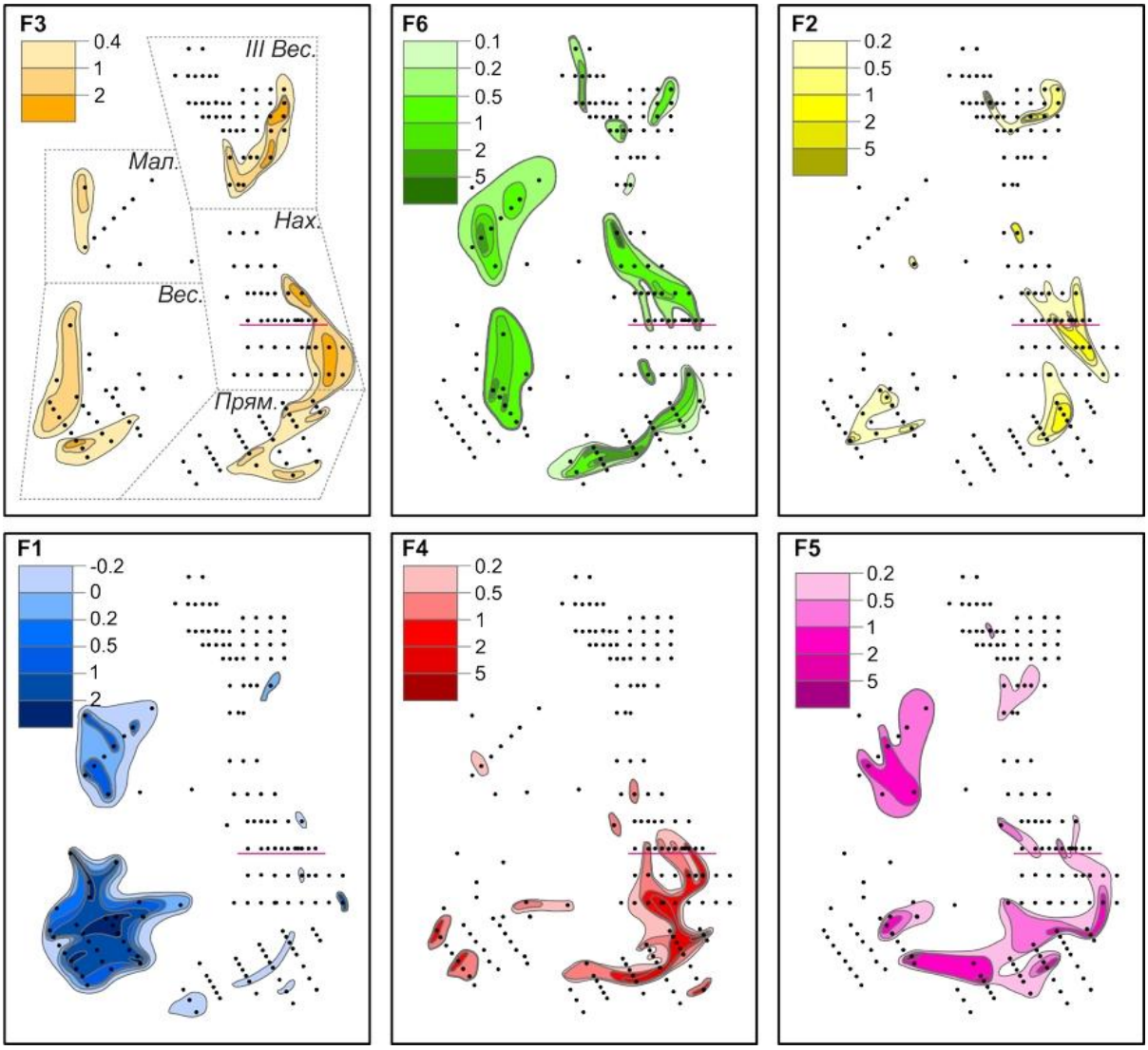


Рис. 2. Распределение значений рудных факторов на участках Находкинской ПЭС (даны в предполагаемом порядке рудоотложения).

Этапность и стадийность формирования ПЭС проявляется в вертикальной геохимической зональности оруденения. Скважинами по разведочной линии, проходящей через центральную часть штокверка Находка (отмечена линией на рис. 2), были пересечены два блока рудного тела (рис. 3). Для расчета вертикальной зональности каждый из блоков был разбит на горизонтальные пластины мощностью 100 м, для которых, исходя из результатов опробования скважин, рассчитывались средневзвешенные содержания основных рудных элементов. Ряд вертикальной геохимической зональности (снизу-вверх) для западного блока: Pb-Zn-Cd-Mo-Mn-Au-Sb-As-Te-Bi-Se-Cu-Fe-Ag; для восточного блока — Cu-Au-Fe-Mo-Te-Cd-Bi-Se-As-Ag-Zn-Mn-Pb-Sb. Центры тяжестей графиков распределения полиметаллов в пределах западного блока компактно приходится на нижнюю часть системы; в восточном блоке полиметаллическая минерализация локализуется в приповерхностной части. Cu-Mo-порфировая ассоциация характеризуется максимальными содержаниями и продуктивностью Cu в верхних частях разреза; восточное тело скорее всего имеет богатое медью продолжение на глубину, не достигнутую бурением. Положение в ряду элементов, относящихся к благороднометальной ассоциации, также является плавающим.

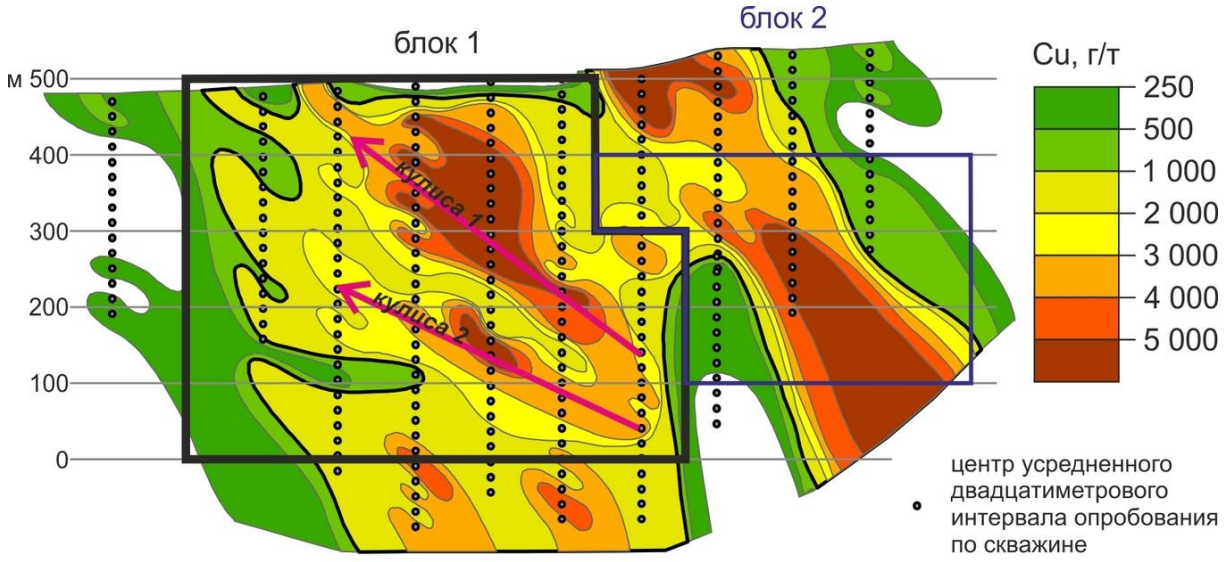


Рис. 3. Распределение меди в поперечном разрезе штокверка Находка. Показаны блоки и кулисы, в пределах которых рассчитывались ряды геохимической зональности.

Более устойчивые результаты получены при расчетах осевой зональности рудоотложения (оси аномалий показаны на рис. 3). Ряд общей осевой геохимической зональности: As-Mo-Se-Te-Cu-Bi-Sb-Fe-Au-Cd-Ag-Mn-Pb-Zn; коэффициент корреляции между индивидуально рассчитанными рядами r = 0.6.

Результаты исследования вертикальной зональности позволяют рекомендовать к использованию для оценки уровня эрозионного среза слабоэродированных порфировых систем геохимические показатели общего вида: ν = Ag×Pb×Zn/As×Mo, для выходящих на современную поверхность Cu-Mo-порфировых рудных тел — ν = Se×Bi×Au/As×Mo.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОПТИМИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ПРИ РАЗМЕЩЕНИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Ситников В.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Обобщение результатов геологоразведочных работ разных лет и анализ геологической основы, используемой при их размещении на перспективных территориях Западной Якутии в течение длительного времени практически без изменений, свидетельствуют в целом о назревшей необходимости существенного обновления карт тектонического и нефтегазогеологического районирования.

Целый ряд открытий новых залежей и месторождений нефти и газа, состоявшихся в последние годы в пределах Непско-Ботуобинской НГО**,** в том числе на юго – западе Республики Саха (Якутия)и на соседней территории Иркутской области, а также многочисленные проявления и притоки углеводородных флюидов во многих одиночных

скважинах на лицензионных участках недропользовательской деятельности в своей совокупности косвенно подтверждают наш более ранний прогнозо том, что все пласты – коллектора в продуктивных горизонтах вендского терригенного комплекса в рассматриваемой НГО почти повсеместно в плане и по разрезу являются газонасыщенными или нефтенасыщенными [1].

В связи с весьма высоким углеводородным потенциалом этой НГО, одной из наиболее богатых углеводородным сырьем на всей Сибирской платформе, вопрос о ее границах, площади перспективных территорий и особенностях строения является принципиально важным в плане оценки запасов УВ и дальнейших прогнозов нефтегазоносности. В данном случае в порядке оптимизации значительно уточнены северная и западная границы Непско-Ботуобинской антеклизы и одноименной нефтегазоносной области, что привело к существенному расширению ее северного контура, увеличениюобшей площади и повышению суммарных прогнозных ресурсов.

В последние годы довольно остро стоял вопрос о границах, размерах и геологической позиции Сюгджерской седловины. При ее выделении в 1984 г. за основу были приняты сейсморазведочные материалы тех лет, позволившие максимально увеличить площадные размеры этой новой НГО главным образом за счет площади Анабарскойантеклизы и сопряженных с ней Вилюйской и Курейскойсинеклиз. После бурения многочисленных параметрических и поисковых скважин, когда выяснилось, что строение этой территории является гораздо более сложным, чем это представлялось ранее и что предположение о значительном геологическом сходстве ее с Непско – Ботуобинской антеклизой в целом не подтвердилось, а поиски прогнозируемых месторождений УВ требуют здесь более детального изучения геологической основы, размеры седловины на картах Сибирской платформы были резко уменьшены, причем без необходимого детального анализа.

По данным бурения многочисленных глубоких скважин нами была составлена структурная схема строения области сочленения Анабарской и

Непско-Ботуобинскойантеклиз, Вилюйской и Курейскойсинеклиз по поверхности кристаллического фундамента, позволившая внести достаточно обоснованные уточнения в границы седловины. В результате существенно изменились границы прилегающих надпорядковых тектонических элементов (антеклиз, синеклиз) и соответствующих им НГО.

Высокоперспективные территории, выделяемые в пределах восточной части Непско-Ботуобинской НГО, в определенной мере продолжается в соседних зонах, прогнозируемых по обрамлению Западно-Вилюйской НГО, а также непосредственно в ее пределах в краевых частях Сунтарского свода и сопряженных впадин (Кемпендяйская, Ыгыаттинская). При этом особо следует отметить вопрос о возможном изменении статуса Западно-Вилюйской НГО, в пределах которой до последнего времени каких-либо открытий месторождений нефти и газа не было установлено. Однако в соответствии с результатами проведенных нами исследований эта НГО должна относиться к разряду территорий с установленной нефтегазоносностью. Этот вывод основан на структурных построениях по отражающему сейсмическому горизонту КВ, по которым Сунтарский свод отчетливо оконтуривается несколькими замкнутыми изогипсами. При этом Вилюйско-Джербинское газоконденсатное месторождение, традиционно относимое совместно с Верхневилючанским НГКМ и Вилючанской седловине и вместе с ней включаемое в состав Непско-Ботуобинской НГО, фактически находится в пределах вышеуказанного структурно-тектонического элемента первого порядка (Сунтарский свод), то есть на территории Западно-Вилюйской НГО. О достаточно высоких перспективах нефтегазоносности этой НГО свидетельствуют также результаты поискового бурения на Буягинской площади, которая, судя по притокам газа и интенсивным газопроявлениям в отдельных скважинах, находится вблизи от крупного месторождения. Аналогично интерпретируется геолого-геофизическая информация, полученная по итогам бурения Атыяхской и Южно-Сунтарской параметрических скважин.

Впервые намечена необходимость четкого разграничения по степени потенциальной нефтегазоносности западной (Нюйско-Джербинская впадина) и восточной (Березовская впадина) частей Предпатомского полигенетического прогиба, которые в перспективе могут быть выделены в качестве двух самостоятельных НГО.

В осадочном чехле Нюйско-Джербинской впадины по данным сейсморазведочных работ и глубокого бурения установлены интенсивные и весьма разнообразные проявления надвиговой тектоники, выделены автохонный и аллохтонный этажи нефтегазоносности. В Березовской впадине широко распространены крупные высокоамплитудные горстовидные выступы и разделяющие их узкие протяженные депрессии, имеющие сквозное развитие по всему разрезу осадочного чехла. Отмечаемое здесь на некоторых площадях несовпадение структурных планов разновозрастных осадочных комплексов имеет иную геологическую природу, не связанную с надвиговыми дислокациями.

Территории в южной части Анабарской антеклизы в нефтегазоносном отношении традиционно оцениваются не высоко. Это связано со значительными сложностями выделения и прослеживания здесь зон развития терригенных и карбонатных коллекторов и надежных экранирующих толщ. С учетом последних сейсморазведочных данных, полученных, в частности, в районе Мунскогосводового поднятия и свидетельствующих о наличии здесь мощных толщ рифейского возраста, оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемой части Анабарской НГО, прилегающей к северному борту Вилюйской синеклизы, может быть в определенной степени уточнена в сторону увеличения ее углеводородного потенциала.

На фоне относительно невысоких перспектив нефтегазоносности северного склона Алданскойантеклизы, традиционно отмечаемых при оценке прогнозных ресурсов УВ Сибирской платформы, следует отметить, что материалы геофизических работ последних лет, полученных в районе Якутского сводового поднятия и Алдано-Майской впадины, указывают на необходимость уточнения границ этих тектонических элементов и более высокой оценки их потенциальной нефтегазоносности.

Учитывая значительное отличие восточной части Алданскойантеклизы от ее северного склона по комплексу условий, предопределяющих нефтегазообразование и нефтегазонакопление в осадочном чехле, считаем целесообразным выделить здесь новую Восточно-Аладнскую нефтегазоносную область, вычленив соответствующую территорию из состава Северо-Алданской НГО.

В пределах Вилюйской НГО, наряду с ранее установленными зонами газонакопления, приуроченными к Хапчагайскому и Логлорскому поднятиям, в последнее время прогнозируется вполне вероятное открытие новых нефтеносных районов на южном и северо-западном бортах Вилюйской синеклизы, в первую очередь за счет детального изучения более глубоких и более древних комплексов многоярусного осдочного чехла. Вполне очевидно также необходимость возврата на многие другие территории этой НГО, опоискованные в 60-е годы XX века сейсморазведкой МОВ с невысокими методическими возможностями, в условиях адаптации вновь созданной геофизической службы к новым весьма сложным горно-геологическим условиям (наличие толщи многолетнемерзлых пород, резкая изменчивость верхней части разреза в плане и по разрезу и др.).

В ПредверхоянскойНГО на внешнем борту одноименного прогиба условия нефтегазоносности в целом оцениваются как сходные с восточной частью Вилюйской НГО, однако, с некоторым их ухудшением в восточном направлении в связи со значительными палеоглубинами и овременными глубинами залегания перспективных отложений, а также из-за существенного повышения степени их глинистости.

Отмечена целесообразность в ближайшем будущем детально рассмотреть и в принципе решить вопрос о границе между сопряженными частями Вилюйской и Предверхоянской НГО, условность которой в течение многих десятилетий вызывают у специалистов споры и неоднозначные предложения по ее уточнению.

Во внутренних районах Предверхоянской НГО прогнозируется практически повсеместное проявление надвиговой тектоники. В аллохтонной части разреза установлены небольшие газовые

месторождения, а также многочисленные газопроявления. Автохтонная часть разреза глубоким бурением почти не изучена.Вопросы оптимизации соответствующих геологических границ в указанных условиях пока не решены.

Обобщая приведенные данные, следует подчеркнуть, что в целом наиболее перспективные территории Западной Якутии сосредоточены в пределах Патомско-Вилюйского мегабассейна, в геологическом отношении весьма мобильного, имеющего древнее заложение и длительное унаследованное развитие. По всем нефтегазоносным областям, входящим в его пределы в процессе выполненных исследований в той или иной мере актуализированы границы тектонических структур и связанных с ними элементов нефтегазогеологического районирования. В дальнейшем эти исследования должны быть продолжены.

Литература:

1. Гигантские газоконденсатные месторождения на западном плече Байкало - Патомскойрифтогенной системы (Сибирская платформа) // 20 лет РАЕН. Сб. статей. Секция нефти и газа. – М: Изд.-во РАЕН.- 2011.- с. 49-52.

О ЗОНАЛЬНОМ РАЗМЕЩЕНИИ ТИПОВ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОНКУЧАХСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА УЛАХАН-СИССКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КУЛАРСКОГО РАЙОНА

Скрябин А.И.

Институт геологии алмаза и благородных металлов, г. Якутск

Улахан-Сисская зона расположена по оси одноименной горст-антиклинали и простирается в субмеридиональном направлении к северу от Куларских батолитов [1]. Терригенные отложения представлены алевритами и углистыми сланцами, которые, по данным С.С. Федоровой

(1998 г) относятся к хлоритовой фации регионального метаморфизма. Особый интерес представляют наличие небольших полей контактово-метаморфизованных пород верхнейперми, установленных при съемочных работах и подтвержденных нами в Бургуатском узле. Об этом свидетельствуют также геофизические данные (аэромагнитные и гравиметрические), фиксирующие на глубине 1- 2 км купол невскрытой интрузии [3].

Закономерности размещения золотого оруденения Куларского района рассмотрены в ряде публикаций В.А.Амузинского, Г.С. Анисимовой, Ю.П.Ивенсена, С.Г.Москвитина, Г.Г. Невойса, И.Я. Некрасова, В.П. Самусикова, А.И. Сергеенко, А.И.Скрябина и других. В Улахан-Сисской зоне Л.А. Мусалитин [1] впервые выделил Бургуатский и Джуотукский узлы, приуроченные к пересечению продольных и поперечных разломов. Кроме того, в водотоках северной группы (с притоками) можно выделить самостоятельный **Онкучахский** рудно-россыпный узел: Онкучах, Улахан-Батор Юрях, Маркой Юрьете, Суор-Уйалах, Кюсентей и Улахан Юрье. Одним из своеобразийузла – нахождение части россыпейна границе Приморской низменности, где глубина залегания палеоген-эоценовых отложений в Буор-Ильдикиляхской депрессии достигает более 422 м (скв.15). Здесь установлены палеогеновые и неогеновые россыпи на глубине 45-50 м. Часть россыпей находится в переходной зоне. Минеральный состав золотого оруденения также отличается наличием арсенопирита и золотосодержащим(624г/т) антимонитом [3]. Нами ставится задача - показать зональное изменение пробности россыпного золота и выявить причинную связь его распределения с различными типами оруденения.

В Онкучахском рудно-россыпном узле обнаружены 24 россыпных объектов и несколько рудопроявлений. По данным 311 пробирных анализов установлен широкий диапазон колебаний пробности россыпного золота (605 - 870 ‰). Более пониженное значение(605 - 800 ‰) характерно для большинства (17) объектов. Она несколько выше (801 - 870 ‰) только в 7 объектах. Установлено зональное изменение пробности золота. Участки низкопробного золота выявлены в ручьях Коллективном (701-750 ‰) и

Мамуке (609-675 ‰). Они приурочены к полям контактового метаморфизмаи куполам поверхности невскрытых интрузивов,что указывает на связь оруденения с магматизмом (рис 1).

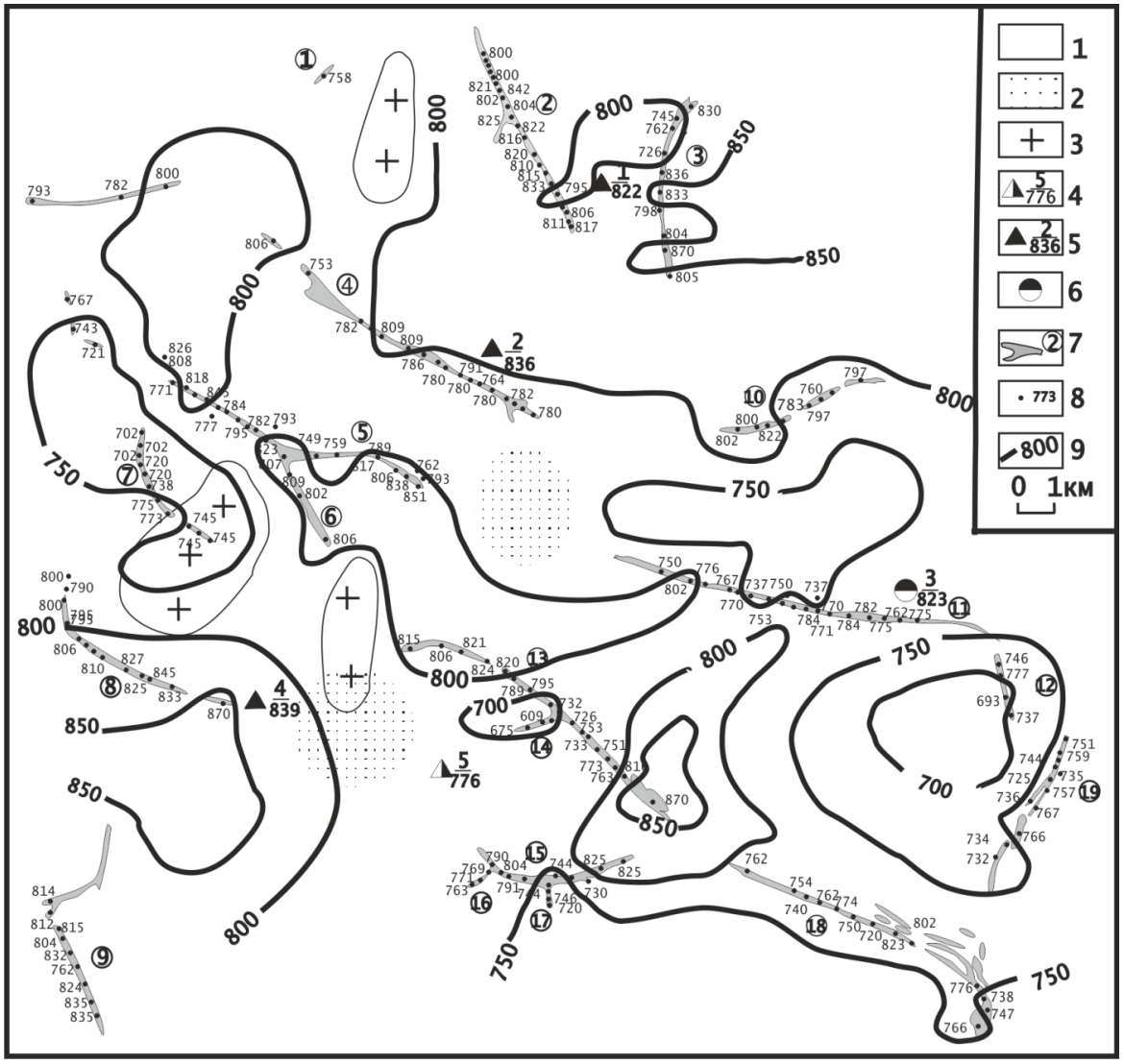


Рис.1. Зональное изменение пробности золота и минеральных типов оруденияОнкучахского узла Улахан-Сисской зоны: 1-терригенные породы верхней перми (P_2tg); 2 - поля контактово-метаморфизованных пород (Г.С. Сонин, 1968 г, по карте, 1979 г); 3 – поверхность невскрытых интрузивов (по геофизическим данным); 4 – 6 – принятые типы оруденения, числитель - номераместорождений, знаменатель – пробность рудного золота: 4 - золото-галенит-сфалеритоый (Эстакадное - 5), 5 - золото-шеелит-арсенопиритовый (Онкучах - 1, Энтузиастов -2, Мунулу - 4), 6 - золото-серебряный (Кюсентей- 3); 7 – россыпи – цифры в кружке: Илдьикилях (1), Кыра-Онкучах (2), Улахан-Онкучах (3), Энтузиастов (4), УлаханБатор-Юрях (5), Светка (6), Коллективный (7), Маркой Юрэгэ (8), Иэкийэс (9), КюсентейСалаата (10), Кюсентей (11), Двойной (12), Улахан-Юрье (13), Мамука (14), Аленка (15), Погребенный (16), Кроткий (17), Суор-Уйалах (18), Конечный (19); 8 – пробностьроссыпного золота; 9 – изолинии пробности.

Нами рассматривается возможность выделения трех минеральных типов оруденения. К **золото-шеелит-арсенопиритовому** типу можно относить месторождение Онкучах (822‰), предположительно рудопроявления Энтузиастов (836 ‰) и Мунулу (839 ‰). В Суордахском узле Кулара И.Я. Некрасов [2] впервые выделилзолото-шеелитовый типоруденения (Новое, Элигер). Ранее месторождение Онкучахбыло отнесено к арсенопиритовому типу [1]. В долине реки Онкучах и по ручью Улахан-Онкучах на протяжении 1200 м вскрыта мощная крутопадающая зона дробления меридионального простирания, включающая 4 сульфидно-кварцевые жилы на расстоянии 5-7 м друг от друга. В жилах установлен кварц двух генераций: темно-серый с пиритом и хрусталевидный. Одна из таких жил мощностью 3 - 3,5 м с многочисленными ксенолитами и сульфидами – пиритом, халькопиритом, галенитом, иногда золотом на зальбандах прослежена бурением на 450 м по простиранию. В 12 м от зоны дробления вскрыты бурением и прослежена горными выработками жила антимонита с высоким (624 г/т) содержанием золота. В кварцевых жилах эмульсионно – вкрапленное золото цементирует антимонит, тонкозернистый арсенопирит, ртутистое золото с антимонитом и киноварью [3].

К золото-галенит-сфалеритовому типу многие относят рудопроявление Эстакадное. Выявлено 6 кварцевых жил, содержащих золото от 5 д о 18 г/т. Часть этих жил и зон дробления переходит в мощные (5 – 8 м) штокверковые тела. В маломощных кварцевых прожилках установлена богатая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Пробность золота-776‰. Существует разное мнение о принадлежности рудопроявления Кюсентей к определенному типу. По И.Я. Некрасову [3], оно выделяется как**золото-серебряное оруденение** и сопоставляется с месторождениями Мастах и Альфа**,** в которых выделены следующие стадии минерализации: арсенопирит-пирит-кварцевая, сульфосольно-полиметаллическая, каолинит-кальцитовая.

Таким образом, выявленное зональное изменение пробности россыпного золота может быть обусловлено минеральным типом оруденения и связано с позицией месторождений относительно

гранитоидных массивов. Более определенно это было показано на Солурском, Суордахском и Бургуатском узлах Куларского района[4,5,6].

Литература:

1. Мусалитин Л.А. Металлогенические зоны Куларского антиклинория // Сов.геология. 1971. № 8. С. 114 –125.
2. Некрасов И.Я. О соотношении золотого и оловянного оруденения (на примере Северо-Востока СССР) // Геология рудн. местор. 1973.Т.XV, №3. С.702 –705.
3. Некрасов И.Я.,Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В. Особенности геологии, геохимия и генезис Улахан-Сисского, Куларского и Хараулахского золоторудных узлов Верхоянской складчатой области.// Тихоокеанская геология, 2001, том 20, № 3, с.79 -86.
4. Скрябин А.И.О латеральной зональности золотого оруденения относительно Солурского гранитного штока (Куларского район). Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России (Мат. Всеросс. научно-практическойконференции, 23-30 марта 2012 г). – Якутск: 2012а, том 2. – С.165 -169.
5. Скрябин А..И. Зональность золотого оруденения Суордахского рудно-россыпного узла Центрально-Куларской золото-редкометалльной зоны. Геология и минерально-сырьевые ресурсы С-В России. Якутск: 2012б, том 2. С. 160 - 164.
6. Скрябин А.И. Роль невскрытого интрузива в размещении месторождений Бургуатского узла Улахан-Сисской зоны Куларского района. Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России (Мат. Всеросс. научно–практической конференции, 2-4 апреля 2013 г, Том 2, С 174 – 178).

РУДНОЕ ЗОЛОТО ВЕРХНЕАМГИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА

Соколов Е.П.
ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», ЦПСЭ, г. Якутск

Верхнеамгинский золотоносный район расположен на юге Республики Саха (Якутия), в 120 км к западу города Алдана, в северо-

западной части Алданского нагорья, в верхнем течение бассейна р. Амга. В административном отношении входит в состав МО «Алданский район».

Поисковые работы на рудное золото в пределах Верхнеамгинского золотоносного района проводятся с целью наращивания минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) в рамках государственной целевой «Программы социально-экономического развития Дальнего Востока и Забайкалья на период до 2025 года». Район расположен в зоне влияния трассы нефтепровода ВСТО (примыкает к северной границе), ведется добыча россыпного золота по ручьям Горелый и Крутой (ООО а/с «Континент»).

Рельеф района среднегорный, умеренно расчлененный, абсолютные отметки 900-1300 м, обнаженность слабая. Основными водотоками являются река Амга и ее правые притоки – ручьи Хохой, Хатырхай, Горелый, Хатын.

Характеристика Верхнеамгинской площади. Верхнеамгинский золотоносный район входит в состав Алдано-Становой металлогенической провинции, располагаясь на стыке двух крупных структурных единиц: Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом). На современном эрозионном срезе характеризуется многоярусным строение.

Нижний структурный ярус (этаж) представлен образованиями кристаллического фундамента, обнажающимися в эрозионных окнах и на площади Ямалахского горстового поднятия. На большей части территории фундамент перекрыт венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400-450 м. На отдельных участках в северной части района, на вершинах водоразделов сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений. Основной объем магматический проявлений связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. Большая часть субщелочных-щелочных интрузий локализуется по периферии Ямалахского горста, почти непрерывно его обрамляя. С крупными интрузиями связаны зоны минерализации, окварцевания, скарнирования сопровождаемые золоторудной минерализацией.

До последнего времени здесь были известны только россыпные месторождения золота, на возможность выявления промышленных месторождений рудного золота площадь практически не изучалась.

В 2012-2013 гг. при производстве опережающих геолого-геофизических и геохимических работ в Верхнеамгинском районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента верхнеамгинского гравитационного минимума. При заверке аномалий были выявлены неизвестные ранее зоны сульфидизированных пород с промышленными содержаниями золота от 0,6 до 100,0 г/т (рудопроявление Хатырхай). Оперативный прирост на 01.01.2014 г. прогнозных ресурсов категории P_3 составил 45 т, категории P_2 - 27 т.

<u>Рудопроявление Хатырхай</u> расположено в центральной части одноименного рудного поля, на северном склоне Ямалахского горста. Площадь рудопроявление охватывает бассейны ручьев дренирующих склоны г. Шайтан сложенной интрузией монцонитов-сиенитов. В ручьях, с небольшими перерывами, с начала прошлого века ведется старательская отработка россыпного золота. В 2012-2013 годах на участке проведены площадные литохимические (по сети 50×50), геофизические работы (по сети 250×50 м), копушное опробование. По результатам литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния установлены площадные аномалии золота (0,6 г/т), меди (0,03%), висмута (0,004%), серебра (0,05 г/т) в полосе субмеридионального ССВ простирания протяженностью 6,5 км, шириной 2,5-3,0 км. В копушных пробах отобранных с массива, кровли и экзоконтакта, содержания золота от знакового (32 знака) до весового (0,4 г/м^3). Всего отобрано 107 проб, из них с золотом 65. Наиболее высокие содержания золота, в пробах отобранных в элювиально-делювиальных отложениям экзоконтакта и кровли сиенитового массива. Содержание золота в элювиальных отложения сиенитов на вершине г. Шайтан достигает десятков знаков (19-32 знака). Размер свободное золото от долей милимметра до 1,0 мм, пробность 81-86%, 90-98%, в основном золото высокопробное, стабильные примеси серебро, медь, ртуть. Площадь ореола со свободным элювиально-делювиальным золотом более 6,5 км^2.

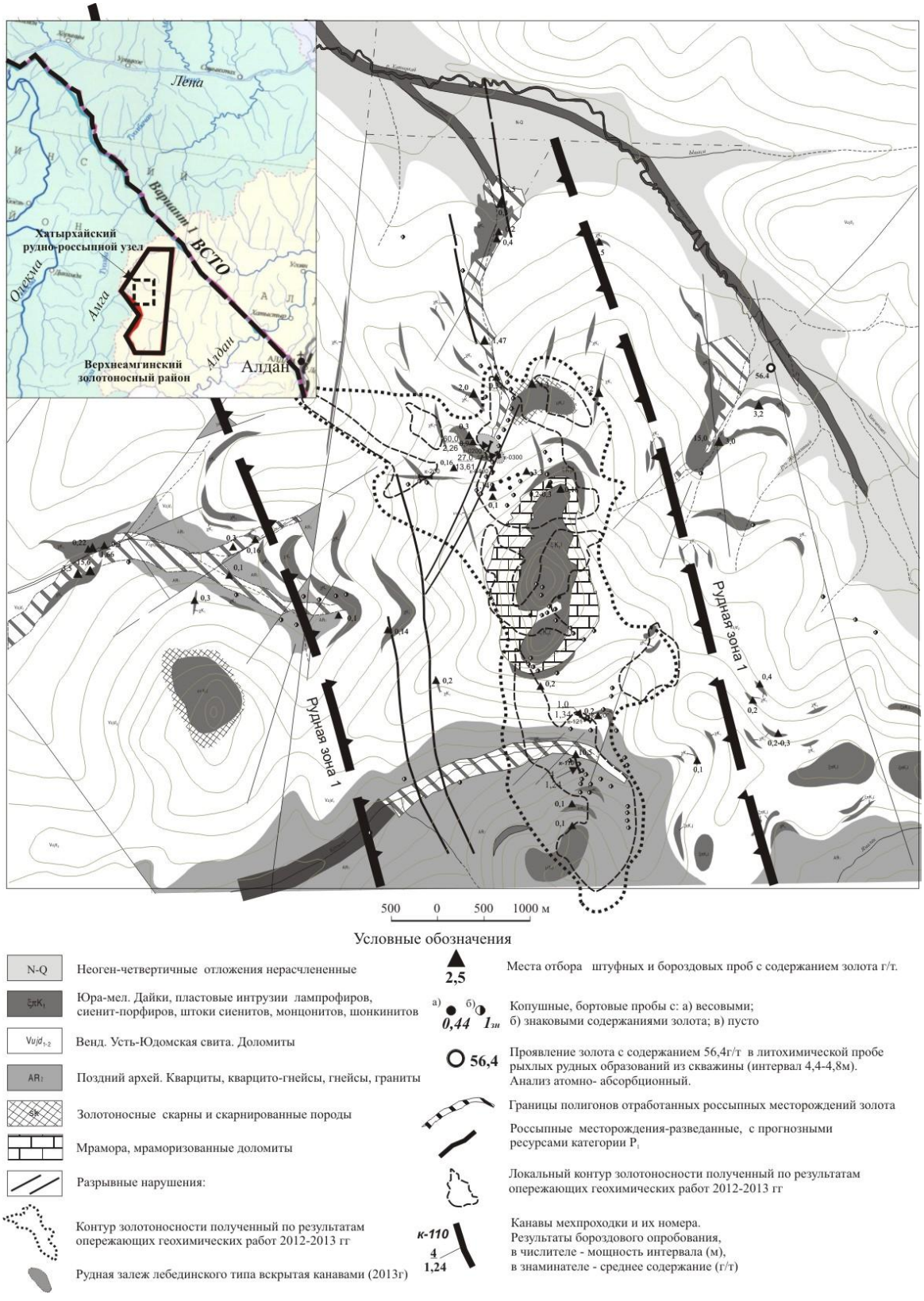


Рис. 1 Хатырхайский рудно-россыпной узел

В 2013 году на северном склоне г. Шайтан двумя канавами вскрыта золоторудная залеж, приуроченная к контакту пластовой интрузии

лампрофиров (минетта) с джаспероидами в доломитах венда. Залеж состоит из серии пластовых тел лимонит-кварцевых метасоматитов с вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализацией. Мощность отдельных прослоев 0,1-0,45 м, общая видимая мощность около 5,0 м. Содержание золота: 0,18-100,0 г/т, среднее 13,61 г/т на интервал 27 м (к-0300); 0,28-18,8 г/т, среднее 2,26 г/т на интервал 60 м (к-0200). Вскрытая залеж расположена в контуре контрастной геохимической аномалии золота в экзоконтакте лакколита авгитовых сиенитов г. Шайтан, и приуроченна к зоне магнитного градиента северо-восточного простирания. Золото свободное, промытая проба с полотна канавы 0300, дала более 100 знаков мелкого золота.

Не вызывает сомнения одинаковое происхождение руд рудопроявления Хатырхай и Центрально-Алданского рудного района.

Выявленная золоторудная залеж относится к лебединскому геолго-промышленному типу оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации.

Свободное золото и аномалии Au, Cu в элювиально-делювиальных образованиях субщелочного массива г. Шайтан, указывает на перспективы выявления золото-порфирового геолго-промышленного типа оруденения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Соколов К.О., Прудецкий Н.Д.
Институт горного дела Севера им Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Большинство россыпных месторождений криолитозоны относятся к аллювиальному типу и палеопотоки, сформировавшие их, как правило, располагались в зонах разрывных нарушений. В которых карстовые формы могут создавать уникальные россыпные месторождения, как по запасам,

так и по содержанию [1]. Для россыпных месторождений, приуроченных к разрывным нарушениям, необходимо знать местоположение и направление простирания разломов, чтобы эффективно проводить поиски и разведку полезных ископаемых. В настоящее время существует возможность изучения разрывных нарушений методами геофизики, которые рассчитаны на глубины от 100 метров до нескольких километров [2]. В условиях криолитозоны и Крайнего Севера, мощность рыхлых отложений составляет всего несколько метров, и отсутствуют надежные геоморфологические признаки разломов, что делает трудоемким разведку и эксплуатацию россыпных месторождений. В связи с этим, актуальными представляются исследования направленные на совершенствование методов разведки россыпных месторождений криолитозоны.

Петрофизические свойства разрывных нарушений определяются, прежде всего, составом пород, которые выполняет это нарушение, и степенью переработки материала вследствие дробления, брекчирования, катаклаза, милонитизации и т.п. На небольшой глубине образовавшиеся трещины в значительной степени выполняются современным терригенным материалом с преобладанием глинистой компоненты[2]. В этом случае электрофизические свойства пород благоприятны для картирования их методом георадиолокации.

В настоящее время георадиолокационные исследования разрывных нарушений проводятся в основном для изучения тектоники и геодинамики какой-либо местности. Анализ литературных данных показал тенденцию перехода к малоглубиннойгеорадиолокации (до 2-3м) и отсутствие интереса к промышленным масштабам работ на россыпных месторождения приуроченных к разрывным нарушениям.

Нами проведены георадиолокационные исследования разрывных нарушений на месторождении «Маят-Водораздельный» (ОАО «Алмазы Анабара»). Объектами исследований были разломы различной величины и трещины разрыва. По результатам площадных георадиолокационных съемок проведено картирование фрагментов региональных разломов (Эбелях-Уджинского и Догой-Куойкского), а также определено место их пересечения, в котором по данным комплекса геофизических методов

имеется скопление полезного ископаемого. Важным результатом для определения горно-геологических условий месторождения стало картирование по аномальным значениям амплитудных характеристик георадиолокационных сигналов трещины разрыва протяженностью более 400 м и заполненной осадочными породами с промышленной концентрацией алмазов.

Проведенные исследования показали перспективность и необходимость использования георадиолокации в комплексе геофизических методов для изучения строения россыпных месторождений криолитозоны.

Литература:

1. Лунев Б.С. Атлас геологии россыпей / Б.С. Лунев, О.Б. Наумова/ Перм. ун-т. – Пермь, 2005. – Том первый. Факторы россыпеобразования. – 344 с.

2. Огильви, А.А. Основы инженерной геофизики / А.А. Огильви. – М.: Геология, 1990. - 503 с.

МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬЯ РЕКИ БУЛКУР (ЯКУТИЯ)

Соколова М.А., Посухова Т.П.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

На сегодняшний день нет единой точки зрения на условия формирования рыхлых алмазоносных отложений на северо-востоке Сибирской платформы. Существует несколько гипотез [2]:

1) переработанные туффизиты, являющиеся новым нетрадиционным источником алмазов;

2) древние площадные промежуточные коллекторы;

3) ореолы близко расположенных, но еще не открытых, кимберлитовых тел.

В этих отложениях встречаются особые морфологические типы «эбеляхских» алмазов (V и VII разновидности по классификации Ю.Л. Орлова).

В представляемой работе изучены минералы, ассоциирующие с алмазами, в рыхлых отложениях триаса на реке Булкур у истоков р. Лена. Они характеризуются высокими содержаниями пиропов, ураганными концентрациями алмазов, аномальными содержаниями анатаза, отсутствием в легкой фракции кварца. Для тяжелой фракции характерна хромит-гранатовая ассоциация с лейкоксеном и хлоритом [3]. Минералы из рыхлых отложений изучены комплексом методов: ИК спектроскопия, рентгено-структурный анализ, растровая электронная микроскопия и микрозондовый анализ (табл. 1).

Таблица 1

Результаты микрозондового анализа минеральных фаз, слагающих изученные образцы пород

№ анализа	Минеральная фаза	Формула
1	Железистый хлорит	$(Fe_{3,4}Mg_{0,6})Al_{1,9}[(Si_{3,0}Al_{1,0})O_{10}](OH)_8$
2	Альбит	$Na_{0,9}\,[(Si_{2,8}Al_{1,1}Fe_{0,2})O_8]$
3	Альбит	$Na_{1,0}[(Si_{3,0}Al_{1,0})O_8]$
5	Железистый хлорит	$(Fe_{3,0}Mg_{0,6})Al_{2,4}[(Si_{3,0}Al_{1,0})O_{10}](OH)_8$
6	Альбит	$Na_{1,0}[(Si_{3,0}Al_{1,0})O_8]$
7	Железистый хлорит	$(Fe_{3,2}Mg_{0,8})Al_{1,9}Fe_{0,1}[(Si_{2,8}Al_{1,2})O_{10}](OH)_8$
9	Пирит	$Fe_{1,0}S$
11	Кремнезем	$Si_{1,0}O_2$
14	Кремнезем	$Si_{1,0}O_2$
15	Пирит	$Fe_{1,0}S$
18	Железистый хлорит	$(Fe_{3,7}Mg_{0,3})Al_{2,4}[(Si_{3,1}Al_{0,9})O_{10}](OH)_8$
21	Оксид титана	$Ti_{1,0}O_2$
23	Железистый хлорит	$(Fe_{3,2}Mg_{0,8})Al_{1,8}Fe_{0,1}[(Si_{2,9}Al_{1,1})O_{10}](OH)_8$
30	Железистый хлорит	$(Fe_{3,5}Mg_{0,5})Al_{2,3}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}](OH)_8$
31	Альбит	$Na_{0,9}[(Si_{2,9}Al_{1,1})O_8]$
34	Кремнезем	$Si_{1,0}O_2$
40	Кремнезем	$Si_{1,0}O_2$
45	Железистый хлорит	$(Fe_{3,4}Mg_{0,6})Al_{2,3}[(Si_{3,3}Al_{0,7})O_{10}](OH)_8$
46	Железистый хлорит	$(Fe_{3,2}Mg_{0,8})Fe_{1,4}Al_{0,3}[(Si_{2,4}Al_{1,6})O_{10}](OH)_8$
47	Железистый хлорит	$(Fe_{3,4}Mg_{0,6})Al_{1,8}Fe_{0,1}[(Si_{3,1}Al_{0,9})O_{10}](OH)_8$

Спектроскопические исследования показали, что породы сложены зернами округлой и обломочной формы (рис. 1), имеющими разный минеральный состав (кварц, рутил, полевые шпаты, пирит, хлорит).

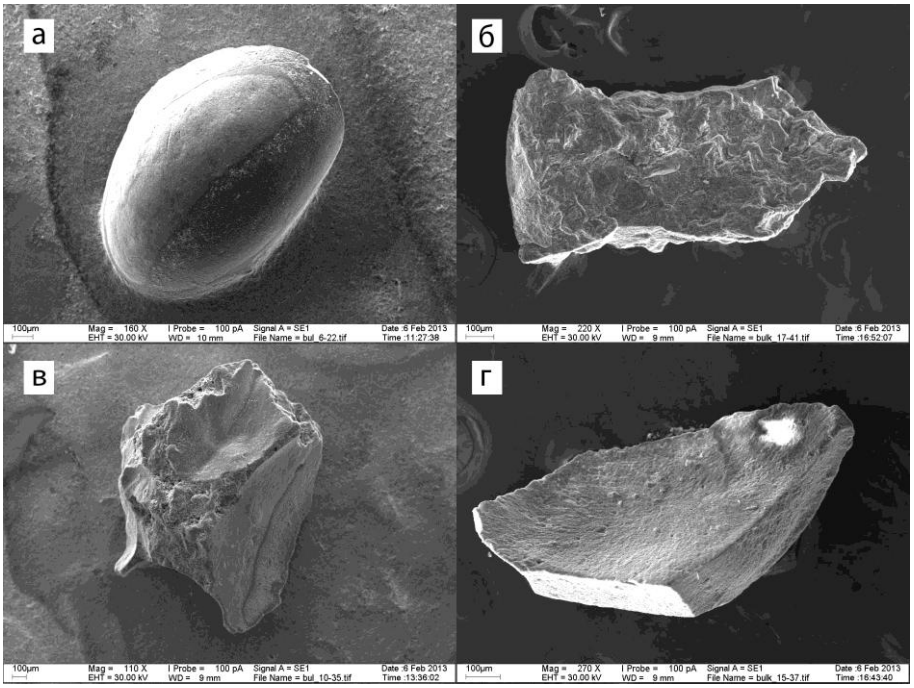


Рис.1. Морфологические группы изученных зерен: а – зерна округлой формы, б – обломки неправильной формы, в – литокласты, г – скорлуповатые отдельности округлых зерен.

Эти зерна сцементированы скрытокристаллическим агрегатом, состоящим из слоистых силикатов (хлорит, монтмориллонит, иллит и др.) (рис. 2а), имеющим крустификационную или интерстициальную текстуру. Все зерна имеют следы механогенного износа (рис. 2б), выявлены остатки диатомовых водорослей (рис. 2в).

На основании выявленных особенностей, можно прийти к выводу, что изученные отложения относятся к полимиктовым конгломератам и не содержат вулканогенных остатков. Эти сложные по минеральному составу породы содержат округлые и раздробленные полиминеральные зерна, большинство из которых несет следы мехоногенной обработки, характерной для прибрежно-морских отложений.

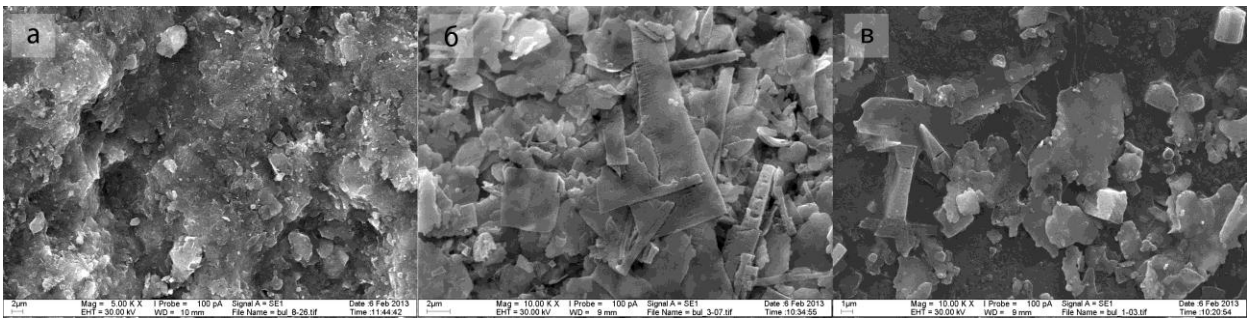


Рис. 2. а – слоистые минералы; б – следы механогенного износа; в – минералы кремнистого состава (возможно, остатки диатомовых водорослей).

Исследования состава гранатов и распределение их по химико-генетическим группам [1] (рис. 3) показали высокую долю минералов из ильменитовых и эклогитовых парагенезисов. Такие альмандин-содержащие гранаты не характерны для лапроитов и кимберлитов группы 2, они не устойчивы в процессах гипергенеза.

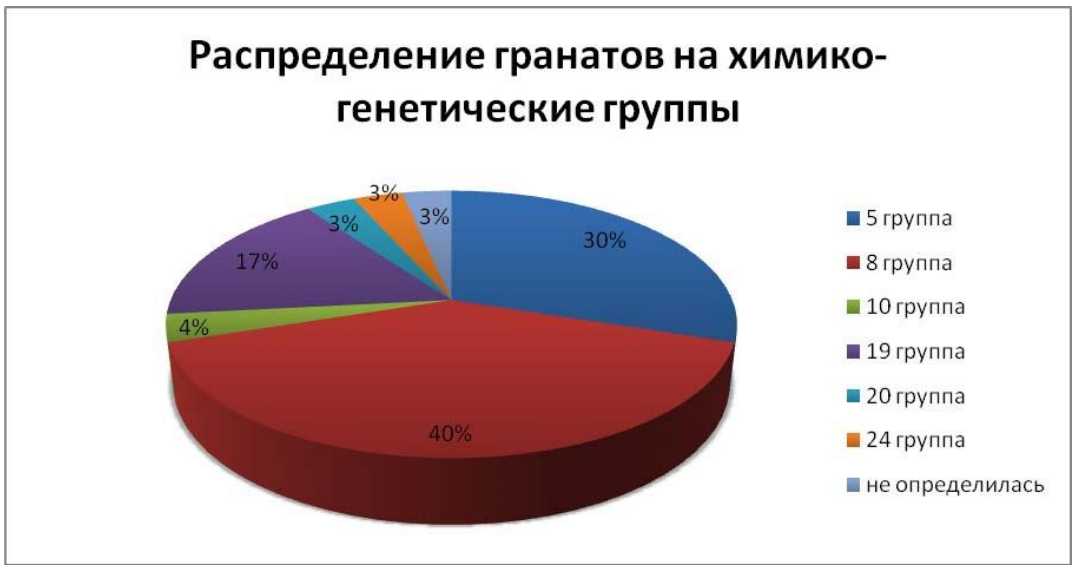


Рис. 3. Распределение гранатов на выделенные химико-генетические группы [1]. 5 группа - Алмазоносные равномернозернистые лерцолиты с низко-среднехромистым гранатом, 8 группа - Слабоалмазоносные равномернозернистые (часто катаклизированные) ильменитовые лерцолиты с низкохромистым титанистым гранатом, 10 группа - Ильменитовые верлиты и мономинеральные желваки граната, 19 группа - Алмазоносные ильменит-рутиловые магнезиально-железистые эклогиты, 20 группа - Алмазоносные магнезиально-железистые эклогиты, 24 группа - Алмазоносные магнезиальные ильменит-рутиловые эклогиты.

Полученные данные подтверждают, что изученные отложения карнийского яруса являются коллекторами ксеногенных кимберлитовых барофильных минералов. В этих коллекторах содержатся минералы с низкой физико-химической устойчивостью, что не характерно для древних ореолов с длинной экзогенной историей, что предполагает формирование триасовых россыпей за счет прямого размыва близких коренных источников.

Литература:

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / под редакцией О.А. Богатикова. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканическая природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010. Вып. 5. С. 3-12.
3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России // Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 457 с.

ОТРАЖЕНИЕ МОЛОДОЙ ТЕКТОНИКИ В РЕЛЬЕФЕ И ОСАДКАХ ДОЛИНЫ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНЫ

Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Н.В., Черепанова А.М., Максимов Г.Т., Нерадовский Л.Г., Бакулина Н.Т.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Местность Туймаада занимает обширный участок днища долины р. Лены, примыкающей к левому склону долины в районе г. Якутска. Этот участок представляет собой аллювиальную равнину, расположенную между заливаемой поймой и склоном долины, вытянутую в северном направлении на 68 км. Широтными ограничениями этой местности являются приближенные к руслу береговые утесы: на юге – Табагинский, на севере Кангаласский утес («мыс», «камень»). В плане местность Туймаада разделяется на три сегмента, и ширина ее меняется от сегмента к

сегменту. В южном сегменте, в районе пос. Хатассы, его ширина составляет около 7 км; в центральном сегменте, на территории г. Якутска, около 5 км; а в северном сегменте, а районе поселковТулагино и Жатай около 8 км. На востоке, на границе участка с заливаемой поймой почти повсеместно отмечается уступ высотой от 3 до 10 м. На западе рассматриваемая местность ограничена левым склоном долины р. Лены, который представляет собой относительно крутой уступ высотой до 100м.

Рассматриваемая местность представляет собой практически горизонтальную поверхность, прорезанную протоками, потерявшими связь с рекой и переживающими старичную стадию развития. Наиболее низкие участки старичных водоемов характеризуются абсолютными высотами около 90м. Наиболее высокие отметки местности (100-103 м) располагаются на вершинах серповидных гряд, представляющих собой хорошо сохранившиеся прирусловые валы. Всю местность можно охарактеризовать как «старично-проточно-серповидно-грядовую». Однотипность и одновысотность развитых здесь форм четко указывает на принадлежность местности к единому по происхождению и возрасту элементу долины р. Лены – первой надпойменной террасе.

Выступ юрских отложений на первой надпойменной террасе р. Лены установлен в 2012 г. в районе г. Якутска (рис. 1А), вблизи с. Кильдямцы (С62,28537°В129,83216°). Этот выступ представляет собой изометричный(117 х 93 м) холм, который возвышается на 10 м над ровной поверхностью первой надпойменной террасы р. Лены (рис. 1Б). Имеющиеся и полученные в ходе исследования геологические данные указывают на то, что выступ представляет собой часть (блок) Приленского плато, смещенного по разломам и сформировавшего днище долины р. Лены в районе г. Якутска.

Предположительно возраст смещений приходится на рубеж плейстоцена и голоцена. Полученные в ходе исследования факты сводятся к следующему:

1) Породы выступа по возрасту и составу аналогичны юрским породам Приленского плато [1]. Также как и на плато, породы выступа имеют юрский возраст и представлены чередованием слоев песка (1-2 м),

пластов песчаников (до 20-30 см), алевролитов, тонких (до 10 см) прослоев каменного угля. Слои характеризуются моноклинальным падением по аз. 110-140°, под углами 30-40°. Возраст толщи устанавливается на основании палинологического анализа (палинолог Л.П. Жарикова), отобранных в верхней части изученного разреза Отмечается относительно большое количество пыльцевых зерен *Osmundaciditessp., Leiotriletessp., Coniferaesp. indet., Leiotreletessp., Pinussp., Coniopterissp., Piceapollenitesvariabilliformis (Mal) Petr.* Наклонные залегания пород выступа с крутыми углами падения отличаются от падения слоев прилегающего участка Приленского плато (1-5°), что указывает на смещения слоев выступа.

2) Режим осадконакопления русловых отложений р. Лены в голоцене и самом конце позднего неполейстоцена – констративный [3], что указывает на тектоническое погружение днища долины р. Лены. Вблизи выступа пробурена скважина (СКВ, рис. 1), которая вскрыла голоценовые аллювиальные осадки, мощностью около 30 м.

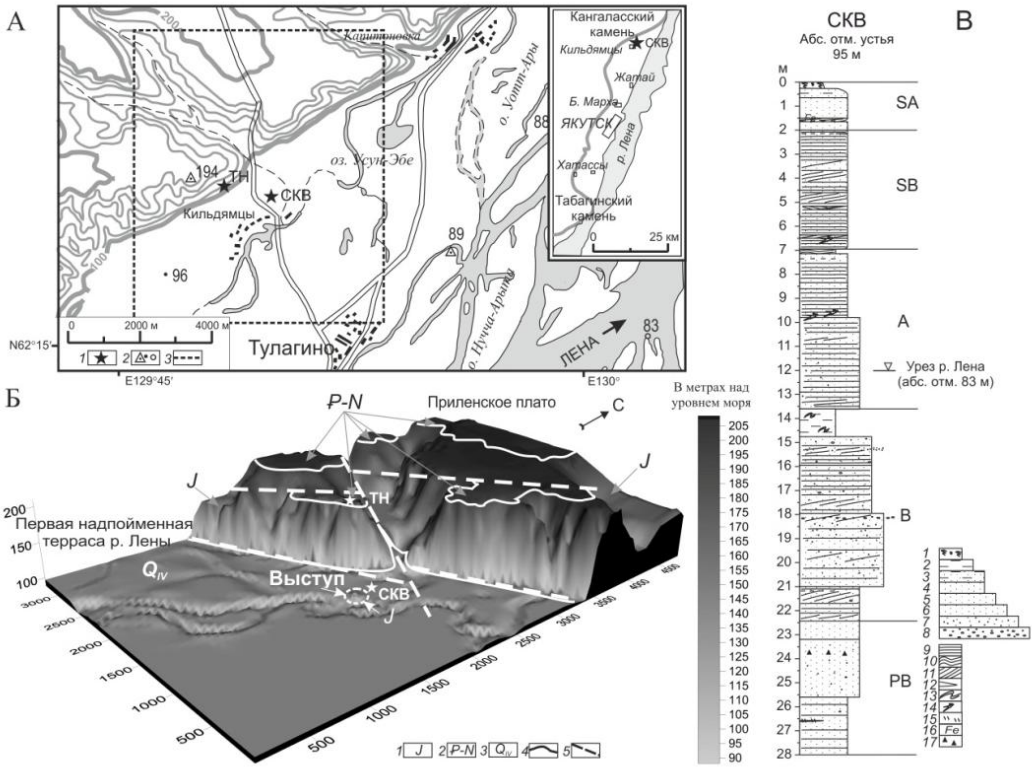


Рис.1. А - расположение скважин в плане; Б - 3-D модель приленского плато и первой надпойменной террасы. 1 – юрские отложения, 2 – палеоген-неогеновые отложения, 3 – четвертичные отложения; В - литологическая колонка скважины 9.

В основании вскрытого разреза (интервал 28-22,5 м) предполагаются, по палинологическим данным (состав и возраст кайнозойских палинокомплекесов определены Н.Т. Бакулиной) отложения *пребореала* – слоистые разнозернистые пески, гравийники с включениями гальки кварца и кремнистых пород.

Отложения *бореального периода* (22,5-13,6 м) представлены крупнозернистыми гравийными неяснослоистыми песками, которые снизу вверх по разрезу постепенно переходят в среднезернистые, обогащенные органическим веществом и, выше по разрезу, – в мелкозернистые. Отмечается четкая регрессивная ритмичность с высотой ритмов 7-8 см. В конце бореала отмечается появление фаций, напоминающих пойменные и паводковые. Отложения *атлантического периода* (интервал 13,6-7 м) представлены, главным образом, средне-мелкозернистыми «косовыми» песками. Появляются слои илов и торфов, что указывает на развитие пойменных фаций и островов, и отмелей. В палинокомплексе усиливается роль древесной растительности и сокращение кустарниковых ценозов.

Отложения *суббореального периода* (интервал 7-2 м) представлены, главным образом, косовыми и пойменными песками, среднезернистыми или мелкозернистыми, нередко насыщенными органикой. Отложения *субатлантического периода* (интервал 2-0 м) представлены на площади первой террасы фациями старичных озер, криогенно переработанными грунтами – элювием подстилающих аллювиальных отложений, реже паводковыми фациями и перевиваемыми песками. Венчают их современные почвы. В пределах высокой поймы преимущественное распространение имеют паводковые фации: ритмично-слоистые пески, илы, прослои торфа.

3) Наблюдаются ступенчатые смещения палеоген-неогенового покрова Приленского плато в сторону долины р. Лены. На прилегающем к левому склону водоразделе на высотах 200 м и более известны [1] выходы палеогеновых и неогеновых отложений, представленных ожелезненными галечниками (палеогеновая *тандинская* и неогеновая *толбанская* свиты). Эти же палеоген-неогеновые отложения нами установлены на узкой (20-30 м) прерывистой ступени склона в нескольких точках наблюдений (ТН, рис.

1) на абсолютной высоте около 120 м. Здесь в палинологическом комплексе встречены зерна палеоген-неогенового возраста: *Piceasp.* с крупной сеткой, *Pinuss/gHaploxylon*, возможно, *Cycadaceaegen. sp.*, и *Ginkgoaceaegen. sp., Betulaceaegen. sp., Betulasp., Myrica, Corylus, Juglans, Alnus, Ulmaceae, Polypodiaceae*. Видимая мощность отложений составляет здесь первые метры.

Эти же отложения перемещены и на днище долин р. Лены. В Скв. 9, в интервале 14,03-13,38 м (слои бореала) вскрыт горизонт, обогащенный палинологическим материалом, аналогичным по составу приведенному выше. Несомненно, что этот материал поступал в осадки из очень близкого источника сноса, расположенного здесь же на склоне рассматриваемого выступа юрских толщ и подмытого рекой в конце бореала. Таким образом, аллювиальные толщи палеогена и неогена на выступе смещены вниз относительно своего первоначального положения на водоразделе на 80 м на склоне и на 110-120 м на днище долины (рис. 1Б).

По данным радиолокационного зондирования породы дочетвертичного цоколя вблизи скважины залегают на глубине 40 м (абсолютная высота 50-60 м). Это указывает на смещение уровня дочетвертичного цоколя на 150 м относительно водораздельного положения дочетвертичных пород.

4) Имеются убедительные геоморфологические доказательства разломного происхождения рассмотренного участка долины р. Лены. К ним относятся прямолинейность тылового шва и склона долины, крутая фасетчатая форма склонов, сегментарное строение и кулисное взаимоотношение отдельных сегментов склона и др.

5) Наблюдается влияние разнонаправленности голоценовых движений на плато – преимущественно подъем, сопровождаемый молодыми врезами, и на днище долины – погружение и осадконакопление.

Таким образом, установлено, что днище долины р. Лена в районе г. Якутска (местность Туймаада) представляет собой смещенный вниз по разломам блок Приленского плато. Общие размеры смещенного блока можно оценить на данном этапе только приближенно. По имеющимся данным, голоценовая впадина днища долины р. Лены пространственно

совпадает с первой надпойменной террасой территории «Якутского разбоя», охарактеризованной нами ранее [2]. На западе впадина ограничена левым склоном долины реки, совпадающим с уступом Приленского плато, а на востоке (на правом берегу р. Лены) – прямолинейной ступенью высотой около 30 м, разделяющей поверхность первой террасы от выше расположенной Бестяхской террасы. Время формирования впадины днища долины р. Лены – рубеж плейстоцена и голоцена, что доказывается резким налеганием галечников и конгломератов позднего дриаса на песчаники юры на днище долины р. Лены на глубине 25 м [2]. Четкие признаки современных тектонических движений на бортах блока и интенсивное погружение его центральной части указывают на возможность активизации, что создает предпосылки для опасных современных процессов.

Работа выполнена при содействии партнерского интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 9 "Сопоставление эволюции природной среды Сибири и Дальнего Востока по основным временным срезам позднего кайнозоя".

Литература:

1. Геологическая карта Якутии. Центрально-Якутский блок. Масштаб 1:500000. С-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
2. СпекторВ.В., Бакулина Н.Т., Спектор В.Б. Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на «Якутском разбое» // Геоморфология. №1, 2008. - С.87-94.
3. ШанцерЕ.В. Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. - М.: Наука, 1980. - С.56-95.

КРУПНЕЙШИЕ ПЛАТИНОВЫЕ САМОРОДКИ СЕВЕРО - ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Сушкин Л.Б.
LLC «Western Pacific Minerals», г. Хабаровск

В 2013-14 гг. исполняется 20 лет с момента обнаружения в Хабаровском крае РФ, на Кондёрском зональном щёлочно-ультрабазитовом массиве крупнейших в мире за последние 100 с лишним лет самородков платиноидов, ставших мировой геологической сенсацией !

Связанное с ультрабазитовым массивом одноимённое платинороссыпное месторождение Кондёр является крупнейшим объектом подобного рода не только в России, но и в мире. На нём с 1984 г. добыто более 80 т платиноидов, в т. ч. 78 т платины. Общие ресурсы PGM месторождения Кондёр - Уоргалан, очевидно, превышают 100 т [7].

Верхняя часть месторождения Кондёр приурочена к радиальной речной сети р. Кондёр и её притоков, врезанных в Кондёрский массив. Основным минералом россыпи является иридистая изоферроплатина [5].

Выдающейся особенностью месторождения Кондёр является присутствие в россыпи огромного количества самородков платины, (реже золота и серебра), сопоставимого лишь с уникальными, богатейшими на нашей планете платиноносными россыпями Среднего Урала, отработанными преимущественно в XIX веке [1, 2, 3, 4, 6, 7].

Первые на Кондёре крупные самородки весом более 1,5 кг были обнаружены через год после начала отработки, когда в 1985 году в нижнем течении руч. Бегун были найдены самородки весом 1645, 1565 и 1575 грамм, ставшие сенсацией, как в науке, так и на рынке драгметаллов. Наиболее удачным были август - сентябрь 1993 год, когда в русле верхнего течения реки Кондёр, в северной части котловины один за другим были обнаружены крупные самородки весом 1078, 1195, 1810 и 1855 грамм. На этом же участке россыпи, чуть выше впадения в реку Кондёр ручьёв Двуглавого и Трехглавого. 10 сентября 1993 г. там обнаружен и уникальный самородок платины весом 3521,7 грамм, ставший одним из

крупнейших платиновых самородков XX века, и самым крупным в мире за последние сто лет [6, 7, 8]. Подобно найденному на Южном Урале «Большому Треугольнику» - самому крупному золотому самородку России (36,2 кг), этот уникальный самородок платины также имел форму неправильного треугольника размером 111 х 78 х 55 мм, с характерными волнистыми краями, и линзовидно - жёлобообразными углублениями вдоль своей длинной оси (рис. 1).

Через год, в августе 1994 г. на Кондёре был обнаружен второй по величине крупный платиновый самородок необычной гантелеобразной формы весом 2227 грамм.

Всего за 30 - летний период эксплуатации месторождения Кондёр было обнаружено около 20 крупных самородков весом более 1 кг.

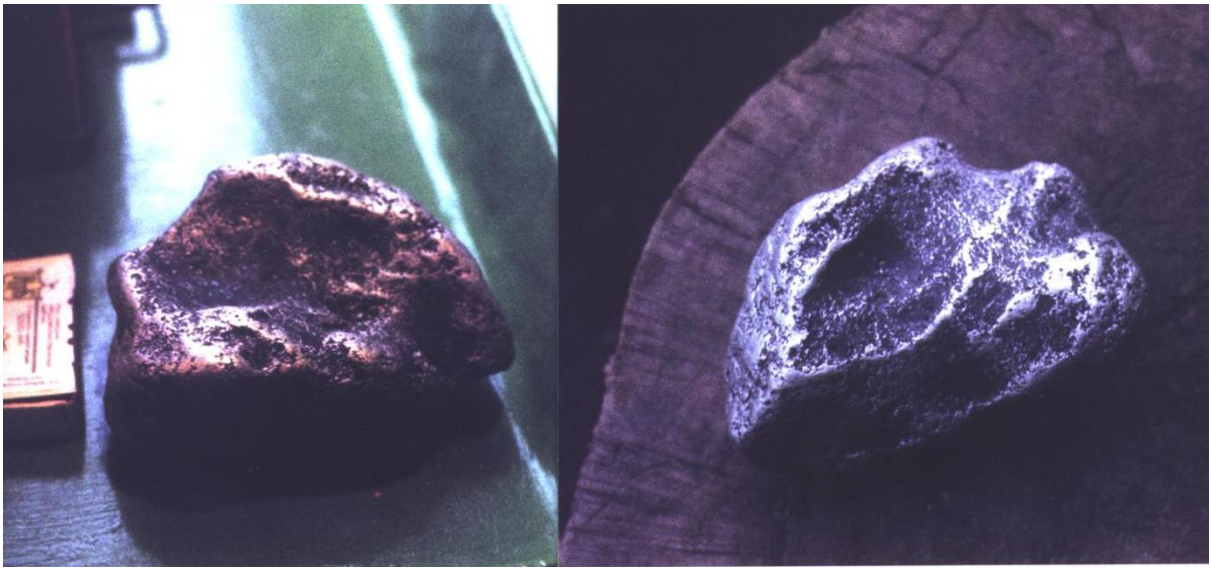


Рис. 1. Уникальный, крупнейший в мире за последние 100 лет самородок платины весом 3 521,7 г. Обнаружен в верхней части россыпи р. Кондёр 10 сентября 1993 года.

В верхней части платиноносной россыпи, локализованной в пределах кольцевого хребта, количество самородков в общей массе шлиховой платины обычно колеблется от 2 до 22 %, достигая на отдельных локальных участках 25 - 30 весовых процентов. При этом основная доля приходится на мелкие самородки весом менее 10 г [6, 7, 8].

На примере месторождения Кондёр находят подтверждение высказанные представления о связи размера самородков благородных

металлов с масштабами самого месторождения. Весьма характерно, что для расположенного неподалёку и очень близкого по геологическому строению платинороссыпного месторожденизяЧад, - на порядок меньшего чем Кондёр, - самородки платиноидов совсем не свойственны [6, 7, 8].

Замечательной особенностью месторождения Кондёр является присутствие в россыпи многочисленных самородков в виде хорошо сформированных кристаллов, абсолютное большинство которых представлено гексаэдрическими кристаллами, значительно реже - октаэдрическими. При этом доминируют кристаллы и сростки 2 - 3–х кристаллов кубической формы с гладкими гранями, наиболее крупные из которых достигают 15 - 20 мм. Наряду с двойниками срастания отмечены многочисленные двойники прорастания. Обращает на себя внимание свежий, неокатанный облик значительной части «кристаллических самородков», что свидетельствует о близости их коренного источника [6, 7, 8].

Максимальное количество слабоокатанных кристаллов платины установлено в россыпях юго-западного сектора Кондёрской котловины, в районе слияния ручъёв Прямого, Аномального и Трезубца. Это позволяет предполагать, что их коренным источником являются широко развитые здесь косьвиты и близкие к ним апатит - биотит, титаномагнетит - пироксеновые метасоматиты [6, 7, 8]. Эта часть россыпного поля характеризуется также повышенным содержанием россыпного золота (до 3–5 %) и серебра. Нередко отмечается в россыпях и медистое золото.

«Кристаллические самородки» платины нередко заключены в «золотую рубашку» [6, 7, 8], представляющую собой, как показали минералогические исследования, тонкую (0.05 - 1 мм) плёнку соединений золота с медью, платиной и палладием. По мнению исследователей, плёнки золотых соединений на большинстве неокатанных кристаллов, несомненно, являются эндогенными, хотя для тонких микронных плёнок высокопробного золота на окатанных самородках платины не исключён и низкотемпературный генезис [7]. Подобные плёнки интерметаллидов, как показали более поздние исследования, характерны и для платиновых самородков из платиноносных россыпей Корякского нагорья, что

указывает на генетическое единство платиноидного оруденения Алданской и Корякско - Камчатской провинций Пацифики [3, 6, 7, 8].

Описанные крупные самородки Кондёра являются крупнейшими не только в Северо - Восточной Азии, но и всём Тихоокеанском регионе, так как за несколько столетий со времён Конкисты - в платиноносых россыпях Южной и Северной Америки (Колумбия, Аляска), других частях этого огромного региона планеты - подобных самородков обнаружено не было.

Даже открытые российскими геологами в Тихоокеанском регионе в начале 1990-х годов на Северо - Востоке России богатейшие многоярусные платиноносные россыпи Корякского нагорья, (где главным минералом является тетраферроплатина), - вполне сопоставимые по продуктивности с Кондёром, - содержат множество самородков платины весом не более 0,5 кг [3, 7]. Это выдающееся открытие также подтверждает уникальность, мощь и масштаб Кондёрской мантийной рудно - магматической системы !

Самые крупные платиновые самородки Кондёра сопоставимы по размерам лишь с самородками из богатейших, беспрецедентных в мире по масштабам платиноносных россыпей Среднего Урала, свыше 100 из которых были весом более 1 кг, реже более 3 - 9 кг [1, 4, 6, 7]. Вполне вероятно, что платиноносные россыпи, сопоставимые по богатству с Уральскими россыпями, уже никогда не будут открыты на нашей планете ! Уникальные платиновые самородки Урала и Кондёра лежат в основе Коллекций драгметаллов Гохрана России и Алмазного Фонда Кремля.

Автор посвящает свой скромный труд 20 - летию обнаружения на Дальнем Востоке РФ крупнейших в мире за 100 с лишним лет самородков платины, и 200 - летию находки малолетней Катюшей Богдановой в 1813 году на Среднем Урале первого крупного платинового самородка России.

Литература:

1. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне- Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. Ком. Нов. Сер. № 62. 1913.

2. Крот В.Е. Ты мне не рассказывай, а покажи ! // Сборник «Амур» - 2002», Ред. А.П. Волков. ЗАО «Артель старателей « Амур », Хабаровск, 1997, С. 52 - 54.

3. Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Автореф. Дисс…докт. геол-минер. наук. М. 2001.

4. Платина Амура. Ред. А.П. Волков. ЗАО «Артель старателей «Амур», Хабаровск - Сан - Франциско, 1997, 100 с.
5. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М. Изд-во АН СССР, 1962, 119 с.
6. Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондёр // Тихоокеанская геология, 1995, Т. 14, № 5, с. 97-102.
7. Сушкин Л.Б. К юбилею обнаружения крупнейших платиновых самородков столетия.: Всероссийская Конфер. посвящ. 100 -летию академика Н.А. Шило, Тез. докл. Москва: ИГЕМ РАН, 2013. С. 246.
8. Sushkin L.B. Characteristic features of native elements at the Konder deposit //Geology of Pacific Ocean, 1996, Vol. 12, pp. 915–924. OPA. Harwood Academic Publishers GmbH. Amsterdam B.V.

БУРЕНИЕ ШУРФОСКВАЖИН ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Тимофеев Н.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Получение проб в процессе бурения – одна из главных технологических задач разведочного бурения. На основе вещественных проб, отбираемых в процессе бурения скважин, производятся геохимические, минералого-петрографические опробования пласта, выполняется анализ физико-механических свойств горных пород и руд.

К вещественным пробам, отбираемым при бурении скважин, предъявляются следующие требования:

Обеспечение представительных размеров, определяемых пространственной изменчивостью исследуемых свойств;

Обеспечение сохранности вещества, регламентируемое предельно допустимой в данном виде анализа случайной технической ошибкой опробования;

Предотвращение избирательного разрушения вещества пробы, приводящего к систематическому завышению или занижению оценки содержания полезных и вредных компонентов [1];

При разведке россыпных месторождений особенно важным является качественный отбор пробы с каждого интервала шурфоскважины.

По результатам проведенных исследований [2,3,4,5,6,7] по бурению шурфоскважин в условиях криолитозоны изготовлен макет бурового снаряда (рис.1) обеспечивающего поинтервальный отбор разрушенной породы.

Рис.1. Макет бурового снаряда

Конструктивно буровой снаряд состоит из породоразрушающего инструмента (забурник), шнекового транспортера, расположенного внутри пробоприемной (колонковой) трубы на подшипниковой опоре. В колонковой трубе с двух сторон сделаны вспомогательные окна. Снаряд соединяется с буровой установкой с помощью штанги и через усиленный переходник. При этом диаметр забурника бурового снаряда больше на 15-20 мм наружного диаметра пробоприемной трубы, что исключает затирание стенок скважины трубой и позволяет свободному перемещению

снаряда в скважине при спуско-подъемных операциях и при возможном уменьшении диаметра скважины в результате износа забурника.

Колонковая труба на подшипниковой опоре в процессе бурения не вращается, что исключает разубоживание и смешение транспортируемых шнеком пород с породой стенки скважины, который имеет место при бурении открытым шнеком.

Для разгрузки пробы из бурового снаряда и для вспомогательных операций (замена породоразрушающего инструмента, деталей бурового снаряда и др.) в буровой установке предусмотрено специальное удерживающее устройство.

Принцип работы бурового снаряда заключается в следующем. При подаче вращения и осевого усилия буровой установкой, породоразрушающий инструмент разрушает горный массив, разрушенная порода транспортируется вверх по шнеку и накапливается внутри колонковой трубы. По мере бурения определенного интервала скважины снаряд поднимается наверх, отводится от устья скважины, закрепляется в специальном удерживающем устройстве и осуществляется разгрузка пробы включением обратного вращения. При неполном извлечении пробы, остатки извлекаются через вспомогательные окна.

Важным элементом конструкции бурового снаряда является выступ первого витка шнека из колонковой трубы, величина которого определяется в зависимости от диаметра. Благодаря такой конструкции снаряда обеспечивается эффективное разгребание разрушенной породы шнеком, поступающей от породоразрушающего инструмента в процессе бурения.

Для определения работоспособности макета бурового снаряда и выявления возможных конструкторских недостатков проведены стендовые испытания.

Стендовые испытания позволили изучить процесс работы бурового снаряда в широком диапазоне, дали возможность корректировки и доработки конструкции.

Установлены специфические осложнения в процессе бурения, связанные с изменением температурного режима мерзлых грунтов. В

частности, с увеличением частоты вращения бурового инструмента, механическая скорость существенно возрастает, но при этом одновременно начинает таять мерзлая порода. Образовавшаяся вода смешивается с разрушенной породой в буровом снаряде и при подъеме снаряда на поверхность замерзает и прилипает к шнеку (рис.2.), тем самым при разгрузке останавливает перемещение пробы по шнеку. Для извлечения прилипшихся и смерзшихся пород требуется снятие разгрузочного люка и сгребание в ручную пробы из бурового снаряда, что приводит к увеличению времени на спуско-подъемные операции.

Рис.2. Стендовые испытания. Работа макета бурового снаряда

Исследования температурного режима в процессе бурения, отбора проб мерзлых грунтов и разработка технологических приемов устранения процесса оттайки-замерзания разрушенной породы в буровом снаряде являются одними из задач дальнейшего совершенствования шнеко-колонкового способа бурения скважин большого диаметра при разведке россыпных месторождениях полезных ископаемых в условиях криолитозоны.

Литература:

1. Сулакшин С. С. Способы, средства и технология получения представительных образцов пород и полезных ископаемых при бурении геологоразведочных скважин : учеб. пособие / С. С. Сулакшин. – Томск: Изд-во НТЛ, 2006. – 284 с.
2. Скрябин Р.М., Тимофеев Н.Г. Технология и техника вращательного бурения скважин большого диаметра в многолетнемерзлых породах// «Отечественная геология», - М., 2011, №6. - С. 77-82;
3. Скрябин Р.М., Тимофеев Н.Г. Разрушение горных пород резанием в мерзлых грунтах//«Научное обозрение», -М.: ИД «Наука образования®», 2011. №5. - С. 56-64;
4. Скрябин Р.М., Тимофеев Н.Г. Разработка бурового снаряда для бурения скважин большого диаметра (Ø 500мм. и более) на разведке россыпных месторождений Севера. «Вестник СВФУ», г. Якутск: Изд. СВФУ , 2012. том 9, №1. – С. 85-90;
5. Скрябин Р.М., Карху А.В., Тимофеев Н.Г. Совершенствование техники и технологии бурения скважин большого диаметра в условиях многолетнемерзлых пород // «Горная промышленность», - М., 2013, №2 (108). – С. 142-146;
6. Скрябин Р.М., Карпов К.К., Тимофеев Н.Г. Буровой снаряд // Патент на полезную модель №123820 10.01.2013г.
7. Тимофеев Н.Г. Буровой способ проходки разведочных шурфов//«Новый университет», секция технические науки, г. Йошкар-Ола: Изд. ООО «Коллоквиум» 2011. - С. 40-45

СИНТЕЗ НОВЫХ АСПЕКТОВ РАЗВЕДКИ И ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ткач С.М., Батугин С.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Горная промышленность в развивающихся и развитых странах остается до настоящего времени экономически более эффективной, чем в среднем весь остальной хозяйственный комплекс. Значение показателя относительной эффективности можно получить делением выработки продукции одним занятым в горной промышленности на выработку ее в целом в стране без учета горной промышленности (таблица 1).

Таблица 1

Превышение выработки продукции (раз) на одного занятого в горнодобывающей промышленности (ГДП) по сравнению с остальными секторами экономики

Страна, регион	1970 г.	1980 г.	1986 г.	1993 г.	2000 г.	2005 г.
США	6,2	3,8	4,1	2,3	2,2	2,1
Канада	7,0	4,0	5,3	3,2	2,8	2,3
ЮАР	1,7	2,2	2,2	1,0	1,1	1,9
Англия	0,9	1,6	4,5	2,4	2,8	4.3
Австралия	4,9	4,4	5,4	3,8	3,6	3,5
Япония	1,8	5,5	4,2	2,6	2,5	2,4
Север России	В среднем от 2,2 до 2,9					
ТЭК России	В среднем 2,2					
РС (Я)	В среднем от 2,2 до 10,0					

Вместе с тем, как видно из таблицы, наблюдается некоторое уменьшение относительной эффективности ГДП по сравнению с остальными секторами экономики. Так, в США, Канаде, России и других странах за последние 30 лет такое изменение обусловлено совокупностью следующих тенденций: увеличением на 50-80% (США, Канада и ряд других стран) стоимости рабочей силы; возникшими экологическими проблемами и ужесточением требований к охране окружающей среды; ужесточением социальных и технических стандартов, правил безопасности; снижением цен на продукцию ГДП; падением престижа горных профессий; отставанием НИОКР от темпов усложнения условий разведки, добычи и переработки полезных ископаемых; истощением запасов полезных ископаемых. И хотя в развитых странах отрасли ГДП постепенно теряют пальму первенства, уступая новым наукоемким производствам, для стран с конкурентоспособными месторождениями полезных ископаемых относительная эффективность ГДП еще сохранится в перспективе, к тому же значимость горной промышленности для экономики развитой страны определяется не только прямым вкладом. Расчеты с использованием межотраслевых моделей в разных странах неоднократно подтверждали и значительный косвенный эффект - горнодобывающая промышленность дает «пищу» десяткам других рентабельных и важнейших отраслей

промышленности, где она обеспечивает занятость десятков миллионов человек в одной стране.

Принципиальные вопросы совершенствования опережающей эксплуатационной разведки, опережающего и сопровождающего эксплуатационного опробования, проведение которых инструктивно возложено на действующие горнодобывающие предприятия (компании), в российском недропользовании обсуждались и обсуждаются практически постоянно и связываются с необходимым и достаточным уровнем разведанности месторождений для эффективного комплексного освоения недр. Зависимости суммарных затрат при освоении месторождений от плотности разведочной сети нашли графическое отражение в учебной и научной литературе только в последние годы: вербальное графическое отражение (Г.С. Поротов, 2004 г., Г.И. Архипов, 2008 г.) по фактическим данным затрат на эксплуатационную разведку и затрат на добычу и обогащение слюды по 127 участкам (в сумме) в зависимости от плотности сети эксплуатационной разведки (Н.Н. Мельников, В.М. Бусырев, 2001, 2007 гг.). Эти примеры и многие другие косвенные данные ученых ряда институтов (ИПКОН РАН, МГГУ, ВИЭМС, ИГД УрО РАН, ИГД СО РАН, ИРГИРЕДМЕТ, ИГД ДВО РАН и др.) и ГКЗ, а также наши оценки свидетельствуют о том, что в российской практике недропользования оптимальная плотность эксплуатационной разведки при разработке рудных месторождений 2, 3, 4 групп геологической сложности, как правило, далеко не достигалось.

Нами была предложена (1989 г., 2007 г.) аналитическая модель изменчивости затрат при разработке месторождений в зависимости от уровня их разведанности и проведено ее исследование (рис. 1), где δ - плотность прямых и косвенных геологических измерений (интегральная плотность); C_n - предельно минимальные затраты при добыче и переработке при неограниченно больших плотностях геологических измерений (δ) и оптимальном использовании этих знаний в геотехнологических решениях на всех процессах и операциях горного производства; a – коэффициент, характеризующий увеличение возможных затрат при добыче и переработке минерального сырья при нулевой плотности разведочной сети над

предельными затратами при детальном геологическом знании разрабатываемого участка недр; b – коэффициент, характеризующий скорость уменьшения затрат при добыче и переработке минерального сырья по мере увеличения плотности разведочной сети.

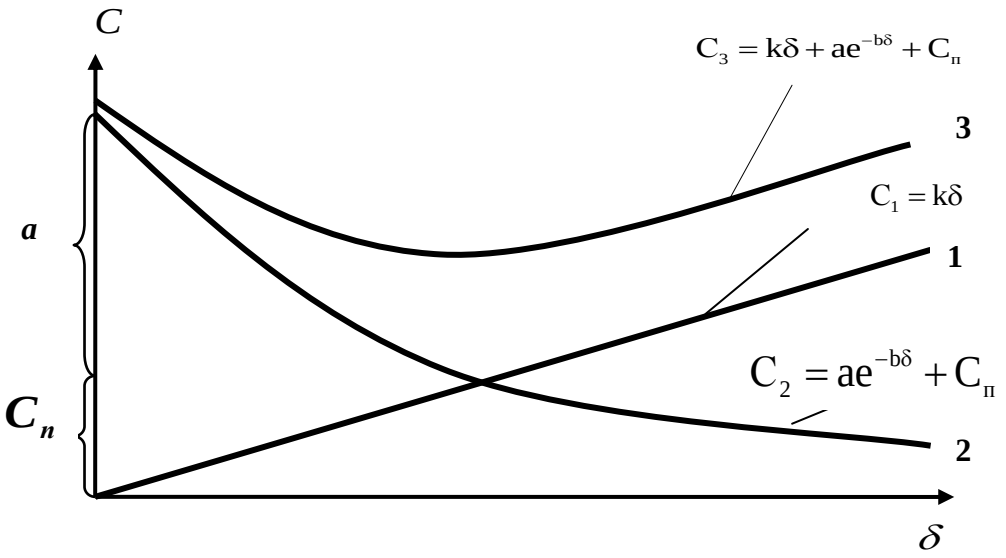


Рис. 1. Суммарные удельные затраты при освоении месторождений в зависимости от плотности разведочной сети: 1 – расходы на разведку; 2 – расходы и «ущерб» при добыче; 3 – сумма затрат и ущерба

Этот коэффициент характеризует адаптивность горной технологии к неполноте, неточности и изменчивости горно-геологических условий. Произведение $k\delta$ представляет собой затраты на разведку (получение и обработка информации) соответствующей плотности δ, где k - затраты на единицу интегральной плотности разведочной сети.

Из анализа следует:

1. Чем дороже обходится геологическая информация на единицу разведываемой площади или объема месторождения (чем больше k), тем меньше оптимальное значение плотности разведочной сети.

2. Чем больше коэффициент a, тем больше значение оптимальной плотности разведочной сети. Коэффициент a характеризует горнотехнические проекты и технологии горного и обогатительного производства с точки зрения их чувствительности к степени неопределенности, неточности знания горно-геологических условий и

минерального сырья.

3. По мере роста параметра (коэффициента) b оптимальное значение плотности δ_0 уменьшается. Параметр b характеризует чувствительность технологии к степени детальности разведки месторождения (детальность разведки полагается прямо пропорциональной плотности разведочной сети δ).

4. Одно и то же месторождение следует разведывать с разной плотностью в зависимости от того, с применением какой именно технологии будет отрабатываться месторождение.

Это положение во всех руководствах при классификации месторождений по сложности геологического строения и параметрам разведочных сетей, в классификации запасов по разведанности на категории и др. в явном виде не принимается во внимание.

5. Коэффициентам a и b можно придать смысл и значение параметров качества технологии добычи и переработки минерального сырья.

Меняя технику и методы разведки и (или) технологии разработки и переработки минерального сырья для достижения минимума затрат одновременно необходимо соответствующим образом менять плотность разведочной сети. Этот принцип в настоящее время практически не учитывается в методологии, теории и практике освоения недр.

Необходимо отметить, что каждое месторождение в геологическом плане уникально, и каких-либо стандартов в плотности разведочных сетей, сетей эксплуатационной разведки устанавливать скорее не только бесполезно, но и вредно.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ В ЯКУТИИ

Толстов А.В. [1], **Граханов О.С.** [2]

1 - Институт геологи и минералогии СО РАН, г. Новосибирск;

2 - Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК АЛРОСА (ОАО), г. Мирный

Россыпи алмазов в мире занимают весьма значимую роль в общем объеме алмазодобычи. В России эта тенденция начала проявляться вместе с созданием предприятий (ГГП «Нижнеленское», ОАО «АЛМАЗЫ АНАБАРА»), специализирующихся на добыче алмазов из россыпей. Это привело к тому, что многие известные россыпи уже либо отработаны, либо будут исчерпаны в обозримом будущем. При этом ресурсный потенциал резервных погребенных россыпей алмазов в Якутии, залегающих на глубине свыше 50-100 метров, исчисляется десятками миллионов карат, и, вне всякого сомнения, в ближайшем будущем он будет востребован. Отработка этих россыпей открытым способом невозможна из-за высокого коэффициента вскрыши, а подземная потребует колоссальных затрат. Это объективно обуславливает актуальность проблемы поисков экономически эффективных способов их освоения. Предпочтительным методом отработки погребенных россыпей алмазов может стать скважинная гидродобыча (СГД) – метод, имеющий очевидные конкурентные преимущества по сравнению с открытой и подземной отработкой и являющийся в ближайшее время безальтернативным.

Большинство алмазных россыпей в России связаны с кайнозойскими отложениями, характеризуются простым геологическим строением, а их освоение не требует больших капиталовложений. К настоящему времени многие из них уже исчерпаны, часть их осваивается или готовится к отработке в ближайшее время. Однако в качестве резервных числятся огромные ресурсы глубоко погребенных залежей, для которых заведомо неэффективны открытый и подземный способы отработки. Истощение фонда близповерхностных россыпей диктует актуальность подготовки их к освоению, что остро ставит проблему выбора альтернативных методов.

Таковым в полной мере отвечают способы добычи сырья, основанные на переводе его в состояние, удобное для транспортирования и переработки. Одним из таких способов является скважинная гидродобыча (СГД) [1].

СГД основана на вскрытии месторождения скважинами, гидравлическом разрушении породы водно-паровой струёй, переводе ее в гидросмесь с последующей транспортировкой пульпы на обогатительную установку. Процесс происходит полностью в замкнутом цикле. Отработанный участок рекультивируется попутно с полной обратной закладкой выработанного пространства «хвостами» обогащения. СГД предусматривает оборотное водоснабжение, не имеет выбросов в водоемы и полностью отвечает требованиям охраны окружающей среды [2].

Главные альтернативные преимущества СГД сводятся к следующему: минимальные затраты времени и средств; исключение основных дорогостоящих операций (буровзрывные работы, транспортировка руды и пород вскрыши); полной механизации и автоматизации процессов от добычи «песков» до получения полезного компонента. Простота изготовления оборудования и избирательное извлечение руды из недр с попутным обогащением непосредственно из добычной скважины и заполнение отходами обогащения отработанных камер позволяют отдать предпочтение этому методу, а отсутствие затрат на оборудование отвалов и хвостохранилищ, возможность проведения работ на любой, даже заболоченной поверхности или под водоемом делает этот метод уникальным.

Гидроразмыв позволяет разрушать даже литифицированные породы, однако наиболее благоприятными для СГД являются легко размываемые, пористые, рыхлые, слабосцементированные залежи полезных ископаемых, к которым относятся россыпи золота, олова, янтаря, алмазов, титана, циркония и т.д. Способы воздействия на породы для разрушения пород и приведения их в подвижное состояние зависят от их прочности, текстурно-структурных характеристик и гранулометрического состава. СГД имеет ряд ограничений, обусловленных наличием глыб, что учитывается при проектировании [2].

По условиям, оптимальным для СГД в наибольшей степени отвечает россыпь алмазов Нюрбинская в Средне-Мархинском алмазоносном районе (рис. 1). Это месторождение относится к уникальным объектам [3,4], однако значительная часть его перекрыта 50-100-метровой толщей юрских отложений. Часть россыпи, примыкающая к трубке, отрабатывается карьером, однако дальнейшее его развитие на всю площадь россыпи (десятки км^2), как и подземная ее разработка, потребует огромных вложений, что заведомо неэффективно. Единственным методом, способным эффективно решить поставленную задачу может быть СГД (см. табл. 1).

Таблица 1

Характеристики пород россыпи Нюрбинская для применения СГД

Россыпь Нюрбинская	Глубина залегания, м	Мощность продуктивного пласта, м	Породы кровли	Продуктивный пласт	Факторы, благоприятные для СГД	Факторы, не благоприятные для СГД
Верхняя залежь	65,4-90,5	0,2-13,5	Мерзлые глинистые алевролиты	Мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники	Слабо-сцементированные пески, большая мощность пласта, четкие границы, прочные мерзлые перекрывающие породы.	Необходимость оттаивания пород, большая глубина залегания.
Нижняя залежь	68,5-100,0	1,0-30,2	Мерзлые породы, глинистые алевролиты	Глинистые алевролиты с щебнем и дресвой	Слабо-сцементированные пески, большая мощность пласта, прочные мерзлые перекрывающие породы	Необходимость оттаивания пород, высокая глинистость, невыдержанность залежи, большая глубина залегания.

Апробация метода СГД при добыче золота и олова проводилась на Чукотке и в Якутии в конце прошлого века. Она показала свою эффективность, однако, в результате того, что частицы золота и касситерита имеют очень высокий удельный вес, часть их оставалась в

недрах, снижая общие показатели извлечения. На алмазах эта проблема будет менее острой, однако положительный опыт проведения подобных работ отсутствует. В прошлом веке в г. Мирном предпринимались попытки СГД алмазов на россыпи Новинка, однако качество их выполнения оказалось низким, что обусловило негативное отношение к данному методу.

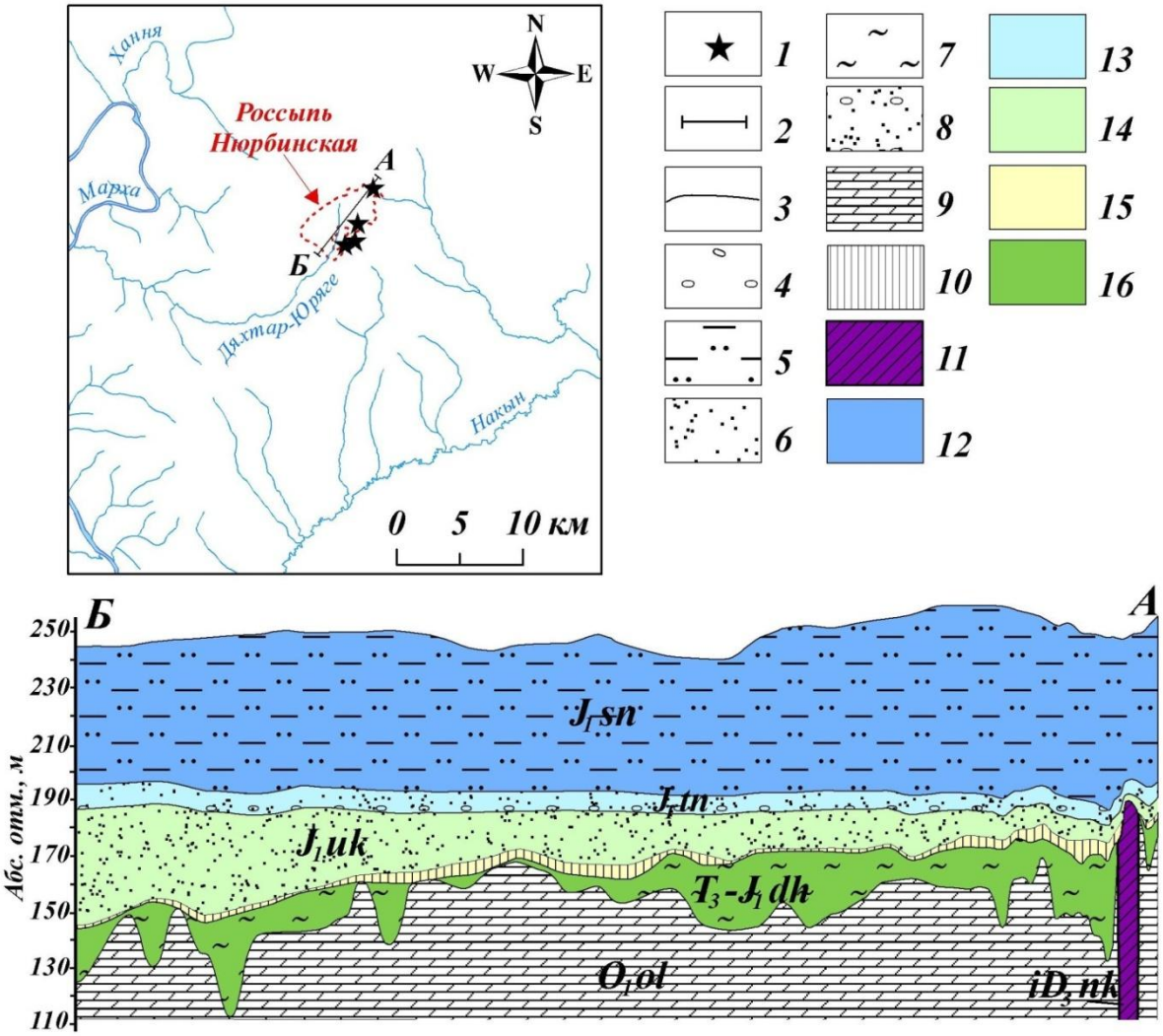


Рис. 1. Положение россыпи Нюрбинская в плане и разрезе.

Условные обозначения: 1 – кимберлитовые тела; 2 – линия геологического разреза; 3 – границы отложений; 4–8 – литологические разности пород: 4 – конгломераты, 5 – алевролиты, 6 – песчаники, 7 – глинистые алевролиты, 8 – песчаники с гравием и галькой, 9 – доломиты; 10 – алмазоносные песчано-галечные отложения; 11 – кимберлиты трубки Нюрбинская; 12–17 – фациальный состав отложений: 12 – глубоководно-морская, 13 – прибрежно-морская, 14 – песчаных осадков дельт, устьев рек, 15 – временных водотоков, 16 – карстовых полостей.

Главная задача разведки россыпей – обеспечение представительности проб для определения содержания полезного компонента и наработки партий алмазов, достаточных для стоимостной оценки. Эти задачи решались проходкой шурфов и наработкой проб объемом, исчисляемым кубометрами. При разведке погребенных россыпей алмазов (Солур, Восточная, Западная), выявилась низкая эффективность подземных горных работ при высокой стоимости. Разведка Нюрбинской россыпи выполнена кустами скважин, обеспечившими объем в сотни кг, а, вследствие уникальных содержаний, представительность проб была обеспечена. Однако при понижении продуктивности и сокращении мощности пластов на флангах обеспечить минимальный объем проб крайне сложно, поэтому дальнейшая разведка этих россыпей представляет собой актуальную задачу ГРР, решить которую можно лишь методом СГД.

СГД применимо также при поисковых работах для получения крупнообъемных проб. При бурении получаемый объем проб от 1 до 10 л не позволяет выявить положительные признаки даже при наличии близко расположенного месторождения. Это диктует сгущение буровой сети при кратном удорожании ГРР. СГД позволяет увеличить объем проб в 10–100 раз, что существенно повышает надежность опоискования участков.

Таким образом, СГД может применяться для решения вопросов поиска новых месторождений и отработки погребенных россыпей алмазов [4,5]. Это позволит повысить эффективность и качество ГРР, а также перевести погребенные забалансовые россыпи алмазов Якутии стоимостью $2 млрд. в разряд промышленных. Для удаленных районов, на территории которых они расположены, СГД – единственный предпочтительный метод по сравнению с традиционными технологиями, поэтому есть все основания говорить о перспективах его привлекательности при освоении погребенных россыпей алмазов [5]. Для оценки возможности СГД при разведке и освоении россыпей алмазов следует выполнить опытно-методические работы, которые могут показать высокую экономическую эффективность.

Литература:

1. Аренс В.Ж. Скважинная гидродобыча: исследования, проблемы, задачи // Горный журнал. 2007. №4. С. 42–45.

2. Бабичев Н.И., Николаев А.Н. Скважинная гидротехнология – новый способ освоения земных недр // Горный журнал. 1995. №1. С. 14–18.
3. Граханов О.С. Рельеф погребенного карбонатного цоколя и его роль в формировании раннеюрской россыпи алмазов Средне-Мархинского района // Наука и образование. – Якутск, 2009. №3. С. 54–59.
4. Толстов А.В., Килижеков О.К., Неустроев Р.Г., Гречишников Д.Н., Копылов Г.Н., Разумов А.Н., Яхин Ш.М. Особенности геологического строения, условий залегания и системы разведки погребенной россыпи алмазов Нюрбинская // М-лы XIV Межд. Совещ. «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 660–665.
5. Толстов А.В., Граханов О.С. Новые возможности отработки алмазных россыпей. Сборник тезисов Международной научно-практической конференции «Наука и инновационные разработки – Северу», г. Мирный, 2014 г. - М. Издательство «Перо», 2014, с. 76-77.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Третьяков М.Ф.
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К.Аммосова, г. Якутск

Структурно-геологические наблюдения 2013 года проводились в северной части западного крыла Южно-Верхоянского синклинория - вдоль федеральной автомобильной дороги “Колыма” - на участке “Черный Прижим (р. Некунння) – Томпонский полигон СВФУ (р. Сеторым)”. Западное крыло синклинория, в зоне влияния Восточно-Сеттедабанского разлома [2], сложено средне-верхнекаменноугольными аргиллитами и алевролитами (1500-1900 м.) подверженными интенсивным тектоническим деформациям и характеризуется проявлением главным образом кливажа и разрывных нарушений.

Интересной особенностью строения средне-верхнекаменноугольной черносланцевой толщи является повсеместное, но неравномерное

присутствие в ней тонкой вкрапленности пирита. Пиритизированны с разной степенью густоты отдельные тонкие прослои песчаников. Иногда сгущения этих сульфидов образуют линзы или “будиновидные” формы, полностью пропитывающие участки слоев длиной 3-10 см. Кроме того, сгущения пирита представлены в виде мелких линзовидно-овальных и крючковатых включений бессистемно рассеянных в породе, некоторые из которых похожи на замещенные пиритом остатки органических раковин.

В восточном конце выхода верхнепалеозойской черносланцевой толщи, в зоне влияния Сунтарской системы разломов, на р. Сухая Речка (к западу от р. Кюрбелях) обнажаются верхнепермские глинистые сланцы и алевролиты менкеченской свиты общей мощностью 1100-1280 м. Залегания пород в основном субгоризонтальные иногда достигают 20-30°. В целом глинистая толща подвержена интенсивным деформациям и характеризуется проявлением в ней кливажа, разрывных нарушений и трещинноватости (рис. 1А и Б). Кливаж пронизывает насквозь все отложения, форма кливажа ровная, сплошная. Углы наклона его поверхностей крутые 78-82°, простирания – субдолготные. Пиритизация пород в этом районе не проявлена.

По левому борту р. Сухая Речка (вблизи устья руч. Наледный) алевролиты и глинистые сланцы менкеченской свиты, прорваны субширотной дайкой лампрофиров (рис. 1В). По минеральному составу она близка к дайкам лампрофиров района Нежданинского месторождения, которые были образованы в связи с тектонической активизацией, происходившей в Южно-Верхоянском синклинории 122$\pm$2,5 – 119,5$\pm$0,5 млн. лет назад [1]. Известно, что дайки лампрофиров Нежданинского рудного поля являются единственными магматическими образованиями, с которыми пространственно, во времени и парагенетически связано промышленно значимое Au-кварцевое оруденение [1]. На р. Сухая Речка в коренном выходе глинистых пород высотой около 10 метров дайка расчленяется на несколько крутонаклонных кулисообразных частей. В доступной для изучения нижней части разреза мощность дайки составляет 30-35 см. Здесь, два фрагмента дайки как будто смещены относительно друг друга сбросом амплитудой 50 см (рис. 1Г). Но дальнейшее изучение

показало отсутствие плоскости сместителя и каких-либо следов подвижек (зеркал скольжения, штрихов и пр.) по предполагаемому сбросу. Зато отмечен четкий ровный контакт дайки с вмещающими породами без признаков закалки последних.

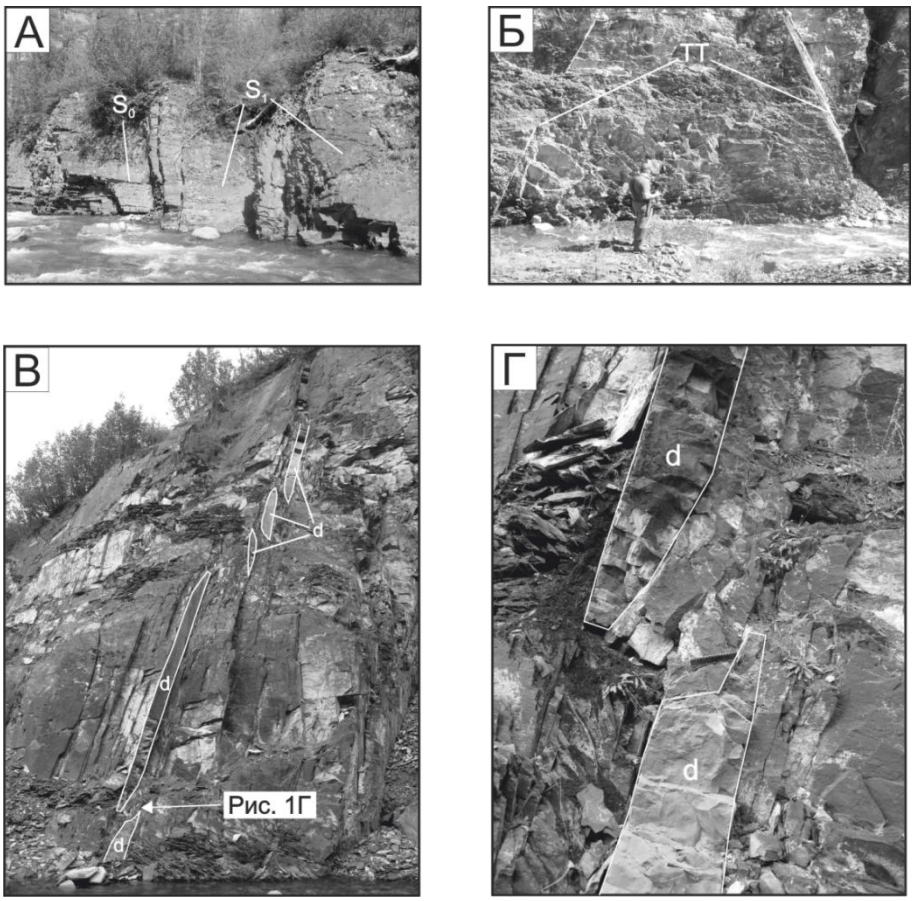


Рис. 1. А - пологая слоистость S_0 и крутой кливаж S_1 , Б - тектоническая трещиноватость (ТТ). А, Б - черные сланцы верхней перми (р. Сухая Речка); В, Г - дайка лампрофиров (d), заполнившая систему кулисообразных трещин отрыва (р. Сухая Речка).

Кроме того, на поверхности дайки отмечаются штрихи и борозды сбросо-сдвиговой природы. В верхней части обнажения, форма и расположение отдельных фрагментов дайки указывает на то, что дайка внедрилась в систему мелких кулисообразных субширотных трещин отрыва с север-северо-западными азимутами падения. Параллельно этим трещинам отрыва в восточной части обнажения в плоскости разлома не установленной кинематики отмечается зона пронизанная прожилками кварца мощностью 2-10 мм. Кроме того, вмещающая глинистая толща

разбита сетью трещин разной ориентировки, но с преобладанием разрывов с северо-восточными и северо-западными азимутами падения и углами наклона 70-85^0.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. По материалам ранних исследований [2] сплошной проникающий с крутыми углами наклона кливаж север-северо-восточного направления можно рассматривать как главную господствующую структуру первого этапа деформаций на данной территории Южно-Верхоянского синклинория. Этот этап тектонических деформаций характеризовался полем напряжения с осью сжатия направленной запад-северо-запад – восток-юго-восток. Такого типа кливаж, установленный в верхнепермских глинистых толщах в рассматриваемом районе, был сформирован до внедрения дайки лампрофиров.

В дальнейшем в связи с тектонической активизацией на рубеже 122±2,5 – 119,5±0,5 млн. лет назад (апт) в Южно-Верхоянском синклинории произошли процессы магматизма обусловившие внедрение лампрофиров Нежданинского типа [1]. Дайками этого состава, по-видимому, и была заполнена сформированная к этому времени субширотная система трещин отрыва.

Постмагматический этап деформаций устанавливается по штрихам и бороздам сбросо-сдвиговой кинематики, обнаруженным на поверхности дайки и системе трещин ориентированных параллельно простиранию дайки.

Литература:

1. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В., Зайцев А.И., Травин А.В. Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруденения нежданинского рудно-магматического узла. // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. Т.II. С.25-30.

2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. – М.: Наука, 1979.

О СТАДИЯХ НАДВИГОВОГО ЭТАПА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

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

Верхояно-Колымская орогенная область создана в процессе коллизионных событий в конце юрского - начале мелового времени [4]. Формирование тектонических структур региона в течение этого времени происходило в два основных этапа деформаций: первый - раннеколлизионный надвиговый D_1 и второй - позднеколлизионный сдвиговый D_2. Важнейшим из них является первый этап, складчато-надвиговые дислокации которого определяют строение всех главных тектонических элементов данной орогенной области.

Однако изучение малых и крупных складчато-надвиговых дислокаций показывает, что их структурные формы нередко находятся в сложных взаимоотношениях между собой и характеризуются наложением друг на друга. Так, на малые ранние послойные складчато-надвиговые структуры наложены крупные складки, которые в свою очередь разбиты более поздними надвиговыми разрывами разного ранга.

По традиционной схеме структурообразования в таком случае выделяются три разновозрастных этапа надвиговых деформаций. Однако основные структуры этих трех этапов деформаций - складчато-надвиговые и развивались они в едином надвиговом поле тектонических напряжений, без его существенной перестройки. То есть, указанные структуры образованы в одинаковых условиях и отражают три последовательные стадии одного крупного тектонического события или одного надвигового этапа деформаций. На этом основании, вместо сложной схемы структурообразования с множеством разновозрастных этапов надвиговых деформаций предлагается более простая схема: один надвиговый этап, включающий в себя структуры трех стадий однотипных деформаций.

Подобные условия структурообразования в природе не являются исключением [3].

Кроме того предлагаемая схема стадийности находится в согласии с положением о последовательном развитии деформаций от низших структурных уровней организации вещества к высшим [2]**.** Соответственно складчато-надвиговые структуры надвигового этапа деформаций рассматриваемого региона развивались постепенно, с вовлечением в тектонические дислокации сначала отдельные узкие горизонты осадочных пород - слой, затем группы, пачки слоев и, наконец, весь осадочный чехол от кровли до основания. Приведенные ниже дополнительные обозначения стадий - “складчато-надвиговый”, “складчатый” и “надвиговый” указывают на действие ведущих процессов в структурообразовании в течение каждой из них.

Структуры первой **складчато-надвиговой** стадии надвигового этапа деформации представлены главным образом послойными дислокациями на уровне слоя или группы смежных слоев. Они образуются с началом действия позднемезозойского регионального сжатия, которое сопровождается зарождением межслоевых срывов и пологих надвигов вдоль некомпетентных слоев горизонтально залегающей осадочной толщи с контрастной вязкостью. Элементы послойного структурного парагенеза первой стадии характеризуются большим разнообразием форм F_1^1. Здесь и далее, нижний индекс – этап, верхний индекс – стадия деформации.

Однако структурными индикаторами первой стадии деформации, кроме пологих надвигов, являются послойные взбросо-складки, складки срыва от простых открытых типа “pop-up” (фото А) и до лежачих изоклинальных (фото Б), а также рамповые складки (фото В).

Наибольшее внимание среди структур первой стадии привлекают нарушения, связанные с зарождением рамповых складок и дуплекса согласно известной модели S. Mitra [5]. Они встречаются очень редко и один из них (фото Г) отчетливо проявлен на севере Южного Верхоянья. Примечательны также случаи необычного, нестандартного положения пологих послойных надвигов F_1^1 в крутонаклонных крыльях крупных складок второй стадии F_1^2. У этих надвигов вергентность и смещение

висячих блоков направлены не вверх, а вниз по падению слоев. Соответственно они выделяются как “ныряющие” или “поставленные на голову” (фото Д) субпластовые надвиги первой стадии. Вергентность вниз по падению слоев устанавливается и для послойных складок срыва F_1^1.

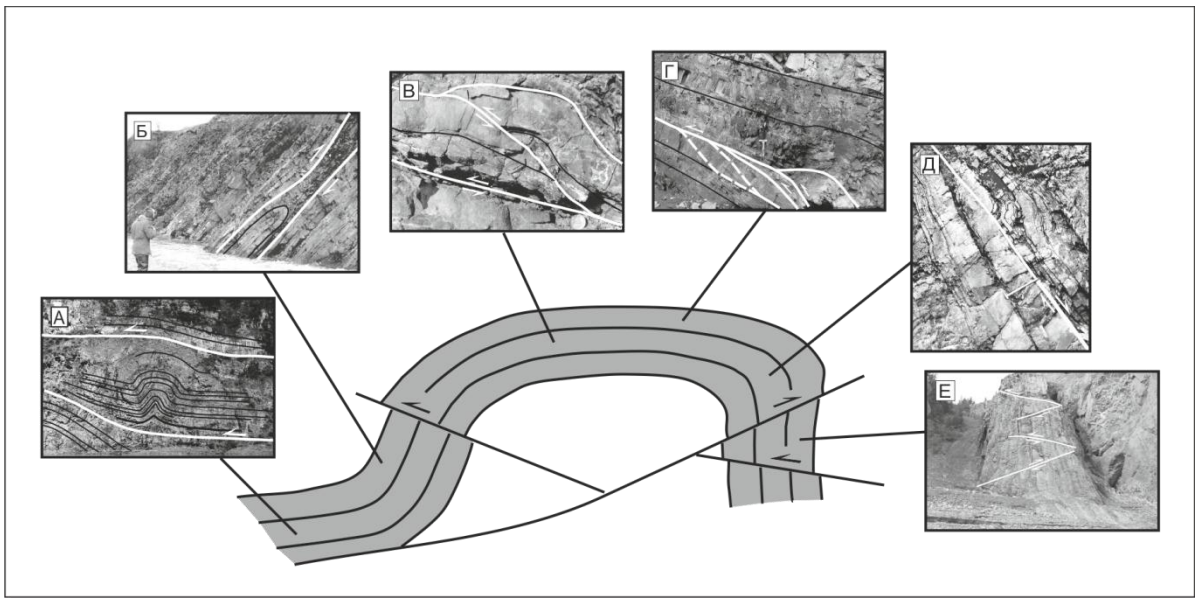


Рис. 1. Схема взаимоотношения складчато-надвиговых структур трех стадий позднемезозойского надвигового этапа деформаций D_1.
Фото А-Д – послойные структуры первой стадии F_1^1 в своде и крыльях крупной складки второй стадии F_1^2, нарушенной надвигами третьей стадии F_1^3 – рисунок и фото Е.

Вторая **складчатая** стадия надвигового этапа деформаций знаменует собой формирование главной складчатости или складчато-надвиговых структур F_1^2 рассматриваемого региона и происходит по мере нарастания усилий регионального сжатия и вовлечения в деформации все больших масс осадочных пород, а затем и всей осадочной призмы в процессе срыва его с фундамента. Складки F_1^2 – это все видимые и картируемые складки шириной первые километры и более. По отношению к послойным структурам F_1^1 они являются наложенными.

Механизм наложения заключается в том, что в эту стадию субгоризонтально залегающие осадочные толщи, содержащие на разных горизонтах малые послойные структуры F_1^1, подвергаются региональной складчатости. В результате послойные складчато-надвиговые структуры F_1^1

оказываются в разных частях (в своде, крыльях) крупных складок второй стадии F_1^2 (см. рисунок). Следует отметить, что совместно с F_1^2 возникают сбросы и сдвиги, которые входят в структурный парагенез этой стадии, но это отдельная и интересная тема исследований.

Тектонические нарушения третьей **надвиговой** стадии F_1^3 также выявляются во взаимоотношении с пликативами второй стадии F_1^2, а конкретно с их разрушением. Как было показано М.В. Гзовским [1] складки, которые образуются в надвиговом поле напряжений, позже в этом же поле напряжений деформируются надвигами и взбросами. Таким образом, структуры третьей стадии F_1^3 в основном представлены надвигами разного ранга от зеркал до покровов. Все они по отношению к складкам F_1^2 являются наложенными (рисунок). Морфология малых F_1^3 разнообразна. Одиночные надвиги часто имеют ровные плоскости, реже представлены полосами кулис трещин отрыва или комбинацией этих двух форм. Группы надвигов, составляющие динамопары (фото Е) позволяют определить характер позднемезозойского поля напряжений в данном районе и направление субгоризонтального сжатия.

Предложенная выше схема структурообразования позволяет точнее обосновать этапность и стадийность развития складчато-надвиговых дислокаций, показать роль, место и характер взаимоотношения малых и крупных структур данного типа в процессе их формирования. Результаты таких исследований могут быть полезны для структурного анализа рудных зон и полей рассматриваемого региона.

Литература:

1. Гзовский М.В. Перспективы тектонофизики // Деформации пород и тектоника. М.: Наука, 1964. С. 128-146.

2. Гончаров М.А., Талицкий Н.С., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

3. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

5. Mitra S. Duplex structure and imbricate thrust systems: geometry, structural position hydrocarbon potential // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. Vol. 70. No. 9. P. 1087-1112.

СООТНОШЕНИЕ ДАЕК И ОРУДЕНЕНИЯ В ДЕРБЕКЕ-НЕЛЬГЕХИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

Трунилина В. А., Роев С.П.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Дербеке-Нельгехинская рудно-магматическая зона характеризуется комплексным касситерит-силикатно-сульфидным оруденением с сопутствующими золотом и серебром. Рудные тела в большинстве своем пространственно совмещены с дайками преимущественно диорит-лампрофирового состава. Становление магматизма зоны (или одноименного поперечного интрузивного ряда) началось с внедрения в поздней юре даек базальтов и долеритов габбро-долеритовой формации [3]. Преобладают в составе поперечного ряда производные позднеюрского-раннемеловой диорит-гранодиорит-гранитной формации, в составе которой Б.Л. Флеровым выделялось до 5 фаз [7]: 1 – дайки диоритового состава, 2 – гранитоидные массивы и их дайки-апофизы, 3 – дайки и мелкие штоки лейкогранитов, 4 – единичные дайки альбитовых лейкогранитов, 5 – диориты и диорит-лампрофиры секущих даек. Нами эти образования рассматриваются как гранитоиды I-типа зон растяжения континентальной окраины [8]. Завершается интрузивная деятельность ряда формированием мелких штоков и даек габбро-монцонит-сиенитовой формации [5].

Между ранними долеритами и диоритовыми порфиритами первой фазы диорит-гранодиорит-гранитной формации отмечены все промежуточные разности. Особенностью их является присутствие единичных зерен магнезиального оливина в породах с содержанием SiO_2 до 63%, что невозможно при нормальном ходе кристаллизации известково-щелочных расплавов, и крупных зерен кварца с округлым или эллипсоидальным сечением, что является прямым признаком смешений основной и кремнекислой магма при их образовании [2].

Состав даек пятой фазы отличается большими значениями суммарной щелочности, глиноземистости, железистости и

меланократовости. Зарождение магматических очагов происходило при давлении около 10 кбар и температуре 1100°С.

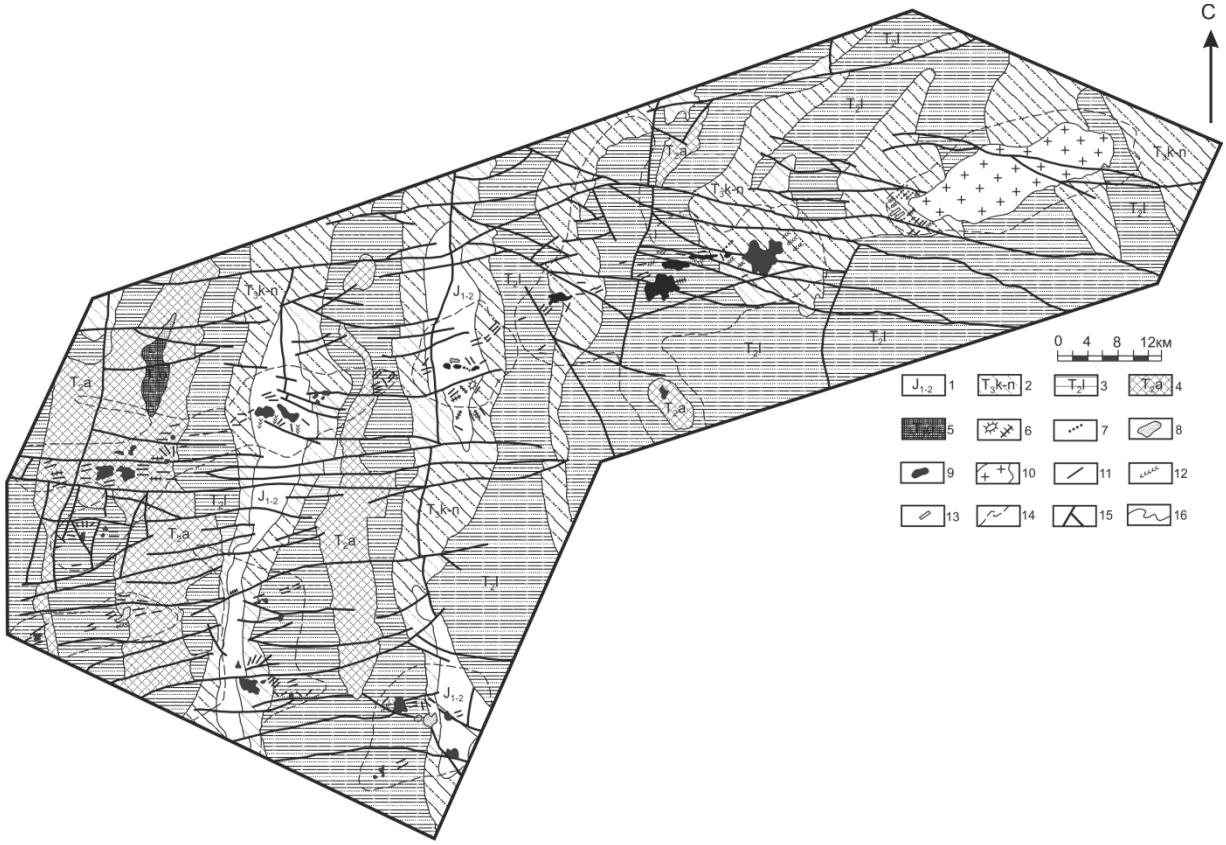


Рис.1. Схема геологического строения Дербеке-Нельгехинского междуречья (по материалам Кривошапкина М.Н., Захарова В.Н., 1984г.; Грачева Я.Д., Аверченко А.И., 1985г.).

1–5 – вмещающие алевро-песчаниковые толщи: 1 – нижняя и средняя юра (J_{1-2}); 2 – верхний триас, карнийский и норийский ярусы (T_3k-n); 3 – средний триас, ладинский ярус (T_2l); 4 – то же, анизийский ярус (T_2a); 5 – нижний триас, оленекский ярус (T_1o). 6–13 – магматические образования: 6 – массивы и дайки производных поздней габбро-монцонит-сиенитовой формации (ν - $\varepsilon\delta$ - εK_2, $\varepsilon\chi K_2$); 7 – дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов V фазы ($\delta\pi_5K_1$, χ_5K_1); 8–10 – гранитоиды II фазы (8 – субвулканического – γ_2^3, $\gamma\delta_2^3$, $\gamma\pi_2^3$, $\gamma\delta\pi_2^3K_1$; 9 – гипабиссального – γ_2^2, $\gamma\delta_2^2$, $q\delta_2^2$, $\gamma\pi_2^2$, $\gamma\delta\pi_2^2$, $\delta\pi q_2^2K_1$; 10 – мезоабиссального облика – γ_2^1, $\gamma\delta_2^1K_1$; 11 – дайки-апофизы массивов II фазы (γ_2, $\gamma\delta_2$, $\gamma\pi_2$, $\gamma\delta\pi_2$, $q\delta\pi_2K_1$); 12 – дайки диоритовых порфиритов I фазы ($\delta\pi_1K_1$); 13 – дайки диабазовых порфиритов диабазовой формации (ν J_3-K_1). 14 – подземный контур массивов гранитоидов по геофизическим данным на глубине более 500 м; 15 – тектонические нарушения; 16 – геологические границы.

Типоморфизм минералов, унаследованность основных параметров от пород 1-й фазы, кристаллизация при значительно более высоких потенциалах щелочей и раннее выделение темноцветных минералов позволяют рассматривать эти породы как поздние производные ощелоченной магмы глубоких горизонтов магматических очагов, что могло быть обусловлено подъемом к низам коры щелочно-основного диапира из метасоматизированных горизонтов мантии, давшего начало становлению производных габбро-монцонит-сиенитовой формации. Характерна насыщенность даек пятой фазы сульфидами, включения которых наблюдаются даже в раннемагматических амфиболах и биотитах, но основная их часть образует неправильные и округлые обособления ликвационного характера, концентрирующих Sn (до 1%), а также Ag, Pb, постоянно сопутствующих олову и в основных рудных телах.

Ранние и поздние производные формации обогащены также Au, присутствующим как в составе сульфидов, так и в самородном виде, что обеспечивает его примесь в рудах сульфидного типа (до 10 г/т). Высокая активность хлора – основного экстрагента золота – на раннемагматическом этапе обусловливает и формирование в пределах рудной зоны его собственных проявлений.

Для пород второй – четвертой фаз характерно снижение концентраций рудных элементов с ростом индекса дифференциации пород. Все они обладают близкими кларку их содержаниями, а единственным критерием их рудоносности является присутствие в породах, обогащенных рудными элементами, акцессорных сульфидов [1].

Спецификой пород диорит-гранодиорит-гранитной формации является унаследованность типоморфных особенностей темноцветных минералов: присутствие только моноклинной модификации пироксена (магнезиальные – до умеренно железистых авгит и субкальциевый авгит), близость составов амфиболов (магнезиальная роговая обманка и каннилоит), соответствие ранних генераций биотитов таковым мантийных и мантийно-коровых производных (магнезиальный биотит с температурой кристаллизации 900–1040^{o}C). Соотношения K/Rb (210–830) – Rb (80–240) во всех породах отвечают мантийным меткам [4]. Эволюция составов по

соотношениям Rb – K_2O идет по базальтовому тренду (рис. 2). Таким образом, даже гранитоидные массивы сохраняют признаки связи с основными глубинными расплавами.

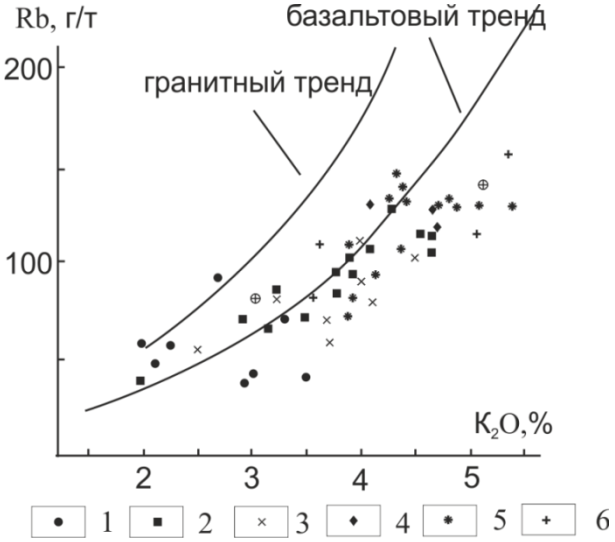


Рис. 2. Соотношения Rb – K_2O в магматических породах юго-западной части Дербеке-Нельгехинской зоны: 1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты, 4 – диорит-лампрофиры, 5 – монцониты, 6 – метасоматиты. Тренды [6].

Рудные тела представлены минерализованными зонами, жилами и линзами двух главных минеральных ассоциаций: касситерит-турмалиновой и касситерит-хлорит-сульфидной. Руды первого типа ассоциируют с дайками лейкогранитов, для которых характерны следы ликвации с обособлением обогащенных оловом и вольфрамом кварц-турмалиновых нодулей. Главные рудные минералы – касситерит и вольфрамит. Рудные тела второго типа нередко трассируют контакты даек диорит-лампрофиров, Рудные минералы представлены станнином, касситеритом, сфалеритом, висмутином, арсенопиритом. Наиболее вероятна связь таких руд с глубокими горизонтами магматических колонн, где вследствие повышенного давления и повышенной основности расплава резко возрастает сродство металлов к сере.

Литература:

1. Некрасов И.Я., Трунилина В.А., Роев С.П. Типоморфные особенности акцессорных сульфидов из гранитоидов Восточной Якутии как критерий оценки их рудоносности // Минералогический журнал, 1990, N 4. С. 16–26.

2. Попов В.С. Последоваетельность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия, 1981, N 11. С. 1665–1676.
3. Роев С.П. Минералогия гранитоидов Дербеке-Нельгехинского интрузивного ряда и ее генетические аспекты. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 103 с.
4. Руб М.Г., Гладков Н.Г.,Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Доклады АН СССР, 1983, т. 268, N 6. С. 1463–1466.
5. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 205 с.
6. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М. Наука, 1987.
7. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.
8. Trunilina V.A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region. In: Metallogeny of collisional orogens. Czech. Geological Survey, Prague, 1994, p. 430-434.

КОМПОЗИТНЫЕ ДАЙКИ ТАКАЛКАНСКОГО РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА

Трунилина В. А., Роев С.П.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Такалканский рудно-магматический узел локализован в юго-западной части Полоусненского синклинория в пределах сложно дислоцированных песчано-глинистых отложений верхнего триаса и юры, интрудированных гранитоидными массивами. В центре узла расположен Такалканский массив щелочнополевошпатовых гранитов А-типа. [4], рассеченный многочисленными дайками варьирующего состава (рис. 1). Среди них установлены риолиты и риодациты (гранит- и гранодиорит-порфиры), диоритовые порфириты, долериты, базальты, субщелочные аналоги перечисленных пород и лампрофиры. Дайки представляют собой фрагмент Южно-Полоусненского дайкового пояса — одного из самых протяженных и мощных дайковых поясов северо-восточной Якутии [1,

2]. В теле массива закартировано более 80 субпараллельных даек мощностью от 0,5 м до 60 м, вытянутых в северо-восточном направлении. За пределами массива количество и мощность их резко падают. Наибольший интерес представляют комбинированные (композитные) дайки, рассмотрению особенностей которых и посвящена эта работа.

Композитные дайки широко распространены во многих магматических регионах мира. Среди них выделяются два типа: дайки с мафической краевой зоной, салической центральной частью и переходной между ними зоной и дайки с салической краевой зоной и базитовой центральной. В составе даек Такалканского узла присутствуют единичные мощные композитные дайки первого типа. Впервые они были установлены Б.А. Лемковой (1956 г.) и рассматривались ею как гранитизированные базальты. И.Я. Некрасов [2] указал на их контаминационную природу. Дайки пересекают весь Такалканский массив и круто (80°) падают к северо-западу. Нами изучены две композитные дайки – рч. Ненадежного и рч. Осеннего. Мощность первой 18 м, второй – 14–16 м.

Зальбанды даек на мощность около 1 м сложены почти афировыми, базальтами с гиалопилитовой или пилотакситовой основной массой и единичными вкрапленниками энстатита и субкальциевого авгита, кристаллизовавшимися при температуре более 1200^{o}C и давлении 10–13 кбар [3]. К ним примыкают зоны по 1–1,5 м порфирового пироксен-амфиболового долерита, в котором с удалением от зальбандов появляются включения кварца или кварца в срастании с микроклином, количество которых возрастает к центру даек.

Далее следует переходная зона мощностью 3–4 м уже с яркими признаками смешения контрастных по составу магм. Здесь в долеритовый матрикс погружены кристаллы плагиоклаза, кварца и биотита, аналогичные таковым пород центральных салических зон, и их срастания. Центральные зоны даек (2–3 м) при кремнекислом составе содержат единичные округлые включения долерита, многочисленные включения и срастания пироксена и амфибола и крупные порфиробласты микроклина размерами до 5 см.

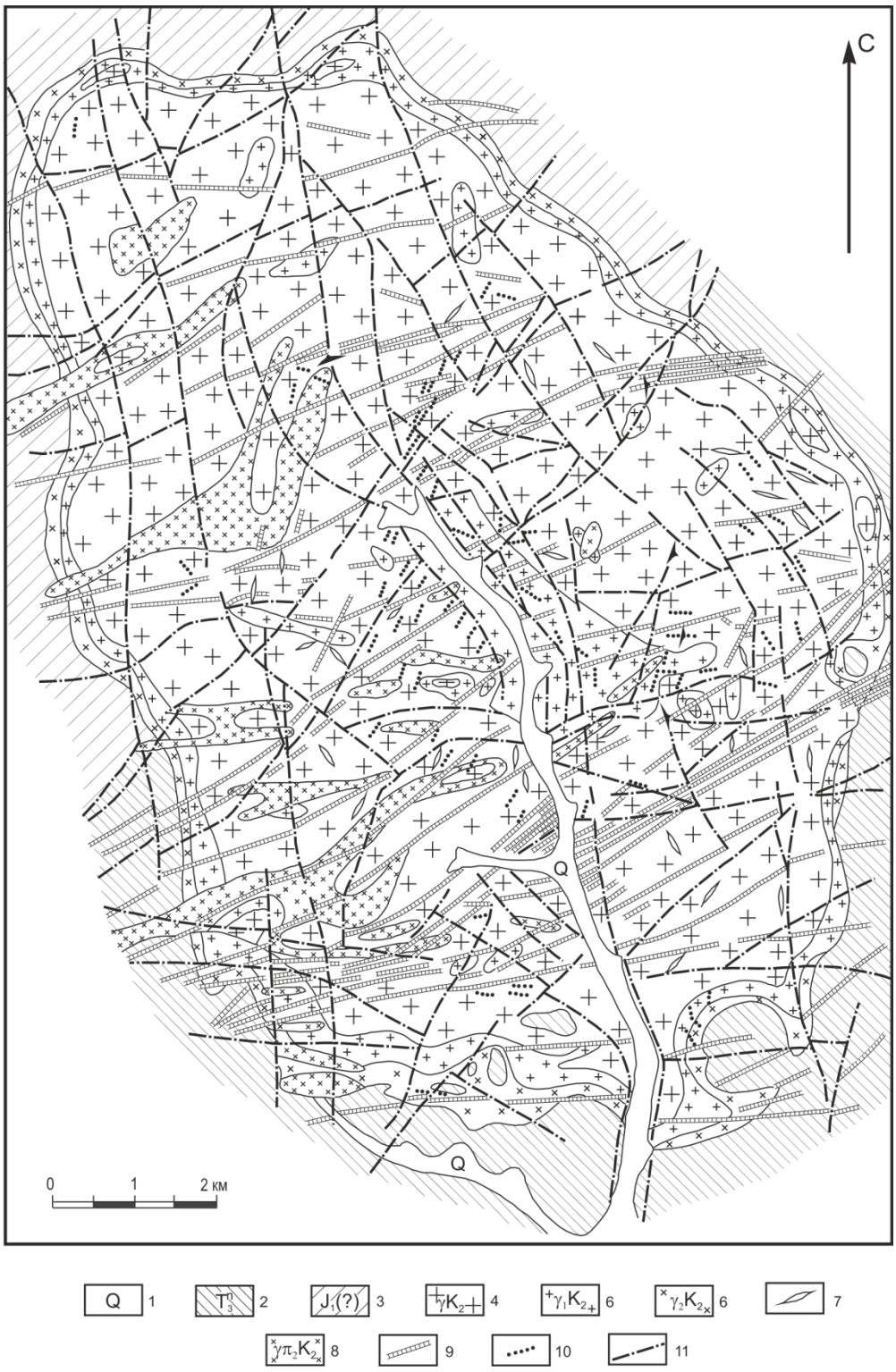


Рис.1. Схема геологического строения Такалканского массива по И.Я. Некрасову [2].

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – сланцево-песчаниковые отложения норийского яруса; 3 – сланцево-песчаниковая толща нижней юры; 4 – аляскитовые граниты среднезернистые; 5 – граниты мелкозернистые, аплитовидные; 6 – гибридные граниты зоны эндоконтакта; 7 –аплиты, 8 – гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры дополнительной фазы; 9 – дайки; 10 – грейзены; 11 – разрывные нарушения.

Включения пироксена и амфибола в гранит- и гранодиорит-порфирах нередко рассматривались как раннемагматические порфировые вкрапленники, однако изучение специфики их состава, неравновесного к гранитной магме, указывает на иной генезис.

Пироксены основных зон даек, согласно расчетам по программе Win-Pyrox [7], представлены двумя модификациями клинопироксенов: субкальциевым до низкокальциевого авгитом с железистостью (f) 12,2–17,4%, кристаллизовавшимся при 1219–1250°С и давлении 7,3–11,8 кбар и более поздним более железистым (f = 37–46%) авгитом и высококальциевым авгитом (изредка – до диопсида) с параметрами образования: Т = 970–1160°С, Р = 5,4–7,1 кбар. Пироксен из включений в кремнекислых породах имеет аналогичный состав: авгит с f = 19,8% и 36,9%, Т = 1290°С и 1100°С и Р = 12,8 и 7,3 кбар, тогда как расчетные параметры образования исходной гранитной магмы: Т = 950–1000°С и Р = 9–10 кбар.

Амфиболы в зонах основного состава представлены магнезиальной роговой обманкой и магнезиогастингситом с f = 29,2–44% и расчетными [6] значениями Т = 786–792°С и Р = 5,4–5,8 кбар. В кремнекислых зонах также установлен магнезиогастингсит с аналогичными параметрами: f = 29,3–40.5%, Т = 726–737°С, Р = 6,7–7,4 кбар. Кроме того, здесь присутствуют единичные зерна реститового чермакита, характерного для коровых магмоформирующих субстратов (Т = 693–700°С, Р = 6,7–7,1 кбар). Напротив, биотит, появляющийся в переходной и (реже) в долеритовой зонах по составу приближается к таковому в гранит- и гранодиорит-порфирах (f, соответственно, 49–58% и 52–67%).

Таким образом, явления минглинга (механического смешения) контрастных по составу магм) при образовании композитных даек Такалканского узла не вызывают сомнений. Вариации химического состава даек (рис. 2) свидетельствуют и о химическом смешении (минглинге). Краевые зоны даек по химическому составу отвечают слабо подщелоченным базальтам. Далее следует мощная зона монцонит- и монцодиорит-порфиров, с нарастанием кремнекислотности и суммарной шелочности с приближением к центру, который выполнен гранодиорит- и

гранит-порфирами. Переходы между зонами достаточно быстрые, но без закаленных контактов, что указывает на отсутствие заметного временного перерыва между их внедрением и о кристаллизации из одновременно существовавших разноглубинных очагов.

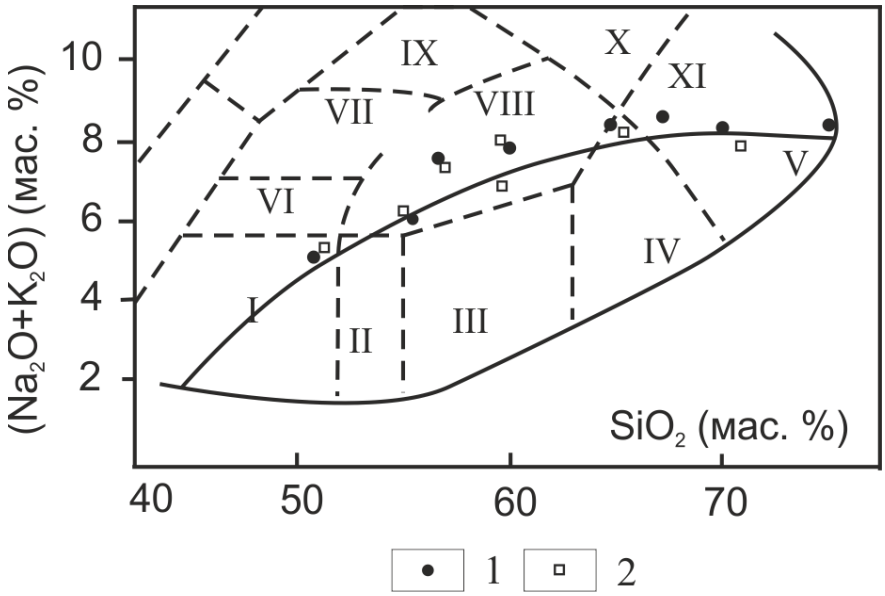


Рис. 2. Вариации химических составов сложных даек Такалканского узла
1 – дайка рч. Ненадежного, 2 – дайка рч. Осеннего

Поля диаграммы [5]: I – базальты (габбро); II – андезибазальты (габбро-диориты); III – андезиты (диориты); IV – дациты (гранодиориты); V – риолиты (граниты); VI – гавайиты (субщелочное габбро);VII – муджиериты (монцониты); VIII – трахиандезиты (монцониты); IX – бенмореиты (сиениты); X – трахиты (сиениты); XI – трахириолиты (щелочные граниты).

Литература:

1. Индолев Л. Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 194 с.
2. Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1962. 333 с.
3. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: изд-во Якутского научного центра СО РАН, 1996. 132 с.
4. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И.. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2008, N 5. С. 99–109.
5. Wilson M. Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
6. Yavuz F. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules // Computeres Geosciences, 1999, v. 25, N 8. P. 909–927.

7. Yavuz F. Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculationclassification and thermobarometry // American Mineralogist, 2013, v. 98. P. 1338–1359.

ВКЛЮЧЕНИЯ ОЛИВИНОВ В АЛМАЗАХ ИЗ РОССЫПИ БАССЕЙНА Р. ЭБЕЛЯХ: МОРФОЛОГИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, РЕНТГЕНОГРАФИЯ

Угапьева С.С., Пироговская К.Л.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Включения минералов в алмазах являются основным источником информаций о процессах, происходивших в среде кристаллизации алмаза, представляя собой ключ к разгадке коренных источников месторождений. Нами продолжается изучение алмазов из россыпных месторождений Анабарского района, которые представлены кривогранными кристаллами сложной формы, среди которых преобладают переходные от октаэдрической к ромбододекаэдрической и кубической. По минералогической классификации Ю.Л. Орлова алмазы из россыпи бассейна р. Эбелях относятся к I разновидности. Для них характерна уплощенно-овальная форма, в которой наиболее развиты по три грани с двух противоположных сторон, а остальные грани образуют узкий пояс между ними. Преобладающий цвет алмазов коричневый различных оттенков. Коренные источники данного типа алмазов не установлены.

Ранее Пироговской и др. [4] описана морфология и некоторые свойства алмазов с включениями оливина из россыпей бассейна р. Эбелях (спектры ИК - поглощения, фотолюминесценция, химический состав включений). Согласно которой, оливины из алмазов Эбеляхских россыпей характеризуются повышенным магнезиальностью (92,4 – 94,1% Fo) и содержанием никеля (0,31 – 0,56% массы NiO) и по этому параметру проявляют сходство с включениями этого минерала в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии. По соотношению Cr_2O_3 и CaO близки к

бразильским алмазам, что может свидетельствовать о том, что коренными источниками первых могут быть докембрийские породы Анабарского поднятия. Не исключена возможность поступления части алмазов в россыпи из щелочно-ультраосновных пород типа монтичеллитовых альнеитов Староречeнского поля восточного склона Анабарской антеклизы [4].

Нами дополнительно получены данные относительно морфологии, химического состава и характера структурной ориентировки включений оливинов в алмазах из россыпей бассейна р. Эбелях. Морфология кристаллов алмаза и включений в них оливина изучалась методами оптической микроскопии. Составы оливинов были проанализированы на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 6480 LV, рентгенографические исследования проводились в камере РКОП-А, *Cu* – излучение в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Для рентгенографических исследований отобраны прозрачные кристаллы алмаза, чтобы было легко выводить на первичный рентгеновский пучок исследуемое включение.

Ранее рентгенографическое исследование состава и ориентировки включений оливина в алмазах африканского происхождения проводили Дж.У. Гаррис, Р.К. Генрикс, Г.О.А. Мейер [1], в алмазах из россыпей Урала - С.И. Футергендлер, В.А. Франк-Каменецкий [2, 3, 6, 7]. Для включений исследованных выше перечисленными авторами установлено как отсутствие закономерных срастаний, так и совпадение одного и более главных направлений минерала-узника и кристалла-хозяина. Тот факт, что одинаковая закономерная ориентировка включений оливина в алмазах наблюдалась на нескольких кристаллах из различных алмазоносных областей, говорит о том, что эта закономерность не случайна и наиболее вероятно их эпитаксиальное срастание. Закономерная ориентировка включений оливина в алмазах, имеющих разные структурно-геометрические и морфологические особенности, свидетельствуют об одновременном росте минерала-узника и кристалла-хозяина. Предполагается, что произвольно ориентированные включения в алмазах

захвачены алмазом-хозяином в процессе кристаллообразования и имеют протогенетическое происхождение [1-3, 6, 7].

Включения оливинов в изученных нами двух образцах случае представлены бесцветными прозрачными кристаллами неправильной формы. Наибольший размер включений оливина не превышает 0,2 мм. Включение в образце 7020 расположено в трещине в виде «розетки» (рис. 1А). Для определения химического состава включения выведены на поверхность образца (рис. 1Б). По химическому составу включения оливинов аналогичны с предыдущими данными [4]. Они также не отличаются по составу от включений оливина в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии. Морфология включений оливина в россыпных алмазах резко отличается от таковой из трубок Мир, Удачная, Айхал. Оливины в алмазах из кимберлитовых трубок имеют четко выраженную морфологию с наименьшей степенью искажения формы [5]. Оливины в образцах из россыпей бассейна р. Эбелях имеют сильно искаженную форму, которая отражается на рентгенограммах в виде удлинения и фрагментации дифракционных пятен. По расчетам рентгенограмм и построения стереографических проекций, включения оливинов в обоих случаях имеют произвольную ориентировку относительно алмаза-хозяина. Углы между главными кристаллографическими направлениями оливина и алмаза составляют не менее 6°.

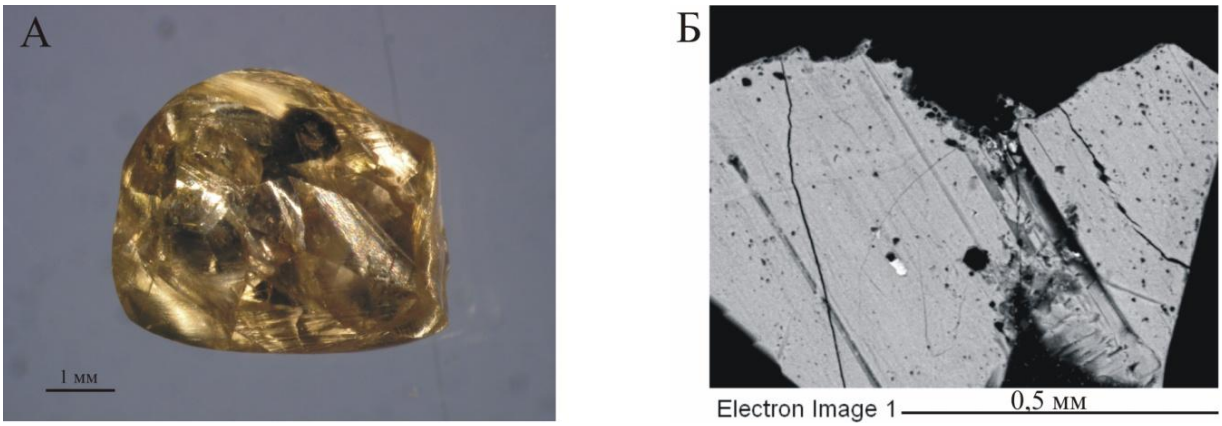


Рис. 1. Фото образца 7020. А – Включение оливина в трещине в виде «розетки»; Б – Микрофотография включения оливина в образце 7020

Таким образом, полученные результаты по включениям оливинов в россыпных алмазах бассейна р. Эбелях по химическому составу близки с оливинами в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии. Сильно деформированная форма включений и их произвольная структурная ориентировка относительно кристалла-хозяина предполагает их протогенетическое происхождение. Необходимо выявление сингенетичных включений оливинов в россыпных алмазах и их комплексное изучение для уточнения коренных источников данного типа алмазов.

Литература:

1. Гаррис Дж.У., Генрикс Р.К., Мейер Г.О.А. Ориентация включений силикатных минералов в природном алмазе // Рост кристаллов. 1967. VII. С. 118 – 123.
2. Гневушев М. А., Николаева Э.С. О включениях оливина и пиропа в якутских алмазах // Минералогический сборник.: Изд-во ЛьГУ. 1958. № 12. С. 440–442.
3. Квасница В.Н., Захарченко О.Д., Вишневский А.А., Мельников В.С. Морфология минеральных включений в алмазах Беломорья // Минералогический журнал. 1993. 15, № 4. С. 38–46.
4. Пироговская К.Л., Зедгенизов Д.А., Барашков Ю.П. Алмазы с квлючениями оливина из аллювиальных россыпей бассейна р.Эбелях // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 24-26
5. Угапьева С.С. Рентгенографические исследования включений оливина в алмазах из трубки Удачная // Материалы Всероссийской молодежной научной конференции “Минералы: строение, свойства, методы исследования”. Миасс, 2009. С. 280-282.
6. Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей в минералах. – Л.: Изд. ЛГУ, 1964.
7. Футергендлер С.И. Рентгенографическое исследование твердых включений в алмазах. // Кристаллография. 1958. Т. 3, № 4. С. 494-496.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭОЛОВО-КРИОГЕННЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Урбан А.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Современное распространение перевиваемых песков (якут.тукуланы) на территории Центральной Якутии определяется сочетанием геолого-структурных, орографических и климатических условий. Анализ ландшафтных условий и особенностей распространения песчаных комплексов поможет дать объяснение происхождения этого явления и истории формирования рельефа поверхности в целом.

Рассматриваемые в настоящей работе песчаные комплексы относятся к внепустынным дюнным пескам таежного типа очагового неравномерного сезонногоперевевания [1]. Для них характерна приуроченность к областям распространения рыхлых толщ речных, озерных, морских, зандровых песчаных отложений и крайняя степень неравномерности развития. Этот процесс резко ослабляется в более увлажненных понижениях и усиливается в отдельных очагах отсутствия или угнетения растительности.

Автором для изучения особенностей распространения в пределах данной территории были применены дистанционные методы, с использованием топографических основ (масштаба 1:500 000), спутниковых снимков (Geoeye-1, Ikonos 2 и Метеор-М1, 2000–2013 гг.) различного разрешения, цифровая модель рельефа и технологии ГИС.

Для анализа особенностей распространения перевиваемых песков были выделены основные дешифровочные признаки: контраст на фоне типичных таежных ландшафтов, светлый фототон, четкие контуры, на снимках хорошего разрешения почти всегда различаются гряды и дюны. Согласно описанным выше признакам было установлено 1440 форм эолового происхождения. Все эоловые пески имеют естественное происхождение. Перевиваемые пески встречаются как в виде очагов, так и крупных форм, площадь которых составляет от нескольких до десятков

квадратных километров. Общая площадь развеваемых незакрепленных песков составляет 3 209 км^2. Наиболее распространены комплексы перевиваемых песков площадью до 10 км^2 (94,1%). Самый крупный массив расположен на левом берегу р. Вилюй. Его площадь составляет более 197 км^2. Массивы песков были выделены в четырех основных районах, приуроченных к бассейнам следующих рек: 1. р. Хоруонгка; 2. р. Линдэ; 3. р. Вилюй; 4. р. Тюнг (табл. 1).

Таблица 1

Распределение тукуланов Центральной Якутии по площади

Район распространения	Площадь района, тыс. км^2	Количество	Общая площадь песков, км^2	Min площадь, км^2	Max площадь, км^2	Количество				
						<1	1-5	5-10	10-50	>50
Бассейн р. Хоруонгка	1,3	442	477,9	0,003	63,6	371	50	12	8	
Бассейн р. Линдэ	2,2	598	640	0,014	90,5	549	35	5	5	
Бассейн р. Тюнг	3,4	124	831,9	0,011	132,2	88	15	9	7	
Бассейн р. Вилюй	21,5	290	709,5	0,0015	197	244	24	4	14	

Комплексы перевиваемых песков развиты в широких пределах абсолютных высот: от 60 до 236 м н.у.м. Преимущественно формы эолового рельефа распространены в пределах водораздельных поверхностей на отметках 160–170 м н.у.м. (30,9%) и 180–190 м н.у.м. (28,3%) бассейны рр. Линдэ и Хоруонгка. Гораздо реже на более низких гипсометрических уровнях, в долине рр. Вилюй и Тюнг, – 90–120 м, что составляет 6,2%. Среди активно перевеваемых песков, наиболее распространенными формами эолового рельефа были отмечены продольные, шпильковидные, комплексные параболические дюны и бугристые пески.

На рассматриваемой территории были выделены различные генетические типы отложений: аккумулятивная озерная равнина с широким развитием покровных отложений и рельефа, связанного с мерзлотными процессами, погребенные пески и перевиваемые пески незакрепленные или частично закрепленные растительностью (рис. 1).

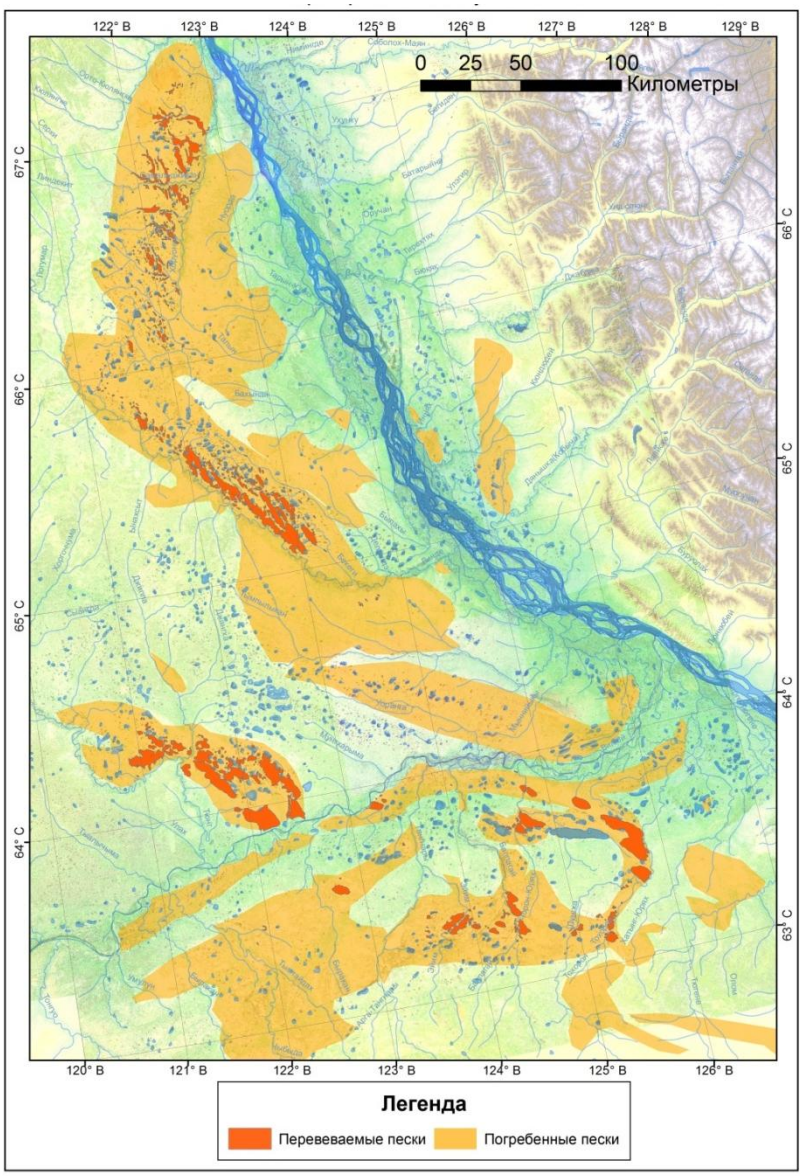


Рис. 1. Карта распространения погребенный и и перевиваемых песков Центральной Якутии.

Развитие генетически разных типов поверхности указывает на поэтапностьразвития рельефа. Формирование озерно-аллювиальной поверхности происходило в течение плейстоцена в результате тектонических движений и последующей перестройке речной систем, а также чередующимся этапам потепления и похолодания климата[2, 3].

Наложенные на отмеченную выше поверхность погребенные пески находятся в пределах области сноса материала, происходившего при усилении тектонических движений на периферии Вилюйской впадины в плейстоцене и усилении континентальности климата. Причем характер развития и их ориентировка указывают на то, что снос материала в бассейнах рр. Хоруонгка, Линдэ и Тюнг происходил преимущественно в юго-восточном направлении, а на правобережье р. Вилюй – с запада на восток. И, наконец, перевиваемые пески являются результатом климатических изменений в голоцене. В связи с общим понижением влажности на территории Центральной Якутии снова активизируются эоловые процессы, что выражается в формировании дюнных комплексов. Но наличие погребенных почвенных горизонтов, описанных ранее, свидетельствует о периодических непродолжительных интервалах смягчения климатической обстановки, что способствовало развитию растительного покрова и частичного закрепления песчаных толщ.

Таким образом, анализ особенностей распространения комплексов перевиваемых песков показывает, что эоловые формы широко распространены на территории Центральной Якутии, а их формирование вписываются в общую схему развития рельефа Центральной Якутии и изменений климатических условий в позднем плейстоцене и голоцене.

Литература:

1. Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложения Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. М., изд-во Академии наук СССР. Вып. 51, 1961 г. – 118 с.

2. Федорович Б.А. Зональность эолового рельефообразования, в сборнике: Развитие и преобразование географической среды, М., 1964. – стр. 173–181.

3. Кинд Н.В. Оледенения Верхоянский гор и положение в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири. // В сб. «Палеография и перигляциальные явления плейстоцена». Изд-во «Наука», 1975 г. – стр. 124–132.

О СОЗДАНИИ БАЗЫ ДАННЫХ «УГОЛЬ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЯКУТИИ»

Фёдоров В.И., Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Необходимость повышения уровня энергетической безопасности и целесообразность поиска потенциальных путей снижения общих издержек на топливно-энергетическое обеспечение арктических районов РС (Я) в последние годы актуализировали проблему замещения привозных углей местным твердым топливом [5].

Общий угольный потенциал рассматриваемого региона, как показывает проведенный анализ опубликованных и фондовых источников информации, достаточно высокий. Однако практически все имеющиеся данные — это результаты первичного или производного геологического изучения месторождений и проявлений угля, полученные еще в советское время различными предприятиями и организациями, начиная с тридцатых годов прошлого века. В последние десятилетия процесс получения новой научно-технической информации об угольных месторождениях как в целом по стране, так и в рассматриваемом регионе, учитывающий возможности использования современных методов исследования, резко затормозился. Одно из следствий такой ситуации – необходимость поиска, сбора, бережного хранения и эффективного использования уже имеющейся геологической информации, дополняемой по мере необходимости новыми материалами.

В арктических районах имеется большое количество месторождений и проявлений с углями различных технологических типов от Б2 до антрацитов с качеством, изменяющимся в широких диапазонах даже в пределах одной марки. Кроме того, широко распространены торф и горючие сланцы. Балансовые запасы угля основных месторождений здесь составляют более 630,0 млн. т при годовом суммарном объеме потребления не более 0,3 млн. т.

Работу по повышению эффективности функционирования территориально распределенного энергетического комплекса арктических районов Якутии на основе более рационального использования имеющейся и/или прогнозной минерально-сырьевой базы твердого топлива целесообразно выполнять, учитывая значительный объем исходной информации различного вида и назначения, с помощью информационных технологий (ИТ) на основе создания баз данных (БД) и применения систем управления ими.

Использование сформулированных в [2-4, 6 и др.] методических подходов по разработке геологических БД, как основных элементов геоинформационных систем (ГИС), имеющийся в институте опыт подготовки и использования БД по угольным месторождениям Южной Якутии [1] позволили применить накопленный опыт при создании БД «Уголь арктической зоны Якутии».

Основой БД «Уголь арктической зоны Якутии» являются данные по месторождениям твердого топлива рассматриваемого региона, находящимся на Государственном балансе запасов. Она включает: текстовые и графические материалы по различным стадиям геологического изучения месторождений и углепроявлений; имеющиеся по данной тематике опубликованные материалы; данные предприятий, разрабатывающих месторождения угля и участвующих в завозе твердого топлива в труднодоступные регионы, в том числе северные.

В процессе выполнения работы было выполнено следующее:

- собраны и проанализированы опубликованные в печати источники информации (монографии, статьи, диссертации и др.);
- выполнен поиск и проведен предварительный экспертный отбор источников геологической информации в фондах ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ» (Якутск) по поискам и оценке сырьевой базы угля;
- проведено ранжирование информации о месторождениях по территориальному признаку с учетом их потенциальной инвестиционной привлекательности и перспектив освоения;
- часть данных переведена с бумажных носителей в цифровой формат;

- сформирован экспертным путем предварительный перечень географических, геологических, технологических, экономических, логистических и других показателей, включаемых в БД;
- созданы и пополняются таблицы геологической информации по сформированному перечню;
- на основе имеющихся программных средств с открытым кодом разработано приложение с архитектурой «клиент-сервер».

В качестве базовой ГИС используется Quantum GIS (http://www.qgis.org/) - свободный кроссплатформенный программный продукт для сбора, хранения, анализа и графической визуализации пространственных данных и связанной с ними информации о необходимых объектах. Система позволяет с помощью графического интерфейса создавать и редактировать с координатной привязкой векторные и растровые карты различного назначения, исследовать пространственные данные, характеризующие различные аспекты деятельности топливно-энергетического комплекса.

Показатели, учитываемые в БД в виде таблиц, разделены на несколько основных групп. В их числе: «Районы (улусы)», «Основные технико-экономические характеристики районов», «Инфраструктурное обеспечение», «Климат», «Месторождения», «Запасы», «Качество угля», «Вскрышные породы», «Строение и структура пластов», «Источники информации».

Таблицы связаны между собой посредством кодов и индексов. Подготовленная электронная БД относительно легко преобразуется и реструктуризируется для ее приведения к формату, подходящему для использования в различных ГИС.

Перечень показателей, отраженных в БД, будет пополняться в последующих этапах работы, в том числе в случае проведения новых геологоразведочных работ на месторождениях твёрдого топлива в Арктике.

Использование БД способствует систематизации имеющейся геологической и иной информации, повышает доступность и мобильность её обработки. Она является инструментом анализа комплексных характеристик из показателей различной природы и размерности, удобна

для применения при решении не только прикладных, проектных и оценочных, но и научных задач.

БД «Уголь арктической зоны Якутии» планируется интегрировать в новую информационно-аналитическую систему, объединяющую БД по месторождениям твердого топлива, цифровые модели основных из них, сведения о производителях и потребителях в регионе с учетом существующих и перспективных транспортно-логистических схем.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ-Восток №12-05-98549.

Литература:

1. Батугин С.А. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / С.А. Батугин, В.И. Ческидов, В.С. Литвинцев и др. // Новосибирск: Изд-во Гео, 2013. 306 с.
2. Валуев А.М. Об одном подходе к интеграции информации из независимых баз данных в системах автоматизированного управления / А.М. Валуев, А. С. Панкратов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. №12. т.5. С. 52-62.
3. Дунаев В.А. Методика натурного изучения, геотехнического районирования и моделирования структуры скальных горных массивов в условиях открытой разработки месторождений / В.А.Дунаев, С.С.Серый // Горная промышленность. 1999. №1. С.32-37.
4. Наумова В.В. ГИС "Минеральные ресурсы, металлогенезис и тектоника северо-востока Азии" / Наумова В.В., Миллер Р.М., Ноклеберг В.Дж. и др. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. №5. С. 8-21.
5. Ткач С.М., Гаврилов В. Л. Проблемы использования местных углей для энергообеспечения арктических районов Якутии / С.М. Ткач, В. Л. Гаврилов // Современная наука: исследования, идеи, результаты, технологии. Сборник научных статей 2012.- №4 (11).- С. 73-79.
6. Янчат Н. Н. База данных "Каменноугольные месторождения Тувы» / Н. Н. Янчат, Л. Х. Тас-оол, Ю. А. Калуш // Химия твердого топлива. 2010. №2. С. 75- 77.

МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ГОРНОЙ ПОРОДЫ И БУРОВОЙ КОРОНКИ ВПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕПЛОВИЗИОННОЙ СЪЕМКИ

Федоров Л.Н., Ермаков С.А., Козлов Д.С.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Съемка тепловизором теплового поля исследуемых объектов начинает находить широкое применение в аэрокосмической и ракетной технике, строительстве, электрических сетях, доменных и сталеплавильных цехахи других производствах, связанных с тепловыми процессами [1]. Известны случаи применения тепловизоров в исследовании процесса резания в металлообработке и добыче полезных ископаемых [2]. Тепловизионная съемка позволяет получить цветную палитру изображения теплового поля, при этом программные средства самого тепловизора дают цифровое значение температуры любой точки поверхности наблюдаемого объекта, а также табличные и графические зависимости температуры от различных параметров процесса нагрева и самого объекта исследования. Все это позволяет на более высоком уровне решать научные задачи при исследовании различных процессов, сопровождающихся выделением или поглощением тепла.

Однако применение тепловизионной съёмки процесса резания горных пород при бурении затрудняется недоступностьюдля наблюдения забоя скважины. Тем не менее, известны единичные случаи применения тепловизоров в экспериментальных исследованиях для уточнения математической модели процесса бурения скважин. Как наиболее информативный метод исследования, съемка теплового поля тепловизорами имеет большую перспективу в изучении тепловых процессов в новых способах бурения с применением термофрикционных и терморежущих коронок. В этих коронках теплота трения резцов или специальных фрикционных элементов используется для разупрочнения горных пород. Поэтому повышение интенсивности теплового поля в

термомеханических способах разрушения ставит задачу более широкого и глубокого изучения фрикционного нагрева резцов инструмента ипородыи теплообмена между корпусом инструментаи охлаждающим агентом. Решению этой задачи может способствовать применение тепловой съемки процессов термомеханического разрушения с помощью тепловизора. По полученным термограммам наружной поверхности измеряемых объектов можно выявить участки с температурными аномалиями, оценить теплотехнические качества буровой коронки (КПД), проверить конструктивные решения и установить реальные потери теплоты через промывочную жидкость и корпус коронки.

Визуальное наблюдение, фото- и инфракрасная съемка тепловизором на стенде доступны только в начале бурения без применения охлаждающих средств. Пример термограммы фрикционного нагрева породы резцом буровой коронки при скорости вращения образца 358 об./мин. и давлении 320 кГ. приведен на рис. 1. Палитра цветов указывает температуру поверхности: красный цвет соответствует температуре свыше 250°С. Программа тепловизора позволяет построить график изменения температуры по любому профилю, например, по профилю А-А (рис. 2).

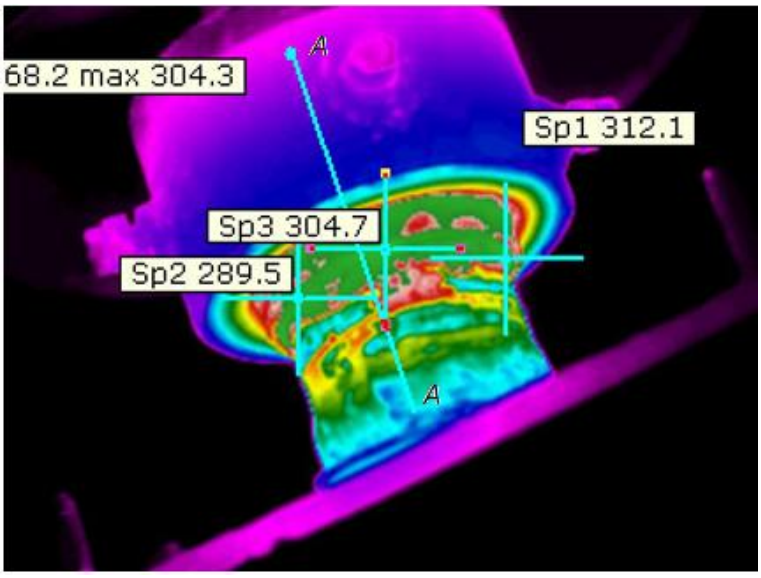


Рис. 1. Термограмма нагрева породы, резцов и корпуса коронки при бурении

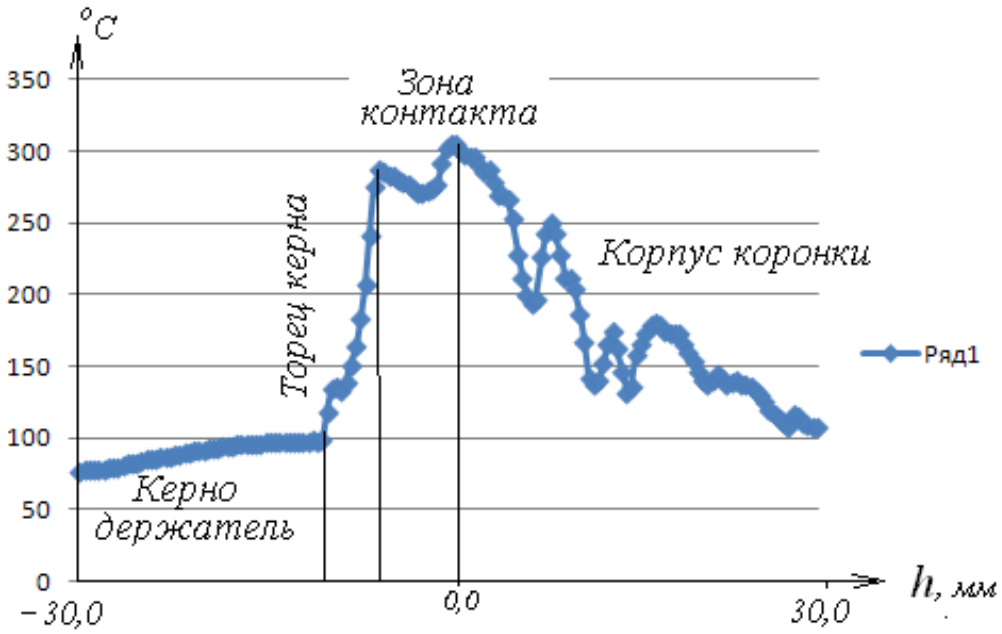


Рис. 2. Изменение температуры по профилю А–А на термограмме

Однако в производственных условиях все способы бурения, кроме шнекового, осуществляются сочисткой забоя от продуктов разрушения иодновременным охлаждением инструмента водой, воздухом или их смесью. И при этом процессы терморезания в условиях бурениянедоступны для визуального наблюдения, съемки фотоаппаратом и тепловизором. Это объясняется не только углублением инструмента в породу, но и заполнением всего свободного пространства вокруг лезвия режущего инструмента облаком, состоящим из продуктов разрушения, воды, пара и воздуха. А одним из основных требований теплосъемки является отсутствие запыленности и паров воды в воздухе (тумана) между объективом тепловизора и объектом съемки [1,3]. При этом в объектив не должны попадать также отраженные тепловые лучи. Так как на буровом исследовательском стенде будет применяться водяное и воздушное охлаждение резцов коронки, то очевидно, чтонеобходимо оградить пути прохождения как видимых, так и инфракрасных лучей (канал наблюдения) до объектива тепловизора от проникания продуктов разрушения, пыли и паров воды и также исключить попадание отраженных инфракрасных лучей в объектив тепловизора.

Как видно из вышесказанного, исследования с помощью тепловизора процессов резания породы сфрикционным нагревом требуют специальной

подготовки и оснащения специализированного экспериментального стенда и определенной подготовки образцов буримых пород.Такой стенд, смонтированный на базе винтового пресса УМЭ-10 с водо-паросборником,который одновременно служит и для отвода циркуляционной воды, пара и воздуха, и устройством канализации инфракрасного излучения от зоны контакта резцов с породой (рис. 3).

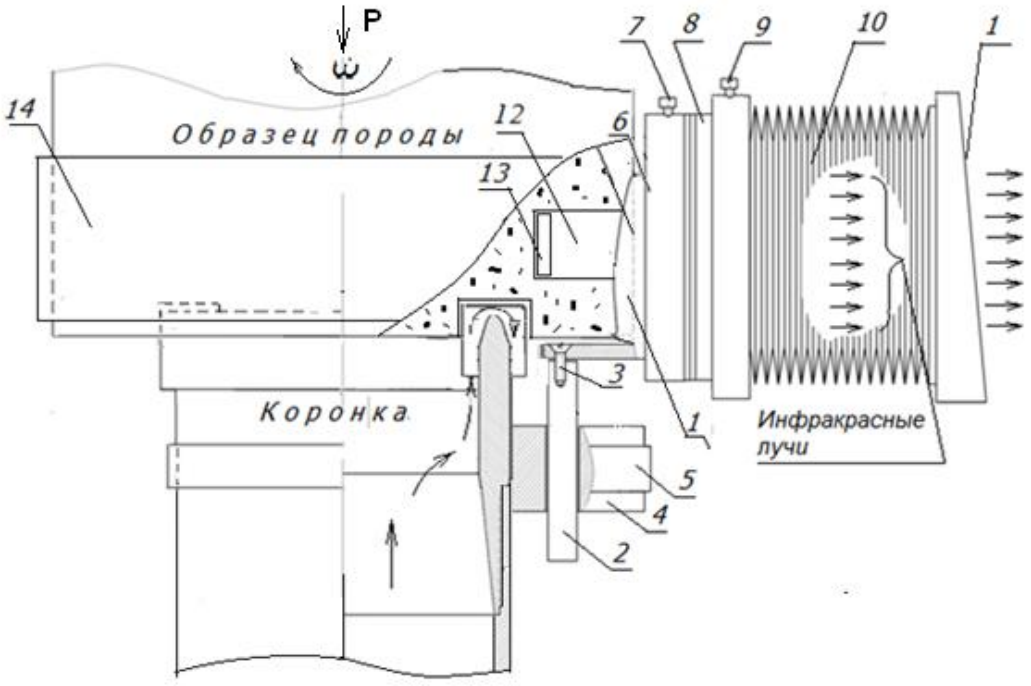


Рис. 3. Устройство герметизации пути распространения инфракрасного излучения.

В процессе бурения забой скважины является линейно перемещающейся и одновременно вращающейся контактной зоной, поэтому на стенде элементы герметизации по контуру забоя должны не препятствовать углублению забоя и вращению образца породы. Кроме того необходимо учитывать угловое перемещение коронки, вызванное установкой моментомера, вследствие этого стенки канала визуализации выполнены в виде гофра.

Для предотвращения поступленияводы и пара гофрированный канал соединен одним концом с корпусом коронки и плотно примыкает к вращающемуся кернодержателю, герметизируя пространство этого канала

по линиям контакта с коронкой и кернодержателем, а другим концом – с корпусом водо-паросборника. При этом для лучшей герметизации могут быть применены различные средства уплотнения и герметизации. Выполнение наблюдательного канала гофрированным дает возможность деформироваться ему в определенном диапазоне за движущейся в вертикальном направлении зоной наблюдения. Предлагаемое устройство наблюдения монтируется на корпус коронки съемным, что позволяет проводить наблюдения на разных участках коронки.

Таким образом, устройство для наблюдения, фото- и теплосъемки процесса терморезания на экспериментальном стенде спроектировано из трех узлов: канала наблюдения, герметизатора и узла поступательного перемещения и крепления (рис. 3).

Устройство крепится на корпус коронки и содержит: 1 – герметизатор; 2 – ползун; 3 – винт крепежный; 4 - направляющая; 5 – хомут; 6– кольцо с внутренней резьбой; 7 - винт крепления кольца 6; 8 - кольцо снаружной резьбой; 9 - винт крепления кольца 8; 10 – канал наблюдения гофрированный; 11 – окно наблюдения.В буримом керне породы выполнено выемка в виде сектора 12 глубиной достаточной для визуализациикоронки,углубленной в породу во время бурения. Ширина выемки зависит от диаметра коронки и количества резцов на коронке. Чтобы при вращении образца в углубление 12 не попадали вода и пар от коронки на дно углубления вставлена перегородка 13 из прозрачного для инфракрасных лучей (8-14 мк) материала. Кроме того по наружному диаметру керн обхвачен поясом 14 с уплотнением для предотвращения поступления влаги и пыли в зону наблюдения.

Следует заметить, что герметизирующая часть устройства выполнена съемной и для каждой коронки и кернодержателя изготавливается отдельно.

Литература:

1. Вавилов В.П. Инфракрасная термография и тепловой контроль. – 2 – е изд. Доп. – М.: Изд. дом «Спектр», 2013. – 554 с.

2. Габбасов, Б.М. Обоснование рациональных режимов работы канатно-алмазных пил при добыче природного камня в зимних условиях: автореф. дис. канд. техн. наук: 25.00.22 / Габбасов Булат Маратович. – Екатеринбург, 2008. – 14 с.
3. Титаев, В.А. Методические рекомендации по комплексному теплотехническому обследованию наружных ограждающих конструкций с применением тепловизионной техники / В.А. Титаев, Ю.Д. Сосин, В.Н. Лавров. М: 2010. 10с.

МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Федорова Л.Л.
Институт горного дела Севера им.Н.В.Черского СО РАН, г. Якутск

В последние годы в комплекс геофизических методов, используемых при решении широкого спектра задач, связанных с исследованием верхней части геологического разреза, все чаще привлекают метод георадиолокации. Достоинствами метода георадиолокации являются высокая производительность и разрешающая способность, как в плане, так и по разрезу, возможность работы в любых условиях.

Высокая эффективность применения георадиолокационного метода может быть достигнута лишь при наличии адекватной поставленным задачам физико-геологической модели среды (ФГМ). Опыт применения георадиолокации показывает, что в целом возможности метода позволяют получать удовлетворительные результаты при представлении изучаемого объекта в виде среды горизонтально-слоистой структуры и с включением единичных локальных неоднородностей, поперечное сечение которых соизмеримо с длиной волны в среде. При этом используются многократно опробованная технология со стандартными процедурами обработки, в основном использующие кинематическую модель среды.

Нами рассмотрены возможности обработки и интерпретации георадиолокационных данных при решении инженерно-геологических задач в сложных ситуациях, когда свойства, геометрия, состояние исследуемой среды, условия проведения измерений таковы, что получение удовлетворительного результата затруднено, при использовании стандартной технологии обработки.

Наличие сильных низкочастотных помех и маскировки сигналов, отраженных от границ, перекрытых электропроводящим слоем (например, сезонно-талый слой) затрудняет выделение границ маломощных продуктивных слоев. Для решения подобных задач разработана методика обработки, основанная на комплексном анализе трехмерных вейвлет-спектров георадиолокационных сигналов и данных бурения параметрических скважин, которая позволяет оперативно, малозатратно и с достаточной точностью выявлять границы слоистых сред, что имеет важное значение при выборе рациональных технологических решений отработки месторождений.

Экспериментальными георадиолокационными зондированиями на россыпных месторождения алмазов установлено, что источником геофизических аномалий, которые характеризуются хаотичным распределением осей синфазности сигналов, является нарушенность коренных пород. Для картирования этих зон в качестве поискового критерия предложено использовать наибольшее значение дисперсии георадиолокационного сигнала по профилю в определенном временном окне. Использование этого подхода при комплексной обработке данных дипольного электромагнитного профилирования и георадиолокации позволило уточнить границы контура россыпи и определить зоны повышенной концентрации полезного ископаемого на месторождении р.Маят, подтвержденные геологическим опробованием.

Анализ физико-геологической модели россыпного месторождения золота в условиях дражной разработки показывает, что наличие водных объектов существенно влияет на результаты георадиолокации. Так, например, время задержки сигналов от кровли коренных пород на участке русла реки увеличивается ввиду замедления скорости распространения

электромагнитной волны в воде. В результате, обработка данных в горизонтальном временном интервале безуспешна для выявления границ плотика. А предварительное преобразование данных для корректировки времени задержки вносит искажения в амплитудные значения исходных данных, делая их анализ неэффективным. Ледяной покров также вносит много помех в виде кратных сигналов-переотражений, ввиду сильной диэлектрической контрастности границы «лед-вода». Для анализа таких сложных данных рассмотрены возможности использования характеристик фазового спектра сигналов.

На основе рассмотренных ФГМ разработано программно-методическое обеспечение георадиолокационных исследований россыпных месторождений полезных ископаемых, позволяющее автоматизировать процесс обработки данных, обеспечивающее трехмерное отображение структурных неоднородностей массива, в т.ч. геотехнологических кластеров, при зондированиях произвольными профилями или неупорядоченными точками измерений, координаты которых определяются системой глобального позиционирования или маркшейдерской съемкой.

Апробация разработанного методического обеспечения проведена при изучении строения массива горных пород на россыпном месторождении золота Якутии (Нерюнгринский район). Основная цель исследований на месторождении «Муравьевский» участка $Л0^{П}$ – прослеживание плотика на участках с недостающей геологической информацией. План георадиолокационных профилей показан на рис.1а. На рис.1б представлена карта глубины кровли коренных пород исследуемого участка по результатам измерений георадиолокатором ОКО-2 «АБДЛ-Тритон-100». Сравнение полученных данных георадиолокации с разрезом геологической линии $Л0^{П}$ показало весьма представительную их взаимную корреляцию. Георадиолокационными измерениями выделены все основные границы геологического разреза: на глубине 1,2 – 2,0 м прослежена граница торф – галечно-песчаные отложения. Плотик по буровой линии определен на глубине 4,5– 7,0 м. Граница, выделенная по глубине 2,3 – 6,2 м, определяется как разделение пород с различным гранулометрическим и

литологическим составом, со средней мощностью 0,6 м и представляет собой часть песков с наибольшим содержанием полезного ископаемого. По данным последующего заверочного бурения погрешность результатов георадиолокации составило менее 10 %.

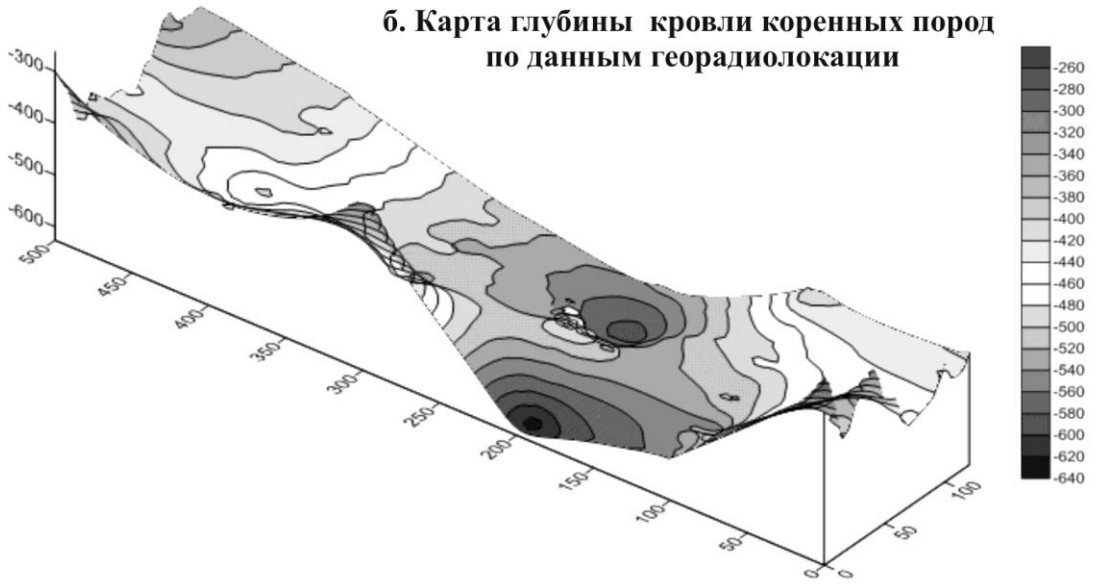


Рис. 1. Результат георадиолокационных исследований на участке $Л0^{П}$ месторождения «Муравьевский» (Нерюнгринский район, Якутия)

Разработанное методическое и алгоритмическое обеспечение георадиолокации, состоящее из: рекомендаций по выполнению полевых работ; алгоритмов и программ обработки данных зондирований с элементами спутниковой системы навигации GPS, алгоритма визуализации

георадиолокационных данных в виде графиков, 2-х и 3-хмерных карт распределения отражающих границ и зон неоднородностей позволяет решать разнообразные задачи, в которых изучаемые объекты и вмещающая среда являются пространственно существенно неоднородными. Накопленные фактические результаты внедрения разработанного методического обеспечения георадиолокационных исследований доказывают его эффективность при картировании пространственного распределения россыпных месторождений криолитозоны и появляется возможность оптимизировать объемы геологического опробования и технологию отработки месторождений, посредством селективной выемки продуктивных песков.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ МАЛО-ТАРЫНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Фридовский В.Ю., Еременко Г.Н.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Рудные зоны и тесно связанные с ними кварцево-жильные тела Мало-Тарынского рудного поля (МТРП) пространственно приурочены к тектоническим нарушениям запад-северо-западной и реже субширотной и северо-восточной ориентировки [1, 2]. Первые являются составными частями Адыча-Тарынской, вторые Мырсинской зон разрывов. Ведущим разрывным нарушением МТРП, определяющим особенности его геологического строения и размещения оруденения является Мало-Тарынский разлом. Он представлен совокупностью зон дробления и трещиноватости северо-западного, субширотного, субмеридионального простирания с жильно-прожилковой золото-кварцевой минерализацией. В крыльях Мало-Тарынского разлома простирание пород существенно различается. В северо-восточном крыле оно север-северо-западное и

субмеридиональное, а в юго-западном – изменяется от северо-западного до субширотного, что характерно для левосторонних перемещений. Сходный региональный изгиб слоев известен к северу от Тарынского рудного узла (ТРУ) в пределах Туора-Тасского рудного поля, где закартировано северо-восточное простирание пород. Наличие гранодиорит-гранитных массивов (Самырский, Курдатский) в северо-западной части рудного поля отличает его от других рудных объектов ТРУ. Магматические образования установлены в бассейнах руч. Красивый, Улахан-Юрюе, Зеленый. Известны мелкие дайкообразные тела андезитовых, диоритовых порфиритов позднеюрского возраста. Дайки имеют северо-западную, северо-восточную и субширотную ориентировки. Их протяженность составляет 20-130м, мощность 0,1-3м.

В статье рассматриваются результаты анализа тектонических деформаций МТРП, выполненного на участках Зеленый, Голубичный, Эгелях, Маскыл, Кус-Юрюе и представляющие различные сегменты рудоконтролирующей зоны.

Участок Зеленый охватывает долину и водораздельные части одноименного ручья, в западном крыле Мало-Тарынской синклинали, осложненной складками высоких порядков. Рудовмещающие структуры представлены зонами интенсивного смятия и дробления, с будинами золото-кварцевых тел и вмещающих пород. Они пересекают участок в северо-северо-западном направлении субсогласно складчатым структурам. Устанавливаются фрагменты складок северо-северо-западного простирания. Полюса слоистости образуют пояс вдоль дуги большого круга, что характерно для цилиндрических складок. Складки имеют близгоризонтальные шарниры северо-северо-западной ориентировки. Со складками ассоциирует трещинный кливаж осевой поверхности, наиболее интенсивный в алевролитах и затухающий в грубозернистых разностях пород. В зонах разрывных нарушений кливаж деформируется в складки F2 в целом конформные F1. Можно предлагать, что такие же деформации испытывала слоистость. Рудное тело участка Зеленый представлено протяженной зоной дробления с золото-кварцевой минерализацией жильно-прожилкового типа. Зона имеет преимущественно соскладчатое

простирание, изменяющееся от близмеридионального в южной части участка до северо-западного (330°). Статистический анализ залегания кварцевых жил и прожилков показал, что их формирование тесно связано с надвиговыми движениями по межпластовым и продольно секущим разрывным нарушениям. По этой причине жилы и прожилки образуют системы закономерно расположенные относительно отмеченных структурных элементов. Одна группа систем жил независимо от их простирания перпендикулярна слоистости S_o и рудоконтролирующему разлому S. Другая группа – в целом простирается в соответствии с S_o и S, но падают под различными углами к востоку и западу. В плотике руч. Зеленый зона выражена чередующимися дайкой андезитовых порфиритов, пластами песчаников, согласными и секущими кварцевыми жилами и прожилками, разделенными зонами милонитизации. Компетентные составляющие разреза будинированы, разлинзованы, интенсивно переработаны и несут следы разнонаправленных как горизонтальных, так и вертикальных движений. Контакты зоны четкие, притертые: западный - субвертикальный Аз. пад. 200∠85°, восточный – Аз.пад. 68∠84°.

Участок Голубичный в структурном плане представляет крыло крупной синклинальной складки. В алевролитах интенсивно развит кливаж близмеридионального простирания, с крутым наклоном поверхностей к югу-западу и востоку. Обычно он сквозной секущий, но в местах грубого переслаивания пород отмечается кливаж согласный слоистости. Нередко кливаж образует линзующиеся формы с толщиной литонов до 1-2 см. Многоэтапные дислокации прослеживаются по деформациям кливажа, бороздам скольжения, брекчированию пород и другим структурным признакам. Развиты несколько разновозрастных систем трещин. При реконструкции палеотектонических полей напряжения установлены два этапа деформаций. Для надвигового этапа D1 рассчитанное поле напряжений: σ_3 – 84 ∠ 15; σ_2 –174 ∠ 6; σ_1 – 292 ∠ 72. Для наложенного сдвигового этапа ориентировка главных осей напряжения следующая: σ_3 – 286 ∠ 22; σ_2 – 62 ∠ 60; σ_1 – 188 ∠ 20 . В плотике ручья вскрывается минерализованная зона дробления, пространственное положение которой изменяется от согласной до секущей слоистость под небольшим углом. Она

протягивается в близмеридиональном направлении. По-видимому, она является составляющей тылового надвига проходящего в устье руч. Голубичный. Гидротермальные образования представлены кварц-карбонатными жилами, прожилками и штокверкоподобными зонами, главным образом, в песчанистых разностях пород. Межслоевые прожилки, мощностью от мм до первых сантиметров, обычно полосчатой текстуры расположены в песчаных прослоях или на границе с алевролитами. В более мощных слоях песчаников образуются брекчии кварца с крустификационной текстурой и штокверкоподобные зоны окварцевания. Маломощные кварц-карбонатные и кварцевые прожилки (иногда с пиритовой минерализацией) секут слоистость под различными углами.

На участке Эгелях наблюдаются интенсивные неоднакратные тектонические деформациии, разнонаправленные борозды скольжения. В среднем течении ручья Эгелях картируется зона разлома мощностью до 0,5 м, сложенная окварцованными милонитами. Она залегает субсогласно породам лежачего крыла. Породы висячего крыла смяты в сжатую складку F_{3-4} с шарниром круто погружающимся на северо-восток (Аз. погр. 15^0 $\angle$ 65). Аналогичные складки, сопровождающие формирование сурьмяного оруденения установлены в зоне Центральная месторождения Малтан и на месторождении Малютка Дора-Пильского рудного поля [3]. Как правило, они развиваются локально в крыльях продольных разрывных нарушений. Необходимо обратить внимание также на то, что простирание пород в 1.0-1.5 м к востоку от зоны разлома сменяется на северо-западное – согласно Адыча-Тарынскому разлому. Учитывая отмеченное можно заключить, что региональный изгиб пород, известный в МТРП – шевронного типа и также связан с поздними региональными сдвиговыми движениями, которые проявляются широко распространенными горизонтальными бороздами скольжения на плоскостях слоистости пород, особенно разной компетентности.

Особенностью геологического строения участка Маскыл являются кососекущие взаимоотношения слоистости и кливажа разлома. Тонкоплитчатый сквозной кливаж развит преимущественно среди алевролитов, толщина кливажных литонов до первых сантиметров.

Простирание кливажа меридиональное, падение почти вертикальное крутое (S_1 $272^0 \angle 87\text{-}80^0$). Слоистость на участке залегает моноклинально с генеральной вергентностью к юго-западу (S_0 $40\text{-}35^0 \angle 65\text{-}64^0$) в соответствии с положением крыла Мало-Тарынской синклинали. Отмеченные взаимоотношения кливажа и слоистости характерны для крыльев складчатых структур, где простирание пород отклоняется от основного в связи с расширением мульды складки. На сорванных контактах кварцевых прожилков наблюдаются разновозрастные сдвиговые зеркала и борозды скольжения. Со сдвиговыми деформациями связано формирование малоамплитудных складок с шарнирами погружающимися к северо-востоку. Так же как и на других участках Мало-Тарынского рудного поля в компетентных слоях широко развиты внутрипластовые безрудные кварц-карбонатные прожилково-жильные зоны. Они связаны с межпластовым проскальзыванием пород на границах песчаников и алевролитов, как в процессе складкообразования, так и при наложенных сдвиговых перемещениях.

Простирание пород участка Кюс-Юрюе меняется от северо-западного до близмеридионального (Аз. пад. $50\text{-}90^0$ угол $46\text{-}61^0$) в соответствии со структурами регионального изгиба пород. В верховьях руч. Кюс-Юрюе развиты несколько систем разновозрастных жил. В переслаивающихся пачках песчаников и алевролитов под углом к залеганию пород распространены две системы одновозрастных жил молочно-белого кварца. Первая система падает к западу и северо-западу, вторая к югу под умеренно крутыми углами. Установлены поздние прожилки кварц-карбонатного состава пересекающие близмеридиональные жилы. Все системы сформированы в надвиговый этап D1 при следующей ориентировки палеотектонических осей напряжений: ось максимальных сжимающих напряжений полого погружается на северо-восток (Аз. погр. $46^0 \angle 15^0$), ось максимальных растягивающих напряжений круто погружается на юго-запад (Аз. погр. $246^0 \angle 77^0$), промежуточная – полого погружается на юго-восток (Аз. погр. $136^0 \angle 8^0$). Вектор смещения под углом 60^0 погружается на северо-восток, угол склонения 60^0. Секущие системы кварцевых жил представляют косые рампы надвигов северо-

западного простирания секущие слоистость и кливаж. По ним предполагаются локальные сдвиговые перемещения.

Литература:

1. Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., Сидоров А.А. Тарынское месторождение жильно-вкрапленных руд – новый тип золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии. ДАН. – 2004. Т. 397. – С. 363-368.
2. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н. Длительно развивающиеся разломные зоны Тарынского рудного узла и обстановки локализации оруденения. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Якутск: Издательский дом СВФУ. – 2013. – Том II. С.246-252.
3. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. – 2012. –№ 5. – С. 7-22.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ АПОКАРБОНАТНЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА

Цой В.Д., Королева И.В.
ГП "НИИМР" Госкомгеологии РУз, г. Ташкент

В настоящее время в Узбекистане золото в карбонатных породах известно на месторождениях Рабинджан, Синтаб, Булуткан, Барханный, Северный Таушан, Акба, Аката, Широтный, Алмалыкском рудном районе и др. Кроме того, в Карамазаре известны золото-серебряные объекты, связанные с окремненными карбонатными породами, расположенные в виде линз, обломков, тектонических пакетов, пластин, блоков среди вулканогенных пород (Надак, Чарби, Школьное, Кызыл-чеку, Апрелевка, Тулусай, Учкыз и др.).

Следует отметить, что для локализации золотого оруденения необходимым является окремнение карбонатных пород и наличие сульфидной минерализации. Этот тип золотого оруденения назван нами

«апокарбонатный», т.е. золотое оруденение формировалось в результате воздействия существенно силикатных гидротермальных растворов на карбонатные породы.

В разрезе терригенных толщ месторождений Мурунтау, Даугызтау, Кокпатас установлены апокарбонатные прослои, линзы окремненных пород, содержащие золото. Послойные кварцы, имеющиеся на месторождениях Мурунтау, Даугызтау скорее всего являются апокарбонатными образованиями. Золотоносность последних зависит от степени окремнения. Интенсивно окремненные доломиты, известняки, как правило, несут золотое оруденение. Менее окремненные карбонатные породы, когда различим их первоначальный состав, содержат от нуля до десятых долей г/т золота.

Схема формирования апокарбонатного золотого оруденения показана на рисунке 1.

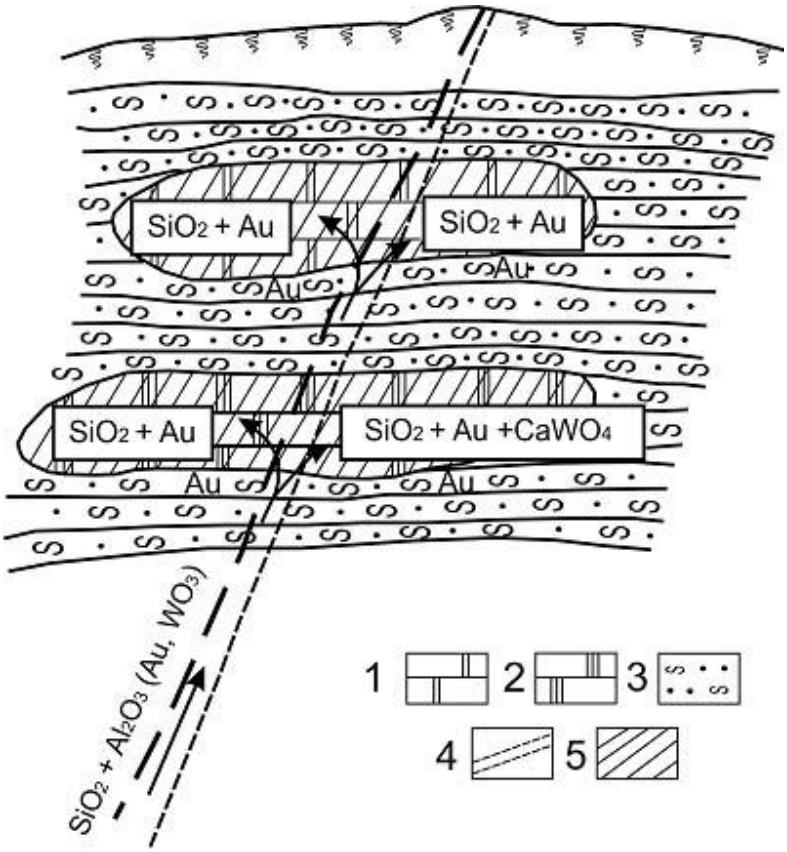


Рис. 1. Схема формирования апокарбонатного золотого оруденения в Центральных Кызылкумах. 1-доломиты, 2-кварциты, 3- терригенные породы, 4-рудоподводящий разлом, 5- рудные тела.

В результате исследований получены данные о золотоносности карбонатных пород всех вышеперечисленных объектов. Так, на участке Барханный рудные тела представлены окисленными золотосодержащими рудами золото-сульфидно-кварцевой формации. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, вкрапленные, брекчиевидные, метасоматически-пятнистые, массивные. Структура мелко и тонкозернистая.

Рудные тела расположены в различной степени измененных известняках с примесью доломита, в метаалевролитах углисто-серицит-кварцевого состава. Содержание пирита не превышает 0,1-0,5%, редко достигая 7,7%. Наряду с пиритом отмечены арсенопирит, халькопирит и пирротин. На месторождении выделены шесть природных типов руд. (ПТР). Из них наиболее золотоносными являются второй - метасоматически окварцованные известняки (содержания золота от 0,0n до 1,46 г/т, серебра - до 23,2 г/т); третий – кварцевожильный (содержание золота в данном типе от 0 до 0,96 г/т (ср. 0,39 г/т), серебра - от 0 до 6,4 г/т (ср. 1,75 г/т); четвертый - скородит-ярозит-кварцевый (содержания золота - 3,1-17,5 г/т (ср. 7,76 г/т), серебра 0,0-48,7 г/т (ср. 8,1 г/т) и пятый - гетит-гематитовый (содержания золота 0,0-0,95 г/т; серебра 0,8-4,7 г/т).

В первом ПТР при небольших содержаниях, самородное золото встречено в 7 аншлифах в количестве от 1 до более 120 знаков. Размер золотин от <0,001 до 0,015 мм. Цвет от светло до тёмно-желтого. Золотины отмечены в кальците и в тонких просечках кварца, встречаются сростки золота с гетитом. Из элементов - примесей присутствуют (%): медь <0,001-0,001; никель <0,001-0,02; кобальт до 0,001; молибден <0,001; редко мышьяк 0-0,1 и свинец до 0,004.

Во втором ПТР самородное золото встречается довольно часто при сравнительно низких его содержаниях в руде. Золотины приурочены к кварцу, окисленному пириту. Цвет от светло- до темно-жёлтого, размер <0,001-0,006 мм, редко до 0,01 мм. Отмечаются сростки с акантитом, электрумом, форма сечений золотин самая разнообразная. Из элементов-примесей отмечаются (%): мышьяк 0,01-0,1; медь 0,001-0,006; свинец 0-0,01; никель <0,001-0,01; кобальт 0,001-0,006; редко свинец 0,01-0,03; серебро <0,001-0,001; сурьма 0,1%; цинк 0,03; олово 0,001-0,01.

В третьем ПТР самородное золото отмечается в количестве более 300 знаков. Размер золотин 0,001-0,005 мм, редко до 0,05 мм. Цвет светло - и темно-жёлтый. Характерны “облачные” скопления золотин, с размером последних значительно меньше 0,001 мм. Из элементов-примесей присутствуют (%): медь - 0,001->1; спорадически свинец - 0,001-0,006; сурьма - 0,01 - 0,02; олово - до 0,04; никель -<0,001-0,008; висмут - до 0,06; серебро - до 0,002; мышьяк - 0,04->1; цинк - до 0,004.

В четвертом ПТР самородное золото отмечено в виде знаков размером 0,001 - 0,02 мм, приуроченных к межзерновому пространству в кварце, окисленным сульфидам, скоплениям ярозита, скородита. Цвет светло и темно-желтый. Форма выделений - ксеноморфная. Элементы-примеси следующие (%): медь <0,001-0,01; свинец - 0,003-0,2; мышьяк - 0,04-0,6; цинк - 0,006-0,03; олово 0,01-0,04; никель 0,002-0,004; молибден - 0,001-0,03; фосфор 0,0 - 0,3. Данный тип руд является основным продуктивным на этом объекте.

В пятом ПТР самородное золото установлено в количестве 17 знаков, размер 0,001-0,02 мм, цвет от светло- до темно-жёлтого. Из элементов-примесей установлены следующие (%): никель <0,001-0,03; медь 0,002-0,1; свинец 0,003-0,06; серебро - 0,002-0,003; сурьма 0,1-0,4; висмут <0,001-0,006; мышьяк до 0,04-0,3; цинк- 0,006-0,04; олово 0,01-0,04; кобальт 0,001-0,003.

Перспективным на апокарбонатное золотое оруденение является Окжетпесский район, где выделены ряд участков: Сардор, вторая, девятая зоны. Золоторудная зона № 2 имеет общее северо-западное простирание и примыкает с юга к Главной рудной зоне серебряного месторождения Окжетпес. Зона локализуется в известняках D_2 - C_1, имеет крутое (60 – 70^o) падение на юго-запад, мощность около 20м и прослеживается в южном направлении на протяженности 1000м.

Повышенное содержание золота установлено практически во всех породах составляющих зону, хотя чаще всего приурочены к кварцевым жилам и висячим бокам этих жил. Жилы содержат убогую сульфидную минерализацию, представленную в основном вкраплениями окисленного пирита и единичными кристаллами арсенопирита и галенита. Золото

отмечается в виде пленок в тонких трещинах, на стенках пустот выщелачивания пирита или в лимоните, образующих псевдоморфозы по пириту.

Самородное золото присутствует в переменных количествах от единичных знаков до нескольких десятков или даже сотен золотин. Количество встреченных золотин, поддающихся подсчету, составляет 710 знаков. Из этого количества 12% приходится на гидрооксиды железа и сульфаты железа, 26% находятся в карбонатах, а 37 в кварце. Размер золотин варьирует от 0,001 мм до 0,05 мм. Все золото относится к категории тонкодисперсного (<0,001 мм) и мелкого (0,001-0,007 мм). Около 2% золотин достигает размера 0,01-0,05 мм. Часто, совместно с золотом отмечается арсенопирит, скородит, тетраэдрит, акантит, электрум.

Таким образом, апокарбонатный тип золотого оруденения является перспективным в Узбекистане.

ОПАСНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) В СВЯЗИ С ПОТЕПЛЕНИЕМ КЛИМАТА

Чжан Т.Р., Самырова А.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одной из важнейших научных проблем конца XX и начала XXI веков является потепление климата. Так, например, в XX веке среднегодовая температура воздуха в среднем на планете повысилась на 0,7°С, а в Якутске на 0,8÷0,9°С. Что значат эти десятые доли градуса по сравнению с разбросом температур зимой -50 °С и летом +30 °С в Якутске и какова критическая температура глобального потепления? По мнению директора Института глобального климата и экологии РАН и Росгидромета, вице-председателя Межправительственной группы

экспертов по изменению климата Ю.А. Израэля, глобальное потепление к 2050 году может приблизиться к критическому уровню: «Согласно расчетам, необратимые последствия на планете, в частности, учащение экстремальных погодных явлений, таяние вечной мерзлоты, дефицит водных ресурсов и снижение качества воды, произойдут, если повышение глобальной температуры на планете достигнет двух градусов Цельсия». Таким образом, до достижения глобальной температуры уровня критической не хватает еще около 1°С [1].

Существуют различные цифры, характеризующие уровень и темпы потепления климата, однако происходящие на земле климатические и геологические процессы позволяют построить, во всяком случае, на качественном уровне, цепочки событий, видимых ныне невооруженным глазом.

Возрастание температуры океанических вод и соответственно увеличениеиспарения усилит интенсивность кругооборота воды в природе. При этом усиление контрастности температуры океанических вод, нарушение сложившегося соотношения плотности и минерализации воды может привести к увеличению скорости и изменению направлений морских течений. Произойдет учащение и усиление штормов, ураганов, тайфунов, других катастрофических ветровых процессов с одновременным возрастанием величины влагопереноса с океана на континенты.

Увеличение количества осадков в горах в виде снега приведет к возрастанию лавинной опасности, а перенасыщение водой элювиального и делювиального материала вызовет усиление эрозионных процессов, в том числе катастрофических оползней, солифлюкционных и селевых потоков, и, как следствие, это может провоцировать повышение сейсмичности горных регионов.

В равнинной части и в предгорных регионах можно ожидать усиление весенних паводков и наводнений. Они будут более мощными по высоте подъема вод, и длительными по времени.

На территории мерзлой зоны возможно увеличение мощности слоя сезонного промерзания-протаивания, таяние подземных льдов, разрушение поверхности равнинных мерзлотных ландшафтов, на фоне общего ее

понижения. Осложнение условий эксплуатации зданий и сооружений, построенных по принципу сохранения мерзлоты в основании фундаментов. Также следует ожидать усиление динамики опасных криогенных процессов (оползни, сплывы, обвалы, солифлюкция, термоэрозия, термокарст и др.) особенно на склонах водоразделов несущих чехол из рыхлых четвертичных делювиально-коллювиальных отложений, как и на бортах речных долин имеющих значительные уклоны.

Следует также ожидать увеличения количества и объемов гидрогенных и гидрогеогенных таликов (сквозных и несквозных) и улучшение условий питания и разгрузки подземных вод. Многодебитные источники, питающие крупные наледи будут давать больший транзитный подрусловой и поверхностный сток, что приведет к рассредоточению крупных наледей и формированию новых небольших наледей. Увеличение глубины летнего протаивания и количества несквозных таликов приведет к возникновению новых небольших наледей грунтовых вод. Повышение высоты снеговой линии, следовательно, границы питания ледников и освобождение от ледникового льда и снежников значительных площадей в верховьях долин и на водоразделах приведет в горах к увеличению площадей водосборов поверхностных и подземных вод, что в свою очередь в условиях роста увлажненности приведет к усилению динамики опасных гидрологических процессов[2].

В ближайшие десятилетия в связи с достижением температуры приземного воздуха значений благоприятных для развития наледей следует ожидать усиления процессов наледеобразования, особенно в малоснежные годы. Это может привести к гибели деревьев в наледных долинах рек, изменению гидрологического режима рек, усилению негативного воздействия наледей на инженерные сооружения (железные и автомобильные дороги и мосты, линии электропередач и т.д.).

В результате повышения температуры воздуха и снижения количества осадков вероятно ужесточение лесных пожаров и соответствующая смена континентальных ландшафтов с усилением тенденции их дальнейшего опустынивания.

В прибрежных областях РС(Я) произойдет усиление морской

абразии.

Все обозначенные выше природные процессы вызовут увеличение катастрофических явлений в инфраструктуре линейных сооружений, гражданских и промышленных объектах, вследствие активизации инженерно-геологических процессов и других природных катаклизмов.

Конечно, невозможно предотвратить процессы планетарного масштаба, но можно на региональном уровне подготовить территорию к природным катаклизмам для того, чтобы минимизировать материальный и соответственно экономический и социальный ущерб. Это, в свою очередь, требует разработки научной концепции по инженерной и социальной защите территории Республики Саха (Якутия) в связи с потеплением климата. Данный проект может быть направлен на решение следующих вопросов:

– определение сценариев потепления климата на основе данных палеореконструкций и инструментальных наблюдений;

– выявление отклика природных комплексов на потепление климата (паводковая опасность, лесные пожары, криогенные процессы, геологические процессы, социальные процессы, сельскохозяйственные, почвенные и другие);

– районирование территории по устойчивости к влиянию развивающихся процессов, связанных с потеплением климата;

– разработка концепций и рекомендаций по инженерной и социальной защите территории Республики Саха (Якутия).

Реализация проекта позволит определить приоритетные задачи для подготовки территории и экономики к защите от негативных и катастрофических проявлений природной стихии в связи с потеплением климата.

Литература:

1. Будыко М.И., Израэль Ю.А., Яншин А.Л. Глобальное потепление и его последствия // Метеорология и гидрогеология, №12, 1991. – С. 5 – 10.

2. Поморцев О.А., Гудков А.Ю., Поморцев В.А., Петрова М.В. Изменение климата и инженерно-геологические проблемы на трассе Якутск-Магадан (Южное Верхоянье) // Разведка и охрана недр. – 2013. – №12. – С. 70 – 75

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ Ag-Au-Hg ТВЁРДЫХ РАСТВОРОВ В ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССАХ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮЧЮС)

Чудненко К.В.[1], Пальянова Г.А.[2], Анисимова Г.С.[3], Москвитин С.Г.[4]

1 – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск;

2 – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск;

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

4 – Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, г. Якутск

Месторождение Кючюс было выбрано в качестве объекта для разработки моделей формирования самородного золота разного состава, в том числе и ртутистого. Физико-химическое моделирование выполнено с использованием программного комплекса «Selektor-C». Моделирование проводилось для 22-элементной системы C-Na-Mg-Mn-Al-Si-S-Cl-K-Ca-Fe-Cu-Zn-As-Ag-Sb-Au-Hg-Pb-Ti-H-O при температуре 25-300°C и давлении 1-200 бар. Моделируемая система предусматривала участие 88 возможных минералов, водного раствора с 173 простыми и сложными ионами и молекулами и газового раствора, состоящего из 52 компонентов. При моделировании мы учитывали, что для месторождения Кючюс характерны четыре Au-носные стадии (три гипогенные и одна гипергенная), отличающиеся изменчивостью параметров оруденения, набором минеральных ассоциаций и уровнем золотоносности. Ранней и поздней гипогенным стадиям отвечают соответствующие формационные типы оруденения: малосульфидная Au-кварцевая и Au-антимонит-киноварно-кварцевая формации [1,2].

Нами предлагается следующий сценарий формирования рудных ассоциаций месторождения Кючюс, схематично показанный на рис. 1:

1. Кислый сульфидно-хлоридно-углекислый гидротермальный раствор взят в качестве исходного модельного, согласно термобарогеохимическим данным ртутных месторождений [3,4]. Концентрации рудных и сопутствующих элементов заданы, исходя из их средних содержаний в рудах данного месторождения. Содержания

благородных металлов соответствуют разным типам золотого оруденения месторождения Кючюс.

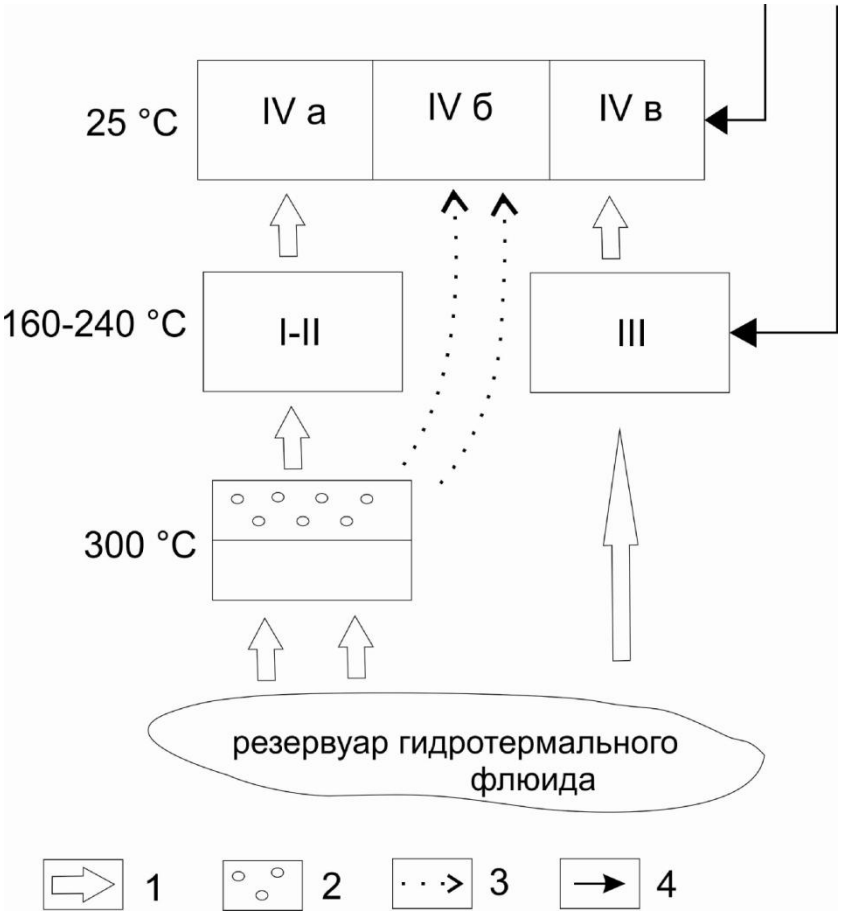


Рис. 1. Схема моделирования этапов формирования месторождения Кючюс. I-III – стадии гипогенного рудообразования, IVа, IVб, IVв – различные сценарии гипергенного минералообразования. 1 – восходящий флюид; 2 – газовая фаза, образующаяся в процессе кипения; 3 – восходящий поток летучих компонентов; 4 – метеорные воды.

2. На первых этапах формирования месторождения происходит частичное вскипание гидротермального раствора или эволюция восходящего флюида, сопровождающиеся фракционированием основной части Hg в газовую фазу, при этом значительное количество As и Sb остается в оставшейся жидкой фазе [5]. Образовавшаяся газовая фаза имеет значительно более высокую степень миграции, и она по проводящим каналам возгоняется в более высокие горизонты. Оставшийся без значимых количеств Hg гидротермальный раствор является источником

формирования первой (пирит-арсенопиритовой) и второй (кварц-антимонитовой) стадий оруденения, включающих Au ранних генераций (I и II);

3. На следующей стадии развития рудообразующего процесса, когда кипение гидротермального раствора заканчивается, с вмещающими породами взаимодействует эволюционирующий гидротермальный раствор, содержащий остатки летучих, в том числе и Hg. Этот процесс минералообразования соответствует золото-сульфоантимонитовому этапу, на котором происходит образование ртутистого золота (III генерация);

4. При переходе к гипергенной стадии за счет резкого сброса температуры и давления реализуется последняя стадия процесса рудообразования. Здесь могут быть смоделированы три варианта: в качестве несущего агента выступает гидротермальный раствор, провзаимодействовавший с породами при формировании руды на I-II и III стадиях, в разных пропорциях смешанный с метеорными водами (IVa и IVc), и воздействие на вмещающие породы оказывают газовые эманации, отделившиеся от входного флюида в процессе кипения гидротермального раствора (IVb).

В моделировании использованы два вида гидротермальных растворов, отличающихся характерным для основных типов самородного золота на месторождении отношением Au и Ag, равным ~10:1 (no. 1) и ~2:1 (no. 2). Принципиально данный механизм может быть задействован при любых внешних источниках, включая мантийный субстрат, коровые расплавы или горные породы.

Моделирование начальных стадий формирования месторождения проведено исходя из сценария взаимодействия с вмещающими породами, представленными алевролитами, гидротермального раствора, оставшегося после отделения парово-газовой фазы. Минеральная зональность, образующаяся по мере взаимодействия инфильтрационного раствора, определяется разной степенью соотношения порода/вода (r/w). В модели принято постоянное количество исходной породы (алевролита), равное 100 г, и возрастающее количество инфильтрационного раствора. Во фронтальной части движения раствора, где величина r/w максимальна,

исходная порода подвержена незначительным изменениям, которые возрастают по мере поступления следующих порций раствора и достигают существенных значений в тыловой зоне, которым соответствуют минимальные величины r/w: увеличивается количество антимонита, пирита, арсенопирита и уменьшается - кварца, слюды, хлорита. Среди второстепенных минералов присутствуют ангидрит, галенит, рутил, валентинит, сфалерит, теннантит-тетраэдрит. Под воздействием рудообразующего раствора происходит нарастание количества осаждающегося самородного золота, представленного бинарным твердым раствором Ag-Au.

Соотношение r/w 0.05-1 приводит к образованию кварц-карбонат-пиритовой ассоциации, характерной для условий формирования золота *Ia* генерации. Типоморфными признаками золота этой генерации являются низкая пробность, которая в среднем составляет ≈ 610-620 ‰. Золото *Ib* генерации достигает высоких содержаний (первые десятки и сотни г/т) пирите, арсенопирите и определяет промышленную значимость месторождения.

Дальнейшее увеличение поступающего гидротермального раствора, сопровождающееся уменьшением отношения r/w ниже 0.05, приводит к формированию золота *II* генерации, которое концентрируется в стержневых жилах в составе кварц-антимонитовой минеральной ассоциации и характеризуется высокой пробой (960-975‰).

Наибольший интерес в качестве генетических особенностей формирования золотого оруденения на месторождение Кючюс представляет ртутистое золото, соответствующее III генерации. С увеличением r/w возрастает количество диккита и хлорита и сокращается – слюды и пирита. К второстепенным минералам относятся: ангидрит, киноварь, галенит, арсенопирит, рутил, валентинит, антимонит, сфалерит, теннантит-тетраэдрит. Количество ртути в гидротермальном растворе составляет 0.05 – 0.5 mg/kg (H_2O). Показательно, что при формировании ртутистого золота содержание Ag в гидротермальном растворе на порядок превышает содержание Au, однако это не приводит на III стадии к образованию твердых растворов, богатых серебром, что может выступать в

качестве доказательства о термодинамической обоснованности формирования ртутистого золота на месторождении Кючюс.

По мере возрастания воздействия рудообразующего раствора происходит увеличение количества ртути в самородном золоте, причем эта закономерность наиболее ярко проявлена при T> 200°C. Количественные соотношения содержания ртути в ртутистом золоте отвечает максимальным полевым наблюдениям на месторождении Кючюс, достигающим 24.4 мас.%.

Температурный фактор имеет не одинаковое влияние на состав твердого раствора Ag-Au-Hg при разных степенях взаимодействия порода-вода (r/w). Если рост количества ртути в тройном твердом растворе при повышении температуры имеет выраженную тенденцию, то количество Au может как возрастать (r/w = 1), так и уменьшаться (r/w = 0.2). Последняя закономерность связана как раз с опережающим ростом количества ртути в составе Ag-Au-Hg тыловой зоне гидротермального раствора, воздействующего на породу. Количество Ag в составе Ag-Au-Hg твердого раствора не претерпевает значительных изменений.

Нами изучена возможность переотложения ртутистого Au III стадии (r/w = 0.15) в гипергенных условиях и образование Au IV генерации. Моделирование проводилось в рамках проточного реактора, когда на руду, содержащую ртутистое золото, воздействовали метеорными неминерализованными водами, пропуская последовательно 100 порций воды в количествах r/w = 0.01. В восстановительных условиях (Eh < 0) превалируют тройные твердые растворы Au-Ag-Hg, однако при увеличении потока метеорных вод и перехода системы в окислительное состояние, картина качественно меняется: на окислительно-восстановительном барьере наравне с тройным раствором образуется бинарный твердый раствор Au-Ag. При этом происходит трансформация тройного твердого раствора: количество ртути в нем резко уменьшается, что можно рассматривать в качестве одного из возможных сценариев формирования гипергенного золота на месторождении Кючюс.

Результаты проведенных термодинамических модельных расчётов подтвердили установленный эмпирически факт, что в рудах

месторождения Кючюс развиты трехкомпонентные фазы самородного золота Ag-Au-Hg, а также бинарные фазы состава: Au-Ag и Au-Hg. Получено доказательство возможности окисления ртутистого золота в гипергенных условиях с формированием новой генерации гипергенного Au. Разработанные модели могут быть применены к другим объектам, на которых встречаются ртутистые золото и серебро.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО и ДВО РАН (интеграционный проект № 12 и 48).

Литература:

1. Амузинский В.А., Москвитин С.Г., Павлова Л.А. Твердый раствор предельной концентрации ртути в самородном золоте // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. - С. 50-64.
2. Москвитин С.Г. Геология и минералого-геохимические особенности золото-сульфидного месторождения «Кючюс» (Восточная Якутия) // автореф. канд. дисс., Якутск, 1999. 21 с.
3. Оболенский А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Физико-химические модели процессов рудообразования на ртутных месторождениях // Геология и геофизика, 2006, т.47, № 12. С.1344-1359.
4. Naumov E.A, Borovikov A.A., Borisenko A.S., Zadorozhnyi M.V., and Murzin V.V. Physicochemical conditions of formation of epithermal gold-mercury deposits // Russian geology and geophysics. 2002, T. 43, № 12. P. 1055-1064
5. Spycher, N.F., Reed, M.H. Evolution of a broad lands-type epithermal ore fluid along alternative P–T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals // Econ. Geol. 1989, 84, 328–359.

ОКОНТУРИВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ МЕТОДОМ «БУФЕРИЗАЦИИ»

Шахурдина Н.К.
Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Якутск

При выделении границ кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) были разработаны методические приёмы их оконтуривания, с помощью информационных технологий.

В настоящее время нет общепринятых критериев оконтуривания кимберлитовых полей. Под определением «кимберлитовое поле»,как правило, понимается пространственно сближенная группа трубок и даек, достаточно схожих по своим характеристикам. В соответствии с «Геологическим словарем», [1978] *рудное поле* представляет собой небольшую рудоносную площадь с одновременными или близкими по возрасту, генетически связанными между собой сближенными рудными месторождениями и (или) рудными телами, приуроченными к локальным тектоническим элементам, к участкам с благоприятными для оруденения вмещающими породами или генетически связанными с какими-либо телами изверженных пород. Рудные поля являются частями рудных районов, зон или узлов, отделяясь друг от друга безрудными или слабо минерализованными промежутками. Площади рудных полей колеблются от нескольких до 10-20, реже до десятков, км^2. Такое определение *рудное поле* вытекает из работ В.М.Крейтера [1956], А.С.Великого [1961], Е.Т.Шаталова [1963] и других.

Согласно В.А. Милашеву [1979] *кимберлитовое поле* это обособленный участок развития кимберлитов, формирование которых происходило при близких термодинамических (фациальных) и тектонических условиях в узком возрастном диапазоне. Границы поля устанавливаются по положению ограничивающих разломов.

По Ф.Ф. Брахфогелю [1984] под *кимберлитовым полем* понимается пространственно обособленный одновозрастный рой разнофациальных тел

кимберлитовых пород, расположенный в пределах магмопроницаемого участка региональной зоны дробления консолидированной коры и опирающийся на крупный массив щелочно-ультраосновных пород.

А.В. Манаков с соавторами [2000] под термином *кимберлитовое поле* традиционно понимают пространственно сближенную, достаточно схожую по своим характеристикам группу магматических тел. Линейные размеры таких участков колеблются от первых десятков до сотни километров. В иерархии системного подхода кимберлитовое поле является эмпирически установленным самостоятельным таксоном и занимает промежуточное положение между алмазоносным (кимберлитовым) районом и кимберлитовой трубкой.

Контуры кимберлитовых полей на картах и схемах, зачастую отражаются кругами, овалами, либо сложными многоугольниками. Такая их интерпретация отражает во многом субъективный характер и имеет существенный разнобой во мнениях авторов при оконтуривании кимберлитовых полей, что вызывает необходимость разработки единого формализованного подхода.

Для решения данной задачи нами выполнялись исследования с помощью геоинформационных технологий, таких как ArcGISArcMap 9.3. В качестве исходных данных использовался точечный слой «кимберлитовые трубки ЯАП», который включал:название кимберлитового тела,его координаты, возраст, принадлежность к кимберлитовому полюи алмазоносному району.

С помощью модуля SpatialAnalyst были построены буферные зоны с шагом от 1 до 10 км. Буфером или буферной зоной в нашемслучаеназывается область, которая охватывает кимберлитовые тела, расположенные не далее заданного расстояния. При анализе картографических материалов были получены результаты свидетельствующие, о том, что 5-ти километровый буфер является наиболее оптимальным для оконтуривания большинства кимберлитовых полей (рис. 1), что позволяет проводить границы каждого отдельного поля в едином методическом подходе. Всего было проанализировано 25 кимберлитовых полей ЯАП.

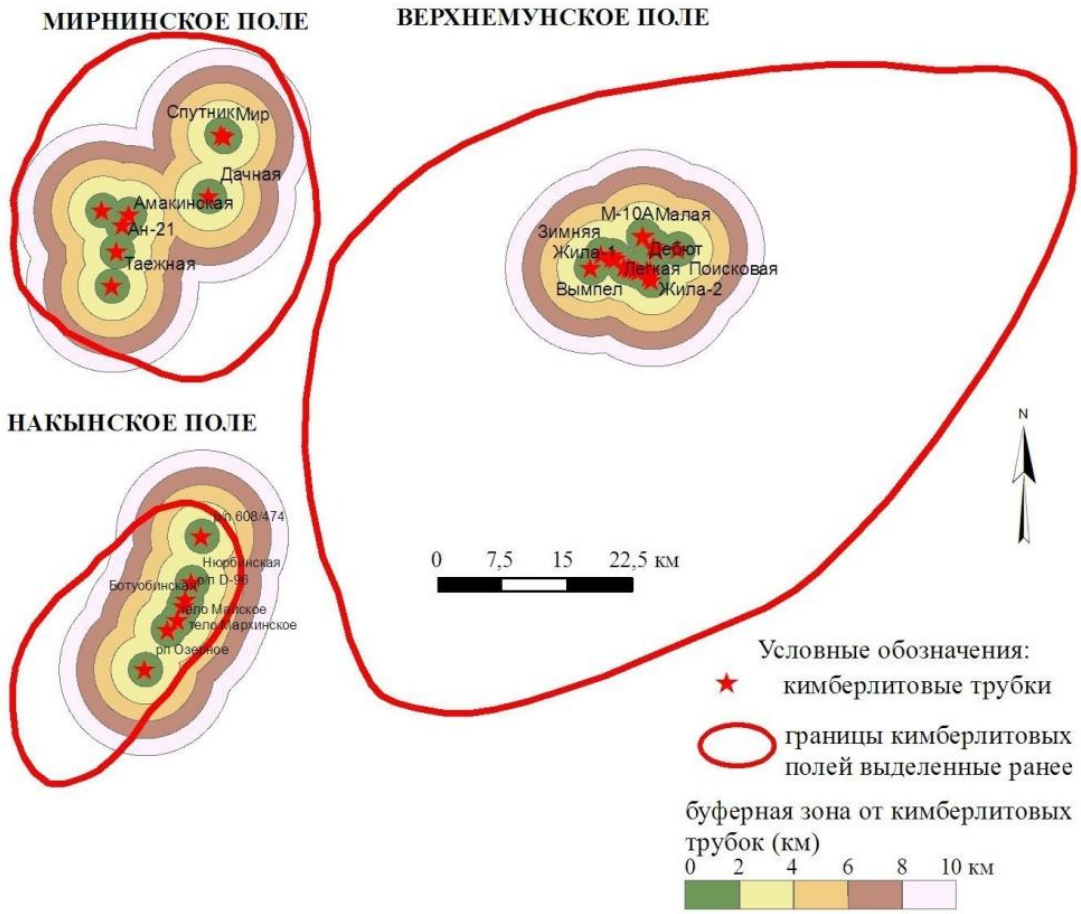


Рис. 1. Примеры оконтуривания отдельных кимберлитовых полей методом «буферизации»

Исходя из вышеизложенного, отмечено что, разница площадей по ранее выделенным контурам и контурам построенных методом буферизации весьма существенная (рис. 2). Так площадь Усть-Силигирского поля уменьшилась в 4,7 раза, Верхне-Моторчунского в 5,8 раза, Верхнемунскогов 16,7 раза. При этом у некоторых вытянутых в плане кимберлитовых полей изменилась и ориентировка основной оси: у Северноэйского, Толуопского и Лучаканского теперь установлено отчетливо выраженное северо-западное простирание.

Таким образом, предложенная методика оконтуривания кимберлитовых полей позволяет выделять границы наиболее перспективных участков, с корректировкой их площадей и уточнением рекомендаций по проведению детальных алмазопоисковых работ.

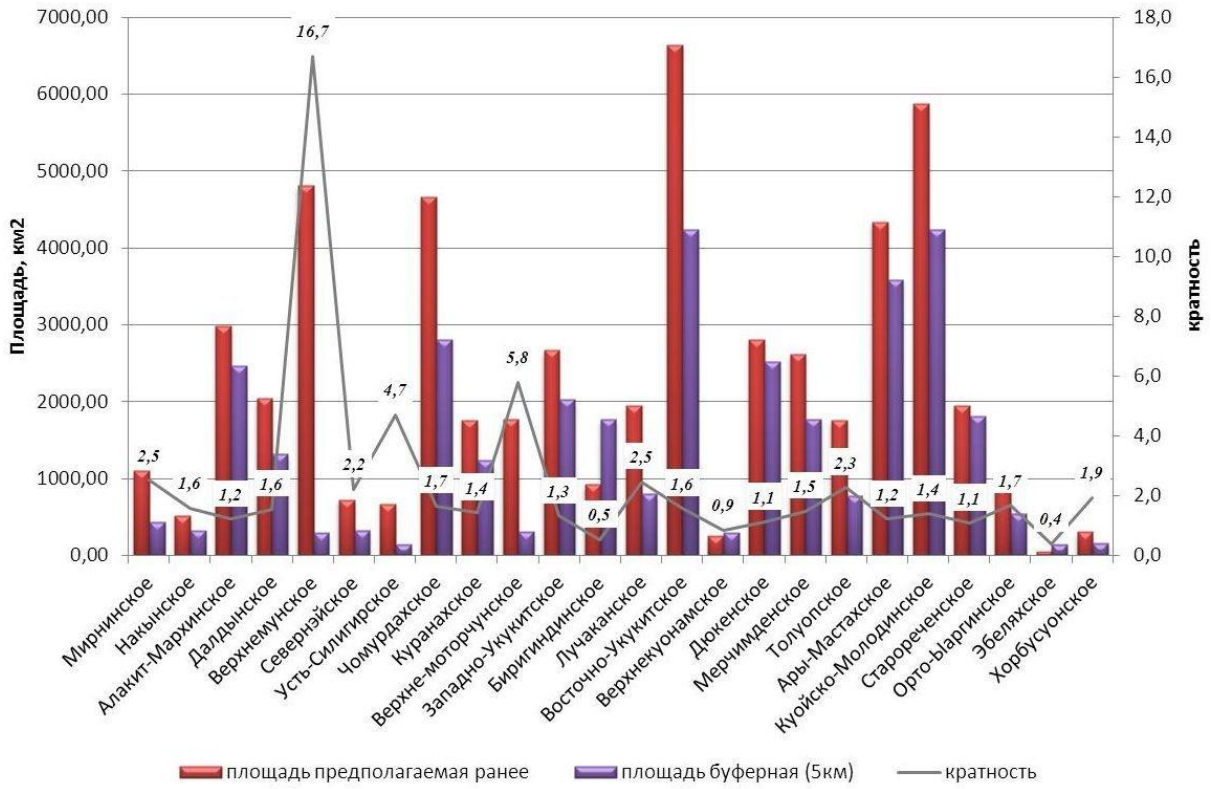


Рис.2. Диаграмма соотношения площадей кимберлитовых полей ЯАП

Литература:

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1984, 128 с.

2. Великий А.С. Структуры рудных полей (в складчатых областях). -Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 279 с.

3. Геологический словарь: в 2-х томах. - М.: Недра. Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др. 1978.

4. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. - Госгеолтехиздат, 1956. 270 с.

5. Манаков А.В., Романов Н.Н., Полторацкая О.Л. Кимберлитовые поля Якутии.- Воронеж: изд-во Воронеж.ун-та, 2000.

6. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979. 183 с.

7. Шаталов Е.Т. Термины, относящиеся к общим определениям металлогении, металлогеническому районированию и металлогеническим картам. // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М. Изд-во АН СССР, 1963, с.7-25.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАННЕЮРСКИХ ВУЛКАНИТОВ КОБЮМИНСКОЙ СИСТЕМЫ СКЛАДОК

Шепелева Я.П.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Раннеюрские вулканиты развиты исключительно в пределах субширотной Кобюминской системы складок Южно-Верхоянского синклинория.

Особенности состава, характера и типа проявления андезибазальт-базальтового вулканизма представляют два типа разреза: западный, где толща вулканитов мощностью 880 м слагает мульду приразломной синклинали, и восточный, приуроченный к блоково-грабеновым структурам [1]. В западной зоне главенствующую ассоциацию слагают пирокластические продукты андезибазальт-базальтового вулканизма, различного гранулометрического набора, составляющие в отдельные эруптивные фазы (циклы) от 40-50 до 60 %. Они часто в различных пропорциях чередуются с базальтами и туффитами. Меньшую роль имеют аглютинизированные разности туфов и ксенотуфы с примесью резургентных обломков – автолиптов сильно измененных базальтов. Спорадически встречаются акцессорные включения различного осадочных терригенных пород.

В пирокластическом наборе существенно преобладают грубообломочные и псефитовые туфы и ортотуффиты. Генетически автохтонные агломератовые и лапиллиевые туфы залегают среди базальтовых потоков, образуя пластовые тела мощностью от 1-5 до 18,0-30,0 м или формируют мощные грубостратифицированные пачки взаимного переслаивания мощностью до 130-360 м.

Псаммитовые фракции – заполнитель агломератовых туфов, представлены литокластами базальта, аповитрокластикой и сцементированы чаще базальным кальцитом или глинистыми новообразованиями по тонкому вулканическому пеплу.

Характерной особенностью туфов является присутствие в составе ассоциации шлаковых и переходных к ним разностей, а также постоянная примесь шлаковых фрагментов в туффитах. В прижерловых фациях туфов отмечаются следы аглюцинации и краснокаменных изменений. Некоторые туфы и особенно туффиты несут признаки местного перемыва и переотложения и относятся к тефроидам или более сложным смесям – туфотефроидам.

Эксплозивный, очень напряженный, существенно псефито-агломератовый фракционный состав вулканической деятельности позволяет отнести вулканизм к стромболианскому типу. Относительная кратковременность эруптивных циклов, концентрация пирокластических продуктов на сравнительно небольшой площади и приуроченность вулканических центров к разломам явно указывает на ареальный тип вулканизма, а многие признаки и черты состава, строения и фации о его периодически субаэральном проявлении.

В восточной части складчато-надвиговой структуры вскрывающиеся разрезы вулканогенно-осадочного комплекса отличается меньшей мощностью (645 м), и преобладанием эффузивной ассоциации базальтового состава. Пирокластический набор сложен в основном сильно измененными псаммитовыми и более тонкообломочными туфами и ортотуффитами. Коэффициент эксплозивности в среднем оценивается 23. Более широко представленыпаратуффиты (26 %), нередко с морской фауной.

Петрографические исследования осадочно-вулканогенных образований раннеюрского возраста показало, что эффузивы, вулканокластиты и вулканогенно-осадочные отложения испытали в разной степени низкотемпературные преобразования. Они выражаются в палагонитизации, глинитизации вулканического стекла, в наложенной хлоритизации, анальцимизации, цеолитизации, карбонитизации пород.

Низкотемпературные преобразования вулканогенных пород происходили в условиях цеолитовой фации метаморфизма погружения на небольшой глубине. При этом у метабазальтов, метаандезибазальтов, метаандезитов, метавулканокластитов полностью сохраняются первичные

структуры эффузивных, эффузивно-обломочных и пирокластических пород. Изменения носят избирательный характер. Практически полностью замещены вкрапленники оливина, моноклинного пироксена, по которым псевдоморфно развиваются нонтронит, селадонит, в центральной части скрытокристаллический кальцит. Миндалины вулканических пород часто имеют концентрическое строение и выполнены хлоритом, кальцитом, халцедоном, редко в миндалинах развиты цеолиты. Плагиоклаз частично серицитизирован и цеолитизирован. Вулканическое стекло нацело замещено хлоритом и частично глинистыми минералами. Интенсивность изменения пород увеличивается в восточном направлении. Вулканиты, развитые в бассейне ручья Круг наиболее сильно подвержены преобразованиям.

Все изученные вулканиты претерпели эпигенетические изменения в условиях цеолитовой фации метаморфизма погружения с активным участием водного флюида. Распределение вторичных минералов в разрезах вулканитов показало отсутствие вертикальной зональности в их изменении.

Литература:

1. Шепелева Я.П. Колодезников И.И., Семенов В.П., Попов Б.И. Раннеюрский вулканизм ЮжногоВерхоянья (Якутия). Якутск: Изд-во АН РС (Я), 2009. 96 с.

СИЛЬНОЕ АБЫЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 2013 ГОДА НА ГРАНИЦЕ ЕВРАЗИАТСКОЙ И СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ

Шибаев С.В.[1], Петров А.Ф.[1], Маккей К.Д.[3], Козьмин Б.М.[2], Петрунин С.В.[1], Пересыпкин Д.М.[1], Старкова Н.Н.[1], Тимиршин К.В.[1]

1 – Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск; 2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; 3 – Университет штата Мичиган, г. Восточный Лансинг, США

В соответствии с Картами общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР–97) около 1,5 млн. кв. км территории Якутии

является сейсмоопасной, что соответствует 30% всей сейсмоактивной территории России. Здесь известны и могут произойти в будущем землетрясения интенсивностью в эпицентре 6–10 баллов по шкале MSK-64. Сейсмоопасные районы располагаются на востоке и юго-востоке Сибирской платформы и Верхояно - Чукотской орогенной области, главным образом, на границах крупных и малых литосферных плит. В настоящее время мониторинг сейсмичности в Якутии осуществляет ЯФ ГС СО РАН на 23 цифровых сейсмических станциях. За более чем 50 лет инструментальных наблюдений установлено, что территорию Якутии пересекают два крупных пояса землетрясений: Арктико-Азиатский (ААСП) на северо-востоке и Байкало-Становой (БССП) на юге.

ААСП пересекает Северный Ледовитый океан, шельф моря Лаптевых, континентальную часть северо-востока Азии (система хр. Черского) и продолжается на юго-восток через Охотское море к Камчатке, где соединяется с сейсмическими поясами Тихого океана. Он сформировался на границе Североамериканской, Евразиатской и Охотоморской литосферных плит и является частью мировой системы сейсмоактивных линеаментов – сейсмических поясов, опоясывающих Земной шар. При этом, в континентальной части ААСП (зона хребтов Черского) отмечено более 50 тысяч местных землетрясений. Здесь известны катастрофические (7-10 баллов) сейсмические события: Булунские 1927–1928 гг., Адычанское 1951 г., Иргичанское 1962 г., Артыкское 1971 г., Андрей-Тасское 2008 г. Именно в пределах этой зоны на территории северо-восточных районов РС(Я) недавно произошло три сильных землетрясения: Улахан-Чистайское 20 января 2013 г. с магнитудой M=5,6; Абыйское землетрясение 14.02.2013 г. M= 6,9 и Тас-Хаяхтахское 10 мая 2013 г. с M=5,4.

Самым крупным сейсмическим событием из них за последние 42 года после 9-балльного Артыкского толчка 1971 г. было Абыйское землетрясение. Его эпицентр с координатами 67.58 º N и 142.67 º E располагался в северо-западных отрогах Момского хребта на границе с Индигиро-Зырянской впадиной в ненаселенной горно-таёжной местности на юге Абыйского района. Время возникновения этого толчка – полночь по

местному времени. 7-балльные макроэффекты наблюдались в двух ближайших к эпицентру пос. Куберганя (75 км к северо-востоку от эпицентра) и пос. Сыаганнах (100 км к северу). В момент подземного удара слышался мощный гул и такое сильное сотрясение земли, что казалось разваливаются дома. Проснулись все жители. Общий испуг населения. В некоторых семьях началась паника, стали будить детей, одевать и выводить на улицу при температуре –52°С. Отмечены деформация отдельных частей домов (перекос косяков, трещины в трубах, содрогание стен, полов и др.). Были опрошены очевидцы из 22 населенных пунктов, расположенных в междуречье Яны-Индигирки-Колымы. Наибольшее расстояние, где зафиксированы 2–3 - балльные сотрясения, отмечено в радиусе 400 км от эпицентра (пос. Усть-Куйга, Чокурдах, Казачье и др.). По этим данным была составлена карта изосейст, показывающая картину распределения сейсмических воздействий на земной поверхности в баллах, где выделены участки территории, ограниченные изосейстами в 7, 6, 5 и 4 балла. Общая площадь, охваченная сейсмическими воздействиями в 8-ми северо-восточных районах РС(Я) , составила более 500 тыс. км^2. Интенсивность в эпицентре при глубине очага 14 км и магнитуде Ms=6,9 могла достигать 9 баллов. Следует отметить, что если бы сейсмический удар пришёлся на летнее время во время оттайки грунтов, то сила сотрясений могла быть как минимум на один балл больше.

После Абыйского землетрясения последовала продолжительная серия повторных толчков-афтершоков. Для их регистрации и изучения сейсмотектонической обстановки в эпицентре была организована совместная российско-американская полевая экспедиция. В её исследованиях приняли участие 4 сотрудника Якутского филиала Геофизической службы СО РАН и проф. К.Д. Маккей из Университета штата Мичиган (США). В конце февраля 2013 г. вблизи эпицентральной зоны были установлены 4 полевые автоматические сейсмические станции, которые вместе с сетью из 4 стационарных станций стали фиксировать повторные сейсмические события разной интенсивности. Особенностью этих полевых работ явилось испытание цифровой сейсмической аппаратуры с использованием нетрадиционных источников питания в виде

солнечных батарей для компьютерных устройств в условиях суровой якутской зимы при внешней температуре ниже – 50ºС. При этом сейсмометры, регистрирующие подземные толчки, устанавливались на лёд промерзших до дна мелких притоков р. Индигирки вблизи эпицентра главного события. Как показал эксперимент, несмотря на короткий световой день и частые туманы, приборы работали в штатном режиме, что подтверждает возможность их применения даже в форс-мажорных обстоятельствах и экстремальных условиях севера.

Обработка и интерпретация цифровых сейсмограмм, полученных на постоянных и временных полевых станциях показала, что за главным толчком возникла длительная серия афтершоков. Всего в течении февраля-мая 2013 г. общее число отмеченных событий превысило 4 тысячи, в среднем по 60 толчков в сутки. В первые три дня (14-16 февраля) они происходили ещё чаще – до 10-15 толчков в час. В их числе свыше 20 имели магнитуду M= 4,4–5,2 и интенсивность в эпицентре до 5–8 баллов.

Пространственно главный толчок и его афтершоковая область расположились на северо-западном окончании Илин-Тасского разлома в пределах кряжа Андрей-Тас. Эпицентры повторных толчков образовали полосу шириной до 15 км при длине до 60 км, общей площадью около 500 км^2, вытянутую вдоль Илин-Тасского разлома. Они заняли водораздел между р. Индигиркой и её левым притоком р Селеннях и фиксировались также на правом берегу Индигирки. Гипоцентр землетрясения тяготеет к структурной зоне, контролируемой Илин-Тасским разломом, который протягивается почти на 500 км с юго-востока на северо-запад вдоль области сочленения Индигиро-Зырянского прогиба с горным поднятием Момского хребта (Илин-Тасский антиклинорий) и его орографическим продолжением на левом берегу р. Индигирки кряжем Андрей-Тас. В магнитном поле вдоль этого дизъюнктива фиксируется изменение рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень [2]. Рассматриваемый разлом является крупной фронтальной границей, по которой древние толщи юры и мела Момского поднятия взброшены и надвинуты на молодые кайнозойские образования

Индигиро-Зырянского прогиба. Эта граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [1].

Сопоставляя морфо-кинематическую характеристику Илинь-Тасского тектонического нарушения, основанную на данных геолого-структурных наблюдений (простирание 310-320º, падение на юго-запад под углом 40-60º) [2] с механизмом очага землетрясения по сейсмологическим данным (простирание 345º, падение на юго-запад под углом 57 º) можно убедиться, что они совпадают, при этом смещение в очаге соответствует взбросо-сдвигу. Таким образом, Абыйское землетрясение возникло в обстановке северо-восточного сжатия, вызвавшего взбросо-надвиг древних юрских и меловых отложений на молодые кайнозойские толщи в результате коллизии Евразиатской и Североамериканской плит.

9-балльное Абыйское землетрясение ещё раз подтвердило высокий сейсмический потенциал ААСП и необходимость уточнения и изменения действующей Карты общего сейсмического районирования (ОСР-97), где район исследуемого события располагался в 7-8-балльной зоне сотрясений.

Это особенно необходимо в связи с планами Комплексного развития инфраструктуры Северо-Востока России и арктических районов РС(Я), освоения месторождений различных полезных ископаемых, эксплуатацией Федеральной дороги «Колыма» и проектирования трансконтинентальной железной дороги «Евразия-Америка».

Литература:

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов.– Новосибирск: Наука. 1999. 16 с.

2. Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф. Морфо-кинематическая характеристика разломов восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск: изд-ние ИГ ЯФ СО АН СССР. 1976. С. 150–159.

ВЕЛИЧИНА УДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ АЛМАЗОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА РАСПЛАВА ПРИ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

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

Крупным достижением планетологии и петрологии в последние десятилетия является получение многочисленных доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы глубиной до многих сотен километров [4, 5, 6, 8]. В свете этих данных кимберлитовые остаточные расплавы и алмазы формировались в процессе фракционирования перидотитового слоя постаккреционного земного магматического океана. Такое происхождение кимберлитовых расплавов объясняет большое содержание в кимберлитах расплавофильных компонентов (до тысячи хондритовых норм легких редких земель); присутствие этих пород только в литосфере древних платформ, возникшей в результате фракционирования постаккреционного магматического океана; позднее появление их в истории Земли; небольшой объем кимберлитовых тел и множество других данных [5].

Главной особенностью магматического фракционирования было сильное изменение состава остаточного расплава в результате накопления в нем летучих, щелочей, кремнекислоты и других расплавофильных компонентов. Эти компоненты во все более повышенном количестве должны были входить в кристаллизовавшиеся алмазы, что приводило к возрастанию в них содержания примесей и дефектов кристаллической решетки. Вследствие этого величина интенсивности удельной рентгенолюминесценции алмазов (нормированной на массу кристаллов в миллиметрах), отражающая степень нарушенности их кристаллической решетки, должна сильно уменьшаться от ранних алмазов к поздним. Это позволяет установить относительную последовательность и причину образования главных разновидностей алмаза кимберлитов.

На рисунке показана средняя величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции в разновидностях алмаза по данным К.П. Аргунова [1, 2]. Она позволяет оценить происхождение этих разновидностей. Рост содержания кремнекислоты в остаточных расплавах при фракционировании (от примерно 30 до 40 – 45 % в кимберлитах и до 70 % во флюидно-расплавных включениях) приводил к очень к большому (примерно на 5 – 6 порядков) увеличению их вязкости [5]. В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса [3], $\mathbf{D = RT/(6\pi\eta r)}$, величина коэффициента диффузии **D** прямо пропорциональна температуре **T** и обратно пропорциональна вязкости среды **η (R**=8,31·10^3 *дж/кмоль·град,* **π** =3,14, **r** – радиус диффундирующих молекул). Формула показывает, что величина коэффициента диффузии углерода в расплавах очень сильно уменьшалась по мере фракционирования вследствие увеличения их вязкости и снижения температуры. Уменьшение коэффициента диффузии углерода замедляло движение его к формировавшимся кристаллам алмаза, что приводило к возрастанию степени пересыщения им остаточных расплавов, несмотря на постоянное удаление его в кристаллизовавшиеся алмазы.

Как показал И. Сунагава [7], увеличение степени пересыщения углеродом среды кристаллизации вызывало уменьшение роли тангенциального послойного роста кристаллов алмаза и возрастание роли нормального радиального. В результате этого сначала должны были чаще всего кристаллизоваться октаэдры, затем ромбододекаэдры, далее кубы. Уменьшение скорости диффузии углерода и возрастание степени пересыщения им расплава приводило к сокращению площади образующихся слоев на кристаллах и к возникновению выпуклых граней. Следы выхода подстилающих слоев на наклонных частях граней обусловили присутствие на них параллельной или сноповидной штриховки (соответственно при одинаковой степени недорастания слоев до ребер и вершин и при большем недорастании их до вершин). На начальной стадии проявления радиального роста при отсутствии послойного в результате локальной кристаллизации алмазного вещества на выходах слоев должна была возникать занозистая и черепитчатая скульптура. При сочетании послойного и радиального роста формировались полицентрические грани и

блочные кристаллы. Ускорявшееся сокращение площади формировавшихся слоев роста приводило к возникновению округло-ступенчатых кристаллов (при прерывистом сокращении площади новых слоев) и округлых алмазов (при постепенном). Такое происхождение этих разновидностей подтверждается уменьшением в них величины I/m (рис. 1.) в рассмотренной последовательности.

Уменьшение количества расплава при кристаллизации перидотитового слоя привело к пересыщению его углеродом, даже при низком исходном его содержании, и к началу образования алмазов примерно 3,5 млрд. лет назад. Возрастание количества примесей и дефектов в кристаллической решетке алмазов сопровождалось образованием все более густоокрашенных их разностей и снижением интенсивности их рентгенолюминесценции за счет поглощения преимущественно коротковолнового излучения вплоть до образования несветящихся кристаллов. Одновременно увеличивалось в среднем содержание азота и легкого изотопа углерода в алмазах, поскольку они накапливались в остаточных расплавах.

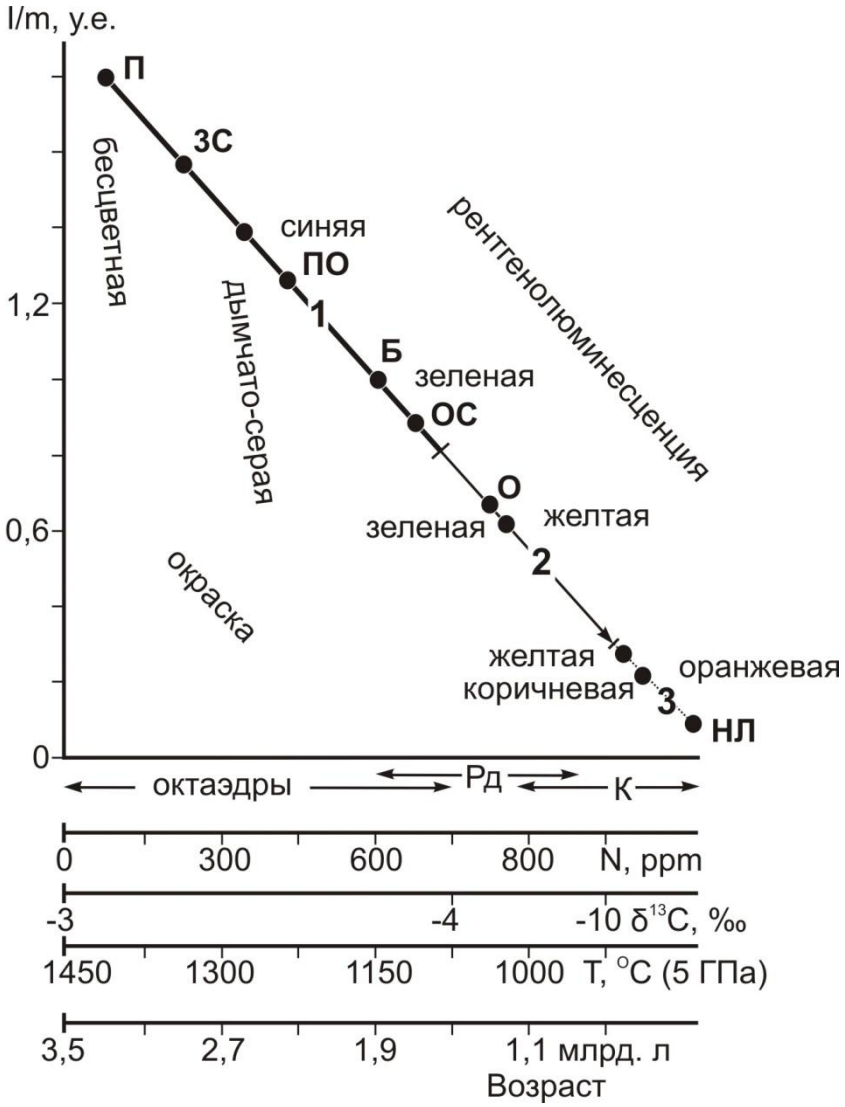


Рис. 1. Уменьшение средней величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) в алмазах в последовательности октаэдры – ромбододекаэдры (Рд) – кубы (К) и в различных октаэдрах: П – плоскогранных; ЗС – занозисто-сноповидных; П – полицентрических; Б – блоковых; ОС – округло-ступенчатых; О – округлых. НЛ – нелюминесцирующие алмазы. Показано положение на линии эволюции алмазов с различными окраской и цветом рентгенолюминесценции [1, 2]; направление изменения в алмазах среднего содержания азота, величины $\delta^{13}C$, температуры при кристаллизации в случае давления 5 ГПа [5]. Состав расплава: 1 – перидотитовый; 2 – пикритовый; 3 – кимберлитовый.

Литература:

1. Аргунов К.П. Дефектные алмазы и их диагностика. – Якутск: ЯФ ГУ «Изд. СО РАН», 2004. 216 с.
2. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. – Новосибирск: изд. СО РАН, 2005. 402 с.

3. Таблицы физических свойств. Справочник // Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. – М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.
4. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. – Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия», 2009. 352 с.
5. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. – Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012. 579 с.
6. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. P. 361–395.
7. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. Tokio, 1984. 653 p.
8. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B.,Powel B.H. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965–989.

ПРИРОДА ЯВЛЕНИЙ РЕЗОРБЦИИ АЛМАЗОВ

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

Алмазы кимберлитов очень разнообразны по морфологии и скульптурам, развитым на их поверхности. Широко распространены представления [3] о том, что округлые и ромбододекаэдрические кристаллы и большинство скульптур образовалось в результате проявления начальных стадий растворения алмазов. В тоже время многие исследователи предполагают их ростовое происхождение. Острая дискуссия о ростовом или резорбционном генезисе округлых алмазов продолжается уже более столетия.

Обобщение и анализ опубликованных данных [5, 6] свидетельствует о том, что ростовое происхождение округлых алмазов подтверждается в среднем большим их размером по сравнению с острореберными в одних и тех же кимберлитовых трубках и россыпях; присутствием округлой внутренней зональности в некоторых кристаллах; большим их содержанием в богатых кремнекислотой кимберлитах, возрастание

вязкости расплавов которых при остывании способствовало росту округлых граней на алмазах. О ростовом их генезисе свидетельствует также закономерное отличие округлых кристаллов от острореберных по содержанию примесей и по величине удельной интенсивности рентгенолюминесценции, указывающее на формирование их вещества на различных стадиях эволюции остаточного кимберлитового расплава при фракционировании глобального магматического океана. Многочисленные признаки постепенного остывания литосферной мантии платформ свидетельствуют о расширении поля стабильности в ней алмаза во времени. Это препятствовало его растворению в условиях мантии.

В тоже время на алмазах иногда встречаются каналы резорбции, проникающие во внутренние части кристаллов. Происхождение их трудно связать с процессами роста кристаллов. Их образование хорошо объясняется окислительным растворением алмазов флюидными пузырьками, выделявшимися из расплавов под влиянием декомпрессии при подъеме кимберлитовых магм в условиях давления менее 30 кб, при которых алмаз становится нестабильным. С таким генезисом согласуются все особенности явлений резорбции.

Вследствие относительно небольшого времени подъема магм в малоглубинных условиях процессы растворения только начинались. Это объясняет сохранение большей части объема кристаллов. Растворение должно были происходить в основном на контакте флюидных пузырьков, видимо, прилипавшим к кристаллам. На несколько порядков большая скорость диффузии компонентов во флюиде по сравнению с расплавами (соответственно 0,5 – 13,3 и 10^{-3} – 10^{-6} $см^2$/сек при 1000К [4]) обусловила большую интенсивность здесь процессов растворения. Это объясняет значительную глубину возникших ямок и каналов. Небольшой размер выделявшихся пузырьков является причиной обычно небольшого сечения возникавших каверн.

Многие кристаллы при подъеме могли не находиться в контакте с пузырьками, что является причиной присутствия в одной и той же трубке кристаллов как с кавернами, так и без них. Очевидно, что алмазы мантийных ксенолитов были изолированы от флюидных пузырьков,

возникавших в магмах при малоглубинном подъеме. Это объясняет нехарактерность каверн резорбции для алмазов мантийных ксенолитов.

По экспериментальным данным скорость окисления алмаза углекислотой в 5 раз выше скорости окисления водой [1]. Кроме того, углекислота менее растворима в расплавах, чем вода. Поэтому в богатых ею кимберлитовых магмах флюидная фаза выделялась из расплава под влиянием декомпрессии на более глубинных этапах подъема, чем в бедных. Вследствие этого в таких магмах заметное количество этой фазы существовало на большем интервале подъема, в них большая доля кристаллов алмаза подвергалась ее воздействию и оно было особенно сильным. Поэтому в случае образования каналов растворения на стадии подъема кимберлитовых магм доля алмазов с такими каналами в богатых углекислотой кимберлитах должна быть значительно больше, чем в бедных. Это полностью подтверждает рисунок, свидетельствующий о возрастании в якутских кимберлитах доли кристаллов с явлениями резорбции примерно в 5 раз с увеличением содержания углекислоты в породах с 5 до 20 – 25 %. Данная зависимость является важным подтверждением развиваемых представлений.

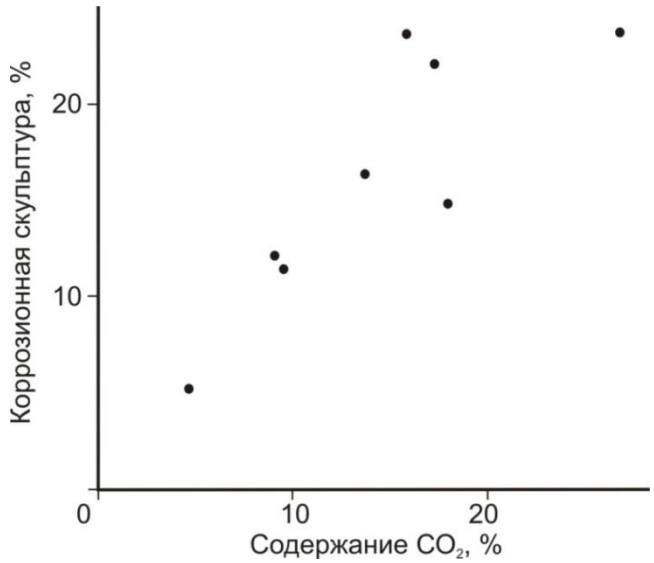


Рис. 1. Возрастание доли кристаллов с коррозионной скульптурой среди алмазов с увеличением среднего содержания углекислоты в кимберлитах трубок Мир, Интернациональная, Удачная-Восточная, Дальняя, Якутская, Айхал, Сытыканская, Ленинградская. Построен по данным [1].

Число связей между атомами углерода на единицу площади увеличивается от граней куба к граням ромбододекаэдра и октаэдра в пропорции 1 : 1,42 : 1,73 [1]. Это определяет меньшую механическую прочность и химическую устойчивость граней ромбододекаэдра и куба, по сравнению с гранями октаэдра. Это должно было увеличивать способность к растворению на малоглубинной стадии подъема кубов и ромбододекаэдров по сравнению с октаэдрами. Действительно, по данным К.А. Аргунова [1] в якутских кимберлитах ромбододекаэдры в 13,6 % случаев содержат каналы травления, а октаэдры – только в 6,4 %. Данное явление объясняет большее распространение каверн растворения на алмазах трубок, содержащих преимущественно додекаэдроиды, и не указывает на широкое развитие процессов растворения в мантии под этими трубками, как обычно предполагается. Значительное распространение каверн в алмазах отмечается в трубке Дьянга, доля додекаэдроидов в которой составляет 54 % [2].

Изредка встречающиеся признаки резорбции внутренних зон кристаллов алмаза могли быть связаны с подъемом локальными конвективными потоками кристаллизовавшихся алмазов в область пониженного давления и неустойчивости алмаза на ранней высокотемпературной стадии фракционирования перидотитого слоя магматического океана, когда поле стабильности алмаза было небольшим и располагалось только в самой глубинной части этого слоя. После частичной резорбции кристаллы опять опускались в область стабильности алмаза, что привело к нарастанию на них поздних зон.

Таким образом, все многочисленные особенности процессов локальной резорбции кристаллов алмаза хорошо объясняются проявлением их на малоглубинной стадией подъема кимберлитовых магм в поле нестабильности этого минерала.

Литература:

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. – Новосибирск: изд. СО РАН, 2005. 402 с.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
3. Орлов Ю.Л. Минералогия алмазов. М.: Наука, 1973. 223 с.

4. Таблицы физических свойств. Справочник // Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. – М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.
5. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. – Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия», 2009. 352 с.
6. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. – Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012. 579 с.

ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ В ГЕОЛОГИИ

Юферев Р.Б.
ООО «Ниеншанц-Сайнтифик»

Рентгеновская компьютерная миктомография (микро КТ) (фото 1) начиная с середины 90-х годов активно используется в геологии и нефтяной геологии. Использование данного метода позволило оперативно решить широкий спектр задач от определения общей и открытой пористости, морфологии пустого пространства, оценки проницаемости до пространственного распределения минеральных агрегатов с контрастностью по отношению к матриксупо рентгеновской плотности и визуализации микротекстурных особенностей образцов горных пород.

Выбор микро КТ обусловлен ее неразрушающим характером, применимостью к породам в широком диапазоне плотностей, с практически любым химическим и минералогическим составом, технической освоенностью, относительно небольшой стоимостью и относительно простой интерпретацией.

Оборудование, которое реализует данный метод, классифицируется, в первую очередь, по пространственному разрешению и размеру исследуемого образца. Революционным решением с полностью изменяемой геометрией источник-образец-детектор, детектором 16 мегапикселей и разрешением 350 нанометров является SkySkan 1272.

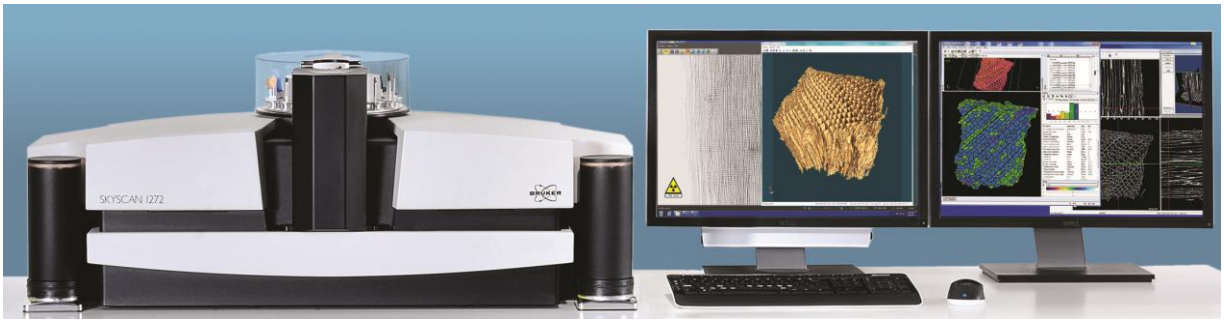


Фото 1. Оборудование для рентгеновской компьютерной миктомографии

Автоматический держатель на 16 образцов с возможность автоматически выбирать увеличение ипараметры съемки для каждого конкретного образца (фото 2). Образцы в очереди на измерение можно заменить в любое время, не прерывая текущего процесса сканирования. После каждого измерения система может отправлять сообщения по электронной почте или смс с полным отчетом съемки и по «удаленному доступу» можно контролировать весь процесс.

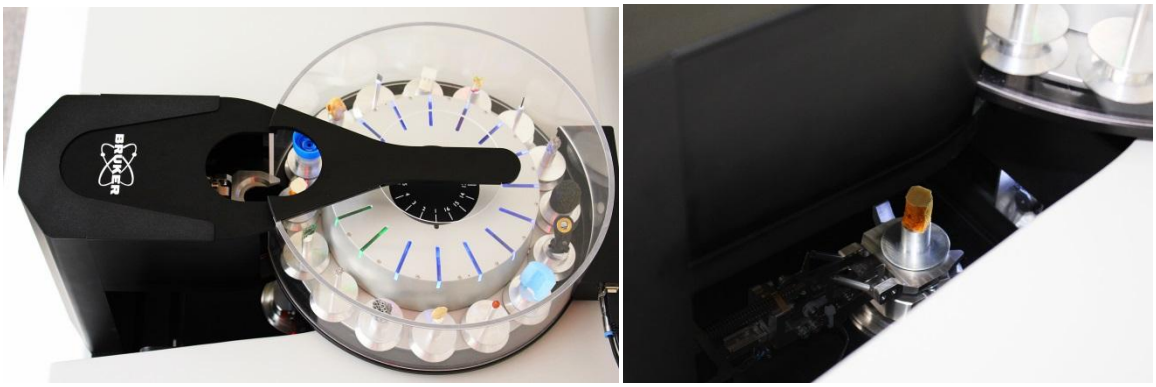


Фото 2. Микротомограф с автоматическим держателем на 16 образцов.

В комплекте с микротомографом поставляется комплексное программное обеспечение для реконструкции, анализа и реалистичной визуализации.

Программа NRECON: многопоточная реконструкция с GPU-ускорением для одного компьютера или кластера (фото 3).

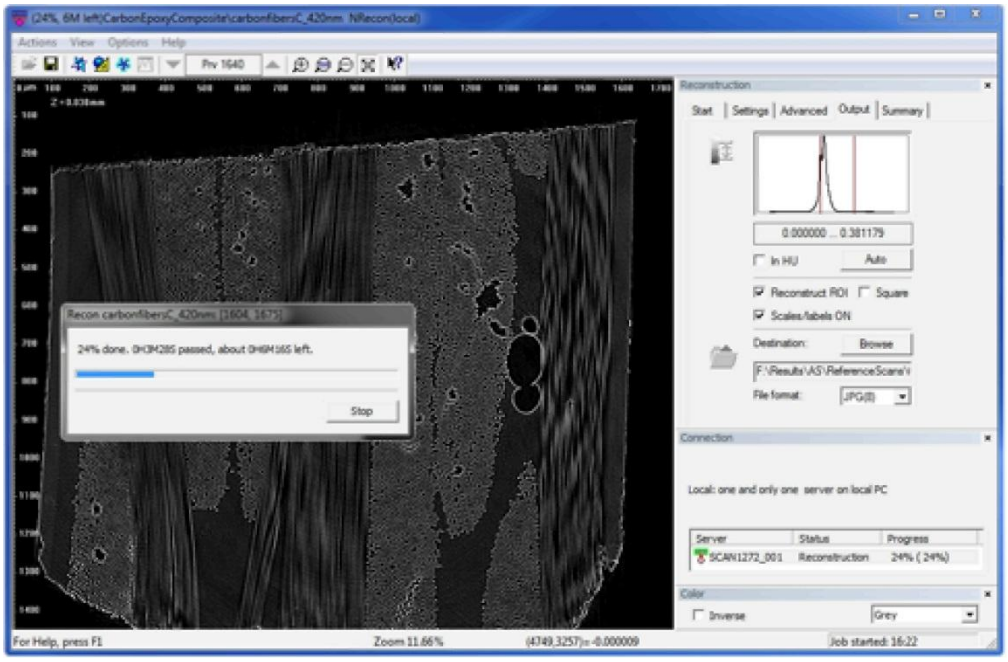


Фото 3. Программа NRECON

NRecon является самой быстрой программой реконструкции широкоформатных изображений в мире. Программа может работать на одном компьютере или кластере из нескольких компьютеров. Реконструкция использует уникальный алгоритм распараллеливания для GPU-ускорения на одной или нескольких графических картах. SkyScan1272 поставляется с управляющей рабочей станцией, оснащенной двумя графическими картами, одна из них GPU процессор NVIDIA Tesla. Дополнительная комплектация включает в себя 19 " GPU кластер для монтажа в стойку из восьми GPU Tesla, 144GB оперативной памяти, 2 процессораIntelXeon и 4 жестких дисков RAID0.

Программа CTVOX: реалистичная визуализация посредством объемного рендеринга (фото 4).

Программа объемного рендеринга CTVox отображает набор реконструированных сечений как реалистичные трехмерные объекты с интуитивной навигацией и перемещением объекта и камеры, гибким инструментом сечения для получения разрезов, выбором фонов включая стандартные пейзажи и интерактивной функцией управления переноса для регулировки цветов и прозрачности.

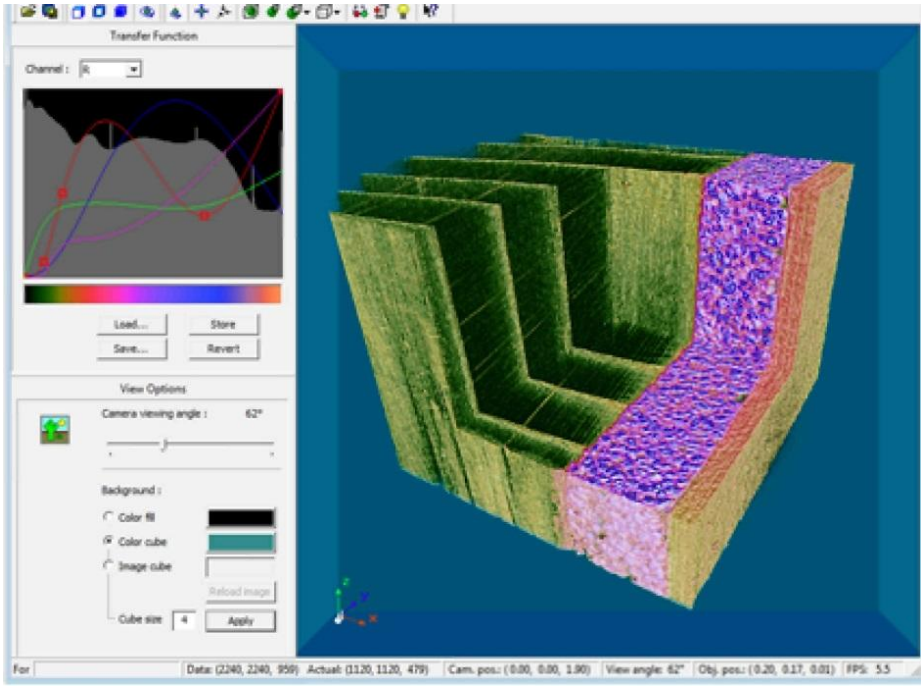


Фото 4. Программа CTVOX

Варианты освещения и затенения в сочетании с выбором свойств поверхности материалов дают полностью реалистичную визуализацию. Имеется функция,позволяющая быстрое создание анимаций типа полет вокруг и полет сквозь на основе выбора нескольких ключевых кадров с автоматическими интерполяциями между ними. Возможности визуализации включают стерео просмотр с помощью стереоочков. Данная версия CTVox включает экспорт для трехмерных приложений на мобильные устройства (Appleи Android). После выбора настроек на экране, сжатый массив данных вместе с функциями передачи можно отправить через облако или сервис передачи данных на мобильные устройства, где они могут храниться, просматриваться и редактироваться.

Программа DATAVIEWER: анимированный просмотр сечений, три виртуальных сечения, пересекающиеся для любой точки реконструированного объема (фото 5).

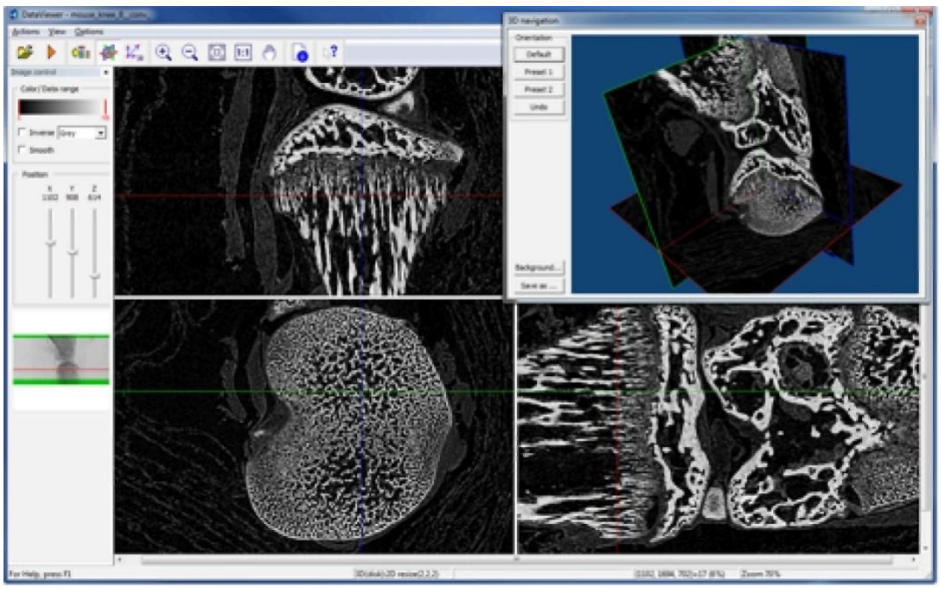


Фото 5. Программа CTAN: Анализ и обработка 2D/3D изображений

Программа CTVOL: реалистичная визуализация поверхностным рендерингом (фото 6).

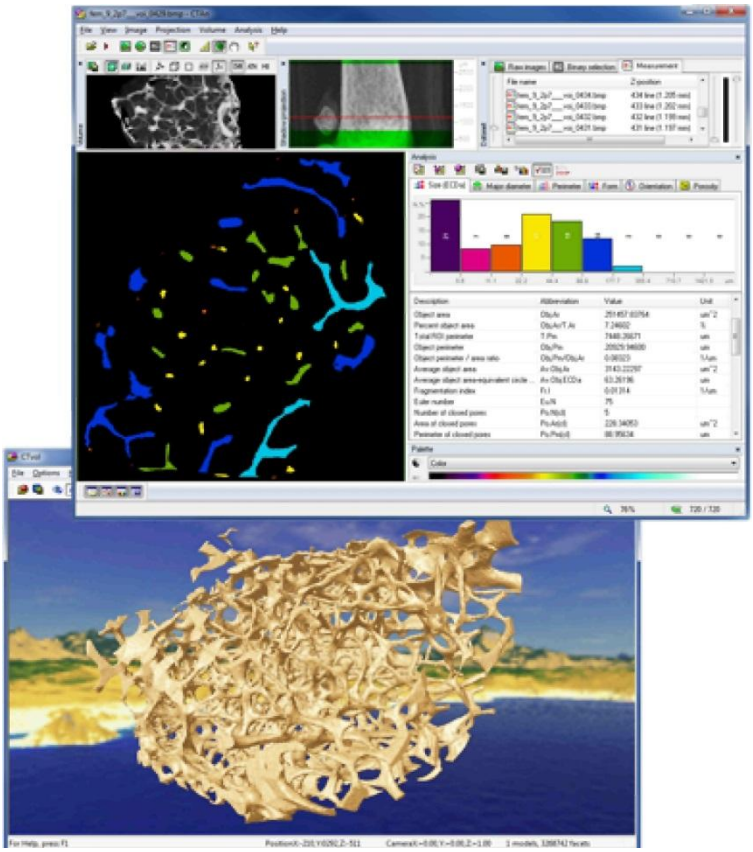


Фото 6. Программа CTVOL

Импорт данных в TIFF, BMP, JPG, PNG,DICOM и т.д. Многоуровневая и адаптивная сегментация. Создание проекционных изображений максимальной и минимальной интенсивности. Измерение трехмерных расстояний иуглов. Калибровка плотности как HU, BMD. Объем объектов (пор, частиц и т.д.) Поверхность объектов. Толщина структур. Степень анизотропии. Собственные векторы, собственные числа. Фрактальные размерности (Колмогоров). Моменты инерции (x, y, полярные, произведения). Детальный анализпористости. Создание трехмерных моделейс помощью нескольких алгоритмоврендеринга и экспортв STL и PLY форматы.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы всероссийской научно-практической конференции
1-3 апреля 2014 г.

Ответственный редактор *Л.И. Полуфунтикова*

Печатается в авторской редакции

Компьютерная верстка: *Л.И. Полуфунтикова, Е.В. Рыжкович, Е.С. Гусева*

Подписано в печать 27.03.2014. Формат 70x100/16.
Печать цифровая. Печ. л. 46,4. Уч.-изд. Л. 58,0. Тираж 130 экз. Заказ № 110.
Издательский дом Северо-Восточного федерального университета
677891, г. Якутск, ул. Петровского, 5

Отпечатано в типографии ИД СВФУ